



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НОМЕРНЫЙ ЭКЗ.



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

4

1978

ИЮЛЬ — АВГУСТ

СОДЕРЖАНИЕ

Хворова И. В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей	3
Горбунова З. Н. Глинистые минералы мезозойско-кайнозойских отложений Атлантического океана	24
Бёэр М. А., Богатырев Б. А., Воинов М. В., Гулиев Р. Г., Оганесян А. А. О пермских бокситоносных отложениях Малого Кавказа	37
Холодов В. Н. Песчаный диатризм — новая сторона катагенетических процессов. I	50
Копорулин В. И. Генетические и гидрохимические аспекты литогенеза терригенных пород некоторых районов Сибири и северо-востока СССР	67
Котов Н. В., Курносков В. Б., Холодкевич И. В. Моделирование природных преобразований вулканических пород в чистой и модельной морской воде при повышенных РТ-параметрах	78
Кутузов А. П., Попов В. С., Худайкулиев Х. Литолого-фациальные условия размещения серного оруденения в Гаурдак-Кугитанском районе	90
Осичкина Р. Г. Геохимические особенности и условия формирования соляных отложений верхнеюрской галогенной формации юга Средней Азии	102
Хрущов Д. П. Литологическая корреляция разновозрастных соленосных толщ	112

Краткие сообщения

Страхов Н. М. «Принцип соответствия» Л. А. Зенкевича и его значение для теории океанского осадкообразования	124
Емельянов Е. М., Мусса А. А., Митропольский А. Ю. Минералогический и химический состав аллювия р. Нил	134
Тихомиров В. И. Роль кремнезема в реализации нефтематеринского потенциала пород доманикового типа	140

Критика и дискуссии

Батулин С. Г. Проблема происхождения приповерхностных уранометрических аномалий аридной зоны и некоторые вопросы методологии исследования	146
---	-----

Хроника

Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Заседания комиссий Международного комитета по петрологии углей (Англия, 1976; Бельгия, 1977)	154
Академик В. И. Попов (К 70-летию со дня рождения)	158

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

4

JULY — AUGUST

1978

CONTENTS

<i>Khorova I. V.</i> Terrigenous clastic sediments of oceans and some of the seas	3
<i>Gorbunova Z. N.</i> Clay minerals of Meso-Cenozoic deposits of the Atlantic Ocean	24
<i>Beer M. A., Bogatyrev B. A., Voinov M. V., Guliev R. G., Oganesyán A. A.</i> On Permian bauxite-bearing deposits of the Lesser Caucasus	37
<i>Kholodov V. N.</i> Arenaceous diapirism as a new branch of catagenetic processes. I.	50
<i>Koporulin V. I.</i> Genetic and hydrochemical aspects of lithogenesis of terrigenous rocks by some regions of Siberia and north-east of the USSR	67
<i>Kotov N. V., Kurnosov V. B., Kholodkevich I. V.</i> Modelling of natural processes of volcanic rock transformation in pure and model sea water at higher P-T-parameters	78
<i>Kutuzov A. P., Popov V. S., Khudaikuliev Kh.</i> Lithologo-facies conditions of distribution of sulphur mineralization in the Gaurdak-Kugitang region	90
<i>Osichkina R. G.</i> Geochemical peculiarities and formation conditions of salt deposits of the Upper Jurassic halogen formation of the south of Middle Asia	102
<i>Khrushchov D. P.</i> Lithological correlation of heterochronous salt-bearing deposits	112

Short communications

Strakhov N. M. «The conformity principle» suggested by L. A. Zenkevich and its importance for the theory of oceanic sedimentation	124
<i>Emeljanov E. M., Mussa A. A., Mitropolsky A. Yu.</i> Mineralogical and chemical composition of the Nile river alluvium	134
<i>Tikhomirov V. I.</i> The role of silica in realization of the oil-maternal potential of preglacial type rocks	140

Criticism and discussion

<i>Batulín S. G.</i> Problem of origin of near-surface uranometric anomalies of the arid zone and some questions of research methodology	146
--	-----

Chronicles

<i>Timofeev P. P., Bogolyubova L. I.</i> Commission sessions of the International Committee on Coal Petrology (Belgium, 1977)	154
Academician V. I. Popov (On the 70-th anniversary)	158

УДК 551.35.054.2:552.51

ТЕРРИГЕННЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОКЕАНОВ И НЕКОТОРЫХ МОРЕЙ

И. В. ХВОРОВА

Для восстановления условий формирования многих геосинклинальных формаций большое значение имеют сведения о современных и молодых глубоководных терригенных отложениях. В статье на основе анализа большого литературного материала, главным образом отчетов по глубоководному бурению, дана характеристика структурно-текстурных особенностей и стратификации терригенных обломочных осадков разных структурно-морфологических зон океанов. Так как в образовании таких осадков большое значение имеют автокинетические потоки материала (mass-flow), то кратко приводятся новые данные об их типах и составе. ~

Существенной составляющей многих геосинклинальных формаций, развитых на континентах, являются обломочные породы. О фациальных условиях их образования существуют разные представления, и некоторые из песчано-алевритовых отложений, особенно относящихся к нижним частям геосинклинальных разрезов, часто рассматриваются как глубоководные и даже океанические.

Сложное тектоническое строение геосинклинальных складчатых поясов и многочисленные размывы приводят к фрагментарному и нередко искаженному по сравнению с первоначальным распространению осадков, что затрудняет восстановление фациальной зональности и особенно определение размеров отдельных зон и, следовательно, бассейна в целом. При палеогеографических реконструкциях большую помощь может оказать знание современных и молодых глубоководных (океанических и морских) обломочных осадков, их структурно-текстурных особенностей, стратификации и распространения. Интенсивное изучение в последние годы океанов, и особенно бурение, открыло большие возможности для сравнительного литологического анализа. Обломочные осадки, как наиболее «консервативные», «независимые» от эволюции, заслуживают особого внимания.

В данной статье будут рассмотрены только терригенные кластические осадки, вскрытые бурением в океанах и некоторых морях и относящиеся к районам, находящимся за пределами шельфов. Сравнение с геосинклинальными обломочными формациями континентов не делается, это требует специальных исследований, результаты которых невозможно изложить в рамках статьи. Здесь не рассматриваются также вулканокластические осадки океанов.

Толщи терригенных отложений в океанах, как и в геосинклиналях, представляют собой чередование пелитов разного состава с алевритами и песками. Такое строение проявляется на сейсмоакустических профилях обилием отражающих горизонтов, что позволяет судить об их распространении в океанах и дает большую дополнительную информацию к данным бурения. Эти четко стратифицированные толщи приурочены обычно к пониженным участкам подводного рельефа и выкли-

виваются на поднятиях. Несколько условно их стали определять как «турбидитные толщи», хотя в них присутствуют не только турбидиты.

Современные океанские осадки позволяют прямо определять фациальные условия, но редко дают возможность судить о стратификации и строении пластов, поэтому основное внимание будет уделено отложениям, вскрытым скважинами. Глубина воды в том месте, где расположена скважина, не обязательно отвечает глубине отложения встреченных в разрезе терригенных пород. При оценке батиметрических условий формирования последних большое значение имеет состав ассоциирующих с ними пелитовых осадков, в частности их карбонатность (глубина выше или ниже уровня карбонатной компенсации)¹.

Прежде чем перейти к характеристике отложений, необходимо кратко остановиться на некоторых новых данных об особенностях транспортировки обломочного материала в глубокие части морей и океанов. Общепризнано, что здесь большая роль принадлежит гравитационным, автокинетическим потокам. Еще недавно они сводились к суспензионным или турбидным, но сейчас на основе расчетов и экспериментов выделяются и другие их типы.

НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОКИНЕТИЧЕСКИХ ПОТОКАХ И ИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Несмотря на то что в последние годы много внимания уделяется изучению режима движения в подводных условиях потоков осадочного материала (mass-flow), сведения о них еще не полны и противоречивы. Мы не будем подробно рассматривать проблему, остановимся лишь на основных представлениях о потоках и их отложениях. В формировании таких представлений первостепенное значение имели эксперименты Р. А. Багнольда (Bagnold, 1954), Ф. Х. Кюнена (Kuenen, 1965), Дж. В. Мидлтона (Middlton, 1965) и др. Эти эксперименты, расчеты и интерпретация «полевых» наблюдений показали, что существует три главных типа автокинетического подводного транспорта осадков (кроме обвалов и оползней): 1) пастообразный (slurry-flow или debris-flow), 2) зерновой (в частном случае песчаный) и 3) турбидный потоки.

Пастообразные потоки — это высококонцентрированные дисперсии высокой плотности (2—2,5 и более) и вязкости. Крупные обломки (валуны, гальки) могут находиться здесь во взвеси благодаря флюидно-пластичной массе (вода и глина), определяемой способностью глинистых частиц к сцеплению. Чем выше содержание глинистой фракции, тем выше способность удерживать крупные обломки. Песок может удерживаться потоком и с относительно небольшим содержанием глины. Пастообразные потоки обладают ламинарным режимом (Fisher, 1971). Они способны переносить большой объем материала на многие километры по относительно пологому склону.

Отложения пастообразных потоков² обнаруживают определенные черты, хотя их гранулометрическая характеристика варьирует от глин с редко рассеянными крупными обломками до галечных отложений с тонкозернистым (глина и мелкий алеврит) связующим материалом. Характерно отсутствие сортировки и пудинговое строение. Описаны примеры, где валуны достигают 0,5 м, а плоские отторженцы — трех и более метров.

Зерновые потоки отличаются от пастообразных низкой вязкостью из-за отсутствия или незначительного количества (<10%) илистой фракции. Они представляют собой движущуюся по дну массу водонасы-

¹ При этом следует учитывать возможность появления карбонатных турбидитов, которые сохраняются ниже уровня карбонатной компенсации.

² Их предложено называть дебритами (debrite); однако термин пока не получил распространения.

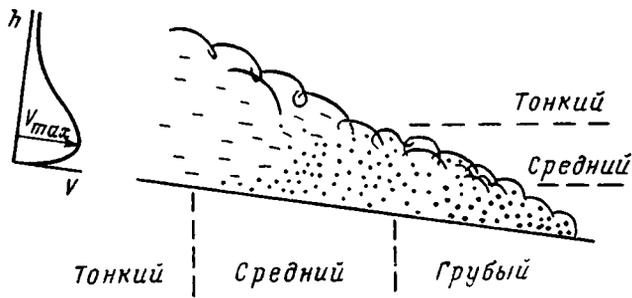
ценного песка (реже гравия). Частицы удерживаются в потоке силами внутреннего дисперсионного давления, определяемого столкновениями движущихся зерен. Поток имеет ламинарный или слаботурбулентный режим. Предполагается, что остановка потока может происходить двойко (Carter, 1975): одновременно во всей массе осадка, в результате падения дисперсионного давления ниже значения гравитационных сил, или неодновременно, с миграцией поверхности отложения через поток. Если миграция постепенная, то возникает относительно однородный слой, если спазматичная, то отложение будет состоять из нескольких слоев.

Осадки зерновых потоков охватывают довольно большой ряд гранулометрических типов: от мелко-среднезернистых песков до грубых, гравийных. Характерно отсутствие или небольшое содержание пелита и мелкого алеврита. Сортировка чаще плохая, но иногда хорошая. Во многих слоях присутствуют плоские обломки аргиллитов и алевролитов (местных материалов), выделяющихся большим размером (до нескольких см и даже десятков см). Как показали непосредственные наблюдения в каньонах, зерновые потоки обладают эродирующей силой и действуют на склонах, достигающих примерно 3°.

Текстура отложений разнообразна. Много массивных песков, но в грубых разностях иногда нерезко выражена слоистость, обусловленная невыдержанными прослойками более грубого материала. В грубозернистых песках, особенно с примесью гравия, иногда наблюдается градационное строение, причем как прямое, так и инверсионное. Для первого характерна особая разновидность: гранулометрия основной массы песка не меняется от подошвы к кровле, но количество обломков самой крупной фракции уменьшается (такая текстура получила название *coarse-tail grading*). Инверсионное градирование, т. е. погрубение осадка по направлению к кровле пласта, объясняется особенностью инерционного режима потока: при совместном перемещении зерен более крупные стремятся в зону наименьшего напряжения, т. е. к свободной поверхности. В целом градационное строение для отложений зерновых потоков не характерно. Косая слойчатость, как правило, отсутствует. Контакты пластов различные: ровные, волнистые, со слепками внедрения, иногда эрозионные. Мощность песчаных пластов от 20—30 см до первых метров.

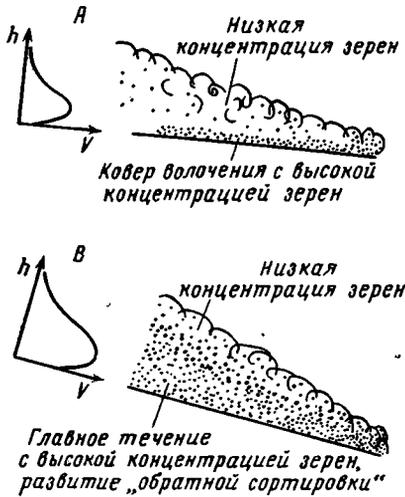
Структурные и текстурные особенности отложений, выделяемых теперь как образование зерновых потоков, сходны с флюксотурбидитами (Dzulinski et al., 1959). По поводу этого термина существуют разные взгляды, но многие стали его использовать для определения отложений зерновых потоков (Schlager, Schlager, 1973).

Турбидным (суспензионным) потокам и их отложениям посвящена обширная литература. Критический ее разбор дан В. В. Лонгиновым (1973). В развитии представлений о турбидных потоках и их осадках исключительно большая роль принадлежит Ф. Х. Кюену, который первым их воспроизвел экспериментально (Kuenen, 1953, 1965, 1967; Kuenen, Migliorini, 1950). Турбидные потоки представляют собою движущуюся вниз по склону турбулентную суспензию, плотность которой больше плотности вышерасположенной водной массы, но меньше плотности, при которой движущаяся суспензия теряет турбулентность. Режим потока меняется в процессе его развития (незрелый, зрелый потоки), и отложение «груза» может произойти на любой стадии. Незрелые потоки дадут массивный осадок или со слабо выраженным градационным строением; при вызревании потока все отчетливее проявляется гранулометрическая рассортировка материала — как латеральная, так и вертикальная (фиг. 1). При замедлении потока вихревое движение становится способным удерживать крупные зерна и они оседают; возникает относительно грубый слой. Если сдвиг, производимый проходящим выше потоком по отношению к такому осадку, невелик, то в нем будут перемещаться



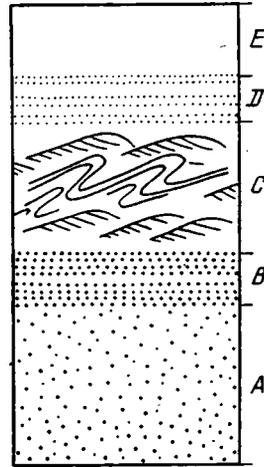
Фиг. 1. Зрелое турбидное течение, согласно «традиционным» представлениям (Walker, 1965)

h — толщина потока, v — скорость продвижения зерен



Фиг. 2

Строение турбидных потоков: А — «традиционного», с ковром волочения, и В — с «инверсионной сортировкой» (Walker, 1965)



Фиг. 3

Полная последовательность подразделений в «идеальном турбидите», установленная А. Х. Бумой (Walker, 1965)

Подразделения: А — градированное, В — нижнее параллельно-слоистое, С — потоково-слоистое, осложненное деформациями, D — верхнее параллельно-слоистое, E — пелитовое

только поверхностные зерна, способные свободно двигаться одно относительно другого (волочение); если же сдвиг сильный, то зерна начинают сталкиваться и возникает зерновой поток; самые крупные обломки концентрируются при этом в его кровле (фиг. 2). Заметим, что некоторые исследователи считают, что только к таким пластам, возникшим при развитии турбидного потока, можно применять термин «флюксотурбидит» (Carter, 1975).

Отложения суспензионных потоков — турбидиты — многократно описывались, преимущественно на примере флиша. Обобщив огромный материал, ученик Ф. Кюнена А. Х. Бума (Boima, 1962) дал модель³ строения турбидита (фиг. 3).

Типичный турбидит состоит из пяти подразделений, получивших буквенные обозначения А—Е, которые стали широко использоваться гео-

³ В дальнейшем для краткости будем говорить о «модели» или о «турбидитной модели», имея в виду установленную А. Х. Бумой.

логами. Далеко не всегда присутствуют все подразделения, часто «выпадают» либо верхние, либо нижние, но общий порядок смены неизменно сохраняется. Такой сложно построенный пласт (многослой, ритм), по мнению большинства исследователей, основанному на экспериментальных данных, образован одним потоком. Происхождение различных текстурных интервалов пласта объясняют по-разному: замедлением потока, его пульсационным характером либо последующей переработкой верхних осадков, отложенных турбидным течением. Надо признать, что ясности в этом вопросе нет.

Кроме рассмотренных эпизодически действующих потоков в переносе и отложении алеврита и песка большую роль играют донные течения, установленные на разных, в том числе и очень больших глубинах (до 6 км). Они подробно изучались на северо-западе Атлантического океана, в районе Западного пограничного глубинного течения, с которым связан мощный (100 м) слой взмученного осадка (нефелоидный). Замеры скоростей течения вдоль поперечного профиля шириной в 180 км дали следующие наибольшие значения (см/сек): 15 (глубина воды 1265 м), 47 (2575 м), 26 (3720 м) и 16 (4145 м) (Betzer et al., 1974). Многодневные повторные промеры показали заметные колебания скоростей. Придонные течения с такими скоростями способны размывать осадок и создавать знаки ряби в среднезернистом песке. Подводное фотографирование это подтвердило, хотя иногда даже при сильных течениях дно представляет ровную поверхность. Колонки, взятые в зонах придонных течений, обнаружили алевритистые глины, иногда гомогенные, иногда с многочисленными прослоями алеврита и мелкого песка, толщиной от 1 мм до 10 см; в ряде случаев устанавливается их невыдержанность (линзовидность).

Так как придонные течения обычно являются контурными, их отложения было предложено называть *контуритами*. Характерными признаками последних, по данным А. Бума (Bouma, 1972), являются: обычно небольшая мощность (до 5 см), резкие оба контакта, часто горизонтальная или однонаправленная наклонная слойчатость (градационное строение наблюдается редко), хорошая сортировка материала, незначительное (0—5%) содержание пелита. Эти признаки упомянутый автор не считает исчерпывающими, так как пока информация об осадках глубоководных донных течений небольшая.

ГЛУБОКОВОДНЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ОСАДКИ (ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ)

Крупные алевриты и пески весьма широко распространены за пределами шельфов. Они встречаются и на континентальном склоне, где сосредоточены главным образом в каньонах, в абиссальных и батинальных котловинах, трогах, желобах, но особенно характерны для континентального подножья, где формируют долинно-веерные системы.

Каньоны. Многие материковые окраины рассечены подводными каньонами, расположенными в пределах склонов. Это могут быть как настоящие континентальные склоны, спускающиеся в абиссальные котловины открытой части океана или краевого моря, так и склоны шельфа или батинальных котловин бордерленда (Калифорния). Размеры каньонов различны — от небольших до сотен километров (таблица). Многие из них, особенно крупные, лежат на продолжении рек, иногда даже на подводном склоне дельт (Ганг, Миссисипи), другие — отделены от берега широким шельфом, но в гляциальную эпоху вершины их тоже находились вблизи впадения реки. Существуют также каньоны, не связанные с речным выносом. Морфология, размеры и происхождение каньонов подробно описаны Ф. П. Шепардом (1976). Обычно они извилисты, стенки их то пологие, то вертикальные и даже нависающие. Глубина каньо-

Размеры некоторых подводных каньонно-веерных систем мира (Nelson et al., 1970)

Название системы	Размеры, км			Угол склона		Глубина, м			Известное количество рукавов
	длина каньона	длина веера	ширина веера	каньон	веер	каньон		веер, основание	
						вершина	устье		
Беринговая	407	—	—	27'	—	183	3400	—	—
Жемчуг	233	—	—	48'	—	183	3400	—	—
Гангско-Бенгальская	183	2570	1091	27'	04'	46	1500	4390	50
Конго	222	278	185	34'	15'	37	2150	3840	7
Монтерейская	111	305	222	1°31'	14'	16	3050	4570	7
Миссисипская	222	222	148	30'	29'	18	1280	2930	7
Астория	115	166	102	57'	18'	100	2090	2840	40
Гудзон	92	148	148	1°15'	23'	100	2150	3110	4
Рона	28	166	166	8°11'	24'	183	1690	2840	20
Ла Джола	14	30	22	2°17'	1°04'	15	550	1100	—
Редондо	15	7	11	2°12'	1°11'	9	586	755	8

нов от нескольких до сотен метров. Устья их могут располагаться на очень большой глубине. Борты образованы чаще осадочными породами, редко изверженными.

История формирования некоторых каньонов сложная: со временем одни из них исчезают, заполняясь осадками, другие — возникают на том же месте или по соседству.

Осадки каньонов обычно представлены зелено- и сероцветными алевритистыми глинами с тем или иным количеством прослоев песка и алеврита; пески чаще мелко- и среднезернистые, но есть и грубые, гравийные и даже с мелкой галькой; в гальвеге некоторых каньонов наблюдались галечные и валунно-глинистые накопления (отложения пастобразных потоков). В отдельных случаях (например, Замбезийский каньон) галечный материал встречается на большой глубине (3,5 км) и на расстоянии нескольких сотен километров от устья (Girdley et al., 1974).

Каньонные пески обычно плохо сортированы, но встречаются средне- и довольно хорошо сортированные. Нередко присутствует растительный и раковинный детрит, иногда глауконит. Обычно это синхронный материал, вынесенный с шельфа, но встречаются также остатки фауны более древние, чем сам осадок.

Характерны тонкая горизонтальная и потоковая слойчатость, наблюдались мелкие оползневые текстуры, небольшие размывы и обогащение песков глинистыми гальками; градационная текстура отмечается редко (Войта, 1965). В стороны от русла каньона количество песков уменьшается и становятся характерными биотурбации.

Долинно-веерные системы. За пределами склонов каньоны обычно сменяются более пологими депрессиями — долинами, врезанными в отложения аккумулятивных вееров. Размер их разный, порой грандиозный (см. таблицу). Площадь Бенгальского веера, например, оценивается в 1 млн. км²; мощность осадочного чехла в его пределах более 3 км (Сиггау, Моог, 1971). Это, конечно, уникальный пример, но и более мелкие веера, сливаясь, тоже создают очень протяженные пояса — шлейфы вдоль континентального подножья (Леонтьев, 1975).

Веерные долины часто бывают извилистыми и в нижней половине веера распадаются на многочисленные рукава, как в дельтах. В верхней части долины более глубокие, в нижней — их рельеф выражен слабо. Долины имеют «прирусловые» валы, иногда возвышающиеся над дном на 400 м, но как правило меньше. В формировании веерного комплекса большую роль играет миграция долин.

Осадки долин во многом похожи на каньонные. Здесь тоже развиты глины, часто алевритистые, с прослоями крупных алевритов и песков.

В верхней части долин их может быть даже больше, чем в каньонах, и они мощнее. Для Гаттерасского веера указывались слои песка толщиной до 3 м (Cleary, Conolly, 1974). Пески мелко- и среднезернистые, хотя есть и грубые. Сортировка материала в общем лучше, чем в каньонах. Текстура как массивная, так и градационная, причем отмечались элементы турбидитной модели (AB и ABC); изредка встречались пески с инверсионно-градационным строением (Piper, 1970; Сафьянов, Пыхов, 1977). В нижней части долин количество и гранулометрия песков уменьшаются и широкое развитие приобретает потоковая и конволютная слоистость. В прирусловых валах и междолинных участках песков и алевритов меньше; для них характерна тонкая горизонтальная слоистость, иногда конволютная, и биотурбации; отмечаются хорошо сортированные осадки с резкими обоими контактами.

В пределах вееров были пробурены скважины.

В *Бенгальском веере* на расстоянии 1500 км от устья Ганга скважина вскрыла 773-метровую толщу, достигнув среднего миоцена. Она образована чередованием плохо сортированных глин, алевритов и песков. Обломочные осадки имеют толщину до 20—25 см, а внизу разреза до 60 см. Строение их массивное, градационное и тонко-горизонтально-слоистое. В подчиненном количестве развиты прослой пелагических нанно-фоссилиевых илов (Von der Borch et al., 1974). Сейчас глубина воды в месте, где расположена скважина, 3760 м. Нельзя быть уверенным, что в третичном периоде глубина здесь была той же, но присутствие нанно-фоссилиевых илов указывает на достаточно глубоководные условия во время формирования толщи.

На юге Бенгальский веер разделяется на две ветви, восточная из которых проходит в северную часть Вартонской котловины. Здесь скважина № 211 вскрыла песчано-глинистую толщу плиоцена мощностью в 135 м. Состав обломочной фракции тот же, что в Бенгальском веере, и, очевидно, упомянутая толща относится к периферической его части. Место, где расположена скважина, находится от устья Ганга на расстоянии 3800 км, а глубина дна во время формирования толщи была ниже уровня карбонатной компенсации.

В дистальной части *веера Дельдаго* (Калифорния) на расстоянии 350 км от берега была пробурена скважина № 32. Здесь выше пелагических осадков, преимущественно «красных глин», вскрыты песчано-глинистые отложения верхнего миоцена — плиоцена. Пески мелкозернистые, хорошо сортированные, толщина слоев 2—40 см; многие имеют градационное строение, но есть и однородные слои с резкими обоими контактами.

Довольно хорошо изучен *Нильский веер*. В дистальной его части, при глубине воды свыше 3 км, пробурены две скважины. Верхняя часть разреза (84 м) представлена чередованием песков и глин. Пески средне- и мелкозернистые с небольшой примесью переотложенного органического детрита. Нередко присутствуют обломки (2—20 см) местных глин. Пески массивные (0,5—3 м), с резким нижним контактом. Градационное строение обычно незаметно, хотя верхняя часть несколько более мелкозерниста. Глинистые прослои имеют толщину от 2 до 15 см. Пески относят к флюксотурбидитам, которые нередко рассматривают как проксимальные турбидиты. Пример Нильского веера важен в том отношении, что показывает возможность образования флюксотурбидитов даже в дистальных частях веера.

Известны подводные веера и в Черном море, в частности на продолжении Ингурийского каньона. В пределах этого веера на глубинах от 950 до 1550 м брались с помощью трубок осадки. Их формирование происходило в последние 4—6 тыс. лет, когда уровень моря был примерно тем же, что сейчас (Сафьянов, Пыхов, 1977). Рельеф веера сложный — с долинами, валами и депрессиями. Отложения здесь пред-

ставлены глинистыми и известково-глинистыми илами с прослоями алевритов и песков, причем количество последних больше в долинах. Для пяти слоев песка из долин была детально изучена гранулометрия. В двух из них четко выражено градационное строение, в одном оно выражено слабо, в одном — отсутствует (однородное строение) и в одном — наблюдалась инверсионно-градационная текстура. Во всех песках отмечается хорошая сортировка материала.

Батинальные котловины бордерленда. Лучшим примером может служить хорошо изученный бордерленд Калифорнии. Он имеет ширину около 280 км, отделен от материка шельфом, а от абиссальной части океана — крутым и высоким склоном. Состоит бордерленд из системы субпараллельных удлиненных котловин (бассейнов), глубина воды в которых от 600 до 2530 м, разделенных возвышенностями, иногда увенчанными островами (Етегу, 1960).

Во внешних бассейнах отложения в основном карбонатные, а в лежащих ближе к континенту — терригенные. Мощность осадочного заполнения большая (до 3 км). На склонах котловин расположены короткие каньоны, в устье которых развиваются небольшие веера с мелкими каналами (ширина от 0,5 км, глубина 10—20 м). Таким образом, в периферической части бассейнов мы встречаем «мелкомасштабную» каньонно-веерную систему, связанную не с материковым склоном и его подножием, а с более высоким батиметрическим уровнем.

Основной фон разрезов в бассейнах представлен зеленоцветными глинистыми илами, в разной степени алевритистыми. В них присутствуют остатки бентосных фораминифер, пелеципод, гастропод, птеропод, диатомей, радиолярий и губок. Иногда глины переслоены светлыми диатомитами. Среди таких отложений, преимущественно на веерах, развиты прослои алевритов и песков. Текстурные особенности их довольно разнообразны. В каналах верхней части вееров встречаются массивные илистые пески, но чаще они имеют градационное строение, сменяясь алевритом и глиной; иногда последние размыты и на песок налегает песок следующей «градационной единицы». В песках встречаются плоские аргиллитовые гальки, гравий, а в тонкозернистых прослоях — растительный детрит. В периферической части вееров песков меньше, они мелкозернисты, с градационной или тонкослоевой текстурой; в кровле иногда — знаки ряби течений. Многие алевриты имеют однородное строение и резкие оба контакта. Средняя толщина слоев 2—5 см. На продолжении вееров, уже на равнине, пески редки, больше алевритов — однородных и слоистых, реже с градационным строением; толщина их чаще от 0,25 до 2 см.

Как мы видим, в классическом виде турбидитная модель здесь отсутствует и можно говорить лишь о ее элементах (AD, ABD).

С течением времени, при большом поступлении материала с шельфа, веера разрастаются и котловины постепенно заполняются терригенными отложениями.

Абиссальные котловины бордерленда. Некоторые материковые окраины представляют собой систему более крупных и глубоких котловин (бассейнов), разделенных поднятиями в виде подводных хребтов, банок и островов, иногда очень крупных. К таким системам относится восточное обрамление Африки — Мадагаскарский бордерленд, рассматриваемый как рифтогенный край континента (Moore, 1974). Для нас представляют интерес два бассейна: Сомалийский и Мозамбикский, расположенные ближе к материку. Их осадочный чехол пройден скважинами⁴.

Мозамбикский бассейн имеет ширину 550 км, отделен от континента подводным хребтом и впадиной; питание терригенным материалом про-

⁴ Характеристика отложений взята из отчета о глубоководном бурении (Simpson et al., 1974).

исходит с севера, через Замбезийский каньон. В северной части, на абиссальной равнине, пробурена скважина 248 (глубина воды 4857 м). Верхняя часть разреза представлена миоцен-плейстоценовой терригенной толщей (300 м). Основной ее компонент — зеленовато-серые алевритистые глины, на некоторых интервалах с наннофоссилиями, переходящие иногда в наннофоссилиевые илы. Среди таких отложений развиты слабосортированные алевриты и пески; они обычно мелко- и среднезернистые, но есть и крупнозернистые с гравием. Присутствуют перетолженные раковины мелководных фораминифер. Различается три типа пластов: 1) массивные или со слабо выраженным градационным строением, довольно мощные (около 1 м) и относительно грубозернистые; 2) градационного строения мелкозернистые; толщина 20—70 см, редко больше; 3) алевриты с резкой подошвой и кровлей, толщина 1—30 см. Грубые пески сосредоточены преимущественно в миоцене.

Присутствие песков среди гемипелагических осадков на Мозамбикской абиссальной равнине интересно с точки зрения оценки возможной дальности переноса песка. Если считать, что конфигурация бассейна в неогене мало отличалась от современной, то до места, где расположена скважина, обломочный материал прошел путь длиной более 1000 км (Мооге, 1974). Глубина отложения песков, особенно миоценовых, возможно была меньшей, чем сейчас в этом районе, но, во всяком случае, это были условия глаубоководные.

В *Сомалийском бассейне* пробурено несколько скважин, но лишь в двух (241, 240) встречено значительное количество обломочных терригенных осадков.

Одна скважина (241) расположена в 300 км от берега, на континентальном подножье (глубина воды 4054 м). Она вскрыла 1174 метра стратифицированных отложений, представленных двумя толщами: нижняя (около 700 м) — темные зеленовато-серые и коричневые глины, иногда алевритистые, с подчиненным количеством наннофоссилиевых известняков, глинистых алевролитов и известковистых песчаников; возраст турон — зоцен. Верхняя (около 470 м) — зеленовато-серые глинистые наннофоссилиевые илы с подчиненным количеством терригенных осадков; возраст миоцен-четвертичный.

Обломочные отложения имеют различное строение. Различаются: 1) массивные плохо сортированные песчано-глинистые алевролиты; 2) многослой, сходные с флишевыми (полные и редуцированные), характерные для меловой части разреза; 3) пески и алевриты с градационным строением и 4) глинисто-алевролитовые ритмиты⁵ (Мооге, 1974).

Вторая скважина (240) находится в центральной части бассейна, в 900 км от побережья Африки и в 600 км западнее Сейшельских островов; от края шельфов Африки и Мадагаскара расстояние около 750 км. Глубина воды более 5 км. Осадочная толща (200 м) образована чередованием пелагических наннофоссилиевых и глинистых илов с алевритами и песками разной зернистости, вплоть до крупной (0,5—1 мм). Здесь отмечаются слои массивные, простого градационного строения и глинисто-алевролитовые ритмиты. Чередование кластических осадков с пелагическими указывает на глубоководные условия отложения.

Надо сказать, что в северной части Сомалийского бассейна разрез состоит из наннофоссилиевых и глинистых илов и не содержит песчаных осадков; таким образом, последние в абиссальных котловинах имеют локальное развитие. Отсутствуют терригенные обломочные отложения и на подводных поднятиях, разделяющих котловины бордерленда.

Крайевые моря западной части Тихого океана. Осадочный чехол был пройден скважинами в Беринговом, Японском, Филиппинском и Коралловом морях. Расположены они в разных климатических поясах, имеют

⁵ В иностранной литературе они часто определяются как ламиниты (Laminites).

разную историю и разный характер питания, поэтому осадочные комплексы в них несколько отличаются.

В котловинах *Берингова моря*⁶ (скважины: 191, глубина воды 3860 м; 290, глубина воды 3875 м) неоген-четвертичный разрез представлен в основном темно- и зеленовато-серыми осадками, состоящими из смеси в разных пропорциях алеврита, глины, диатомей, а в некоторых пачках и пепла; последний присутствует и в виде самостоятельных слоев (5—10, редко 50 см). Изредка встречаются небольшие карбонатные прослойки. В толще неравномерно распределены алевриты и пески, особенно характерные для плейстоцена. Они образуют слои от тонких до более 1 м и характеризуются плохой сортировкой, часто загрязнены глинистым материалом и имеют градационное или массивное строение. В них встречаются перемытые фораминиферы, как сублиторальные, так и батинальные.

Кластика поступала с Камчатки, расположенной сейчас в 300 км от места, где пробурена скважина.

В *Японском море* поверхностные осадки подробно изучались советскими геологами. За пределами шельфа здесь довольно широко распространены пески и алевриты, рассматриваемые как турбидиты. В. И. Чайников (1973) выделил два их типа. Первый представлен простой асимметричной единицей, состоящей из песка или алеврита (5—15 см) и алевропелита, переход между которыми постепенный; толщина таких единиц от 15 см до 1,5 м. Второй тип — тонкое чередование песка или алеврита (0,5—5 мм) и пелита (доли мм и до 1—2 см), причем контакты между ними резкие (возможно, это контуриты).

В юго-западной части моря, в дистальной части долиново-вверной системы Тояма, была вскрыта 532-метровая толща плиоцена и голоцена (скв. 299, глубина воды 2600 м). Как и в других веерах, основной компонент разреза здесь — глины, обычно алевритистые, часто с небольшой примесью пепла; иногда в них встречаются фораминиферы, нанно-фоссилии и диатомей (Voigt, 1975, 2). Среди них неравномерно распределены (преимущественно в плейстоцене) слои глинистых и алевролитых песков, а также пеплов. Толща в целом однообразна и очевидно формировалась в одних и тех же условиях, но принос терригенного материала и пепла то возрастал, то уменьшался. Как и в современных отложениях, обломочные осадки образуют простые асимметричные единицы. Некоторые пеплы иногда тоже образуют градационные слои, а местами в них отмечается потоковая и горизонтальная слоистость (пепловые контуриты).

Другая скважина (301, глубина воды 3520 м) находится на абиссальной равнине Центральнояпонской котловины. Здесь среди диатомовых глин и глинистых диатомитов тоже развиты слои алевритов и песков, сосредоточенных преимущественно в плейстоцене. Обломочные осадки плохо сортированы и мелкая фракция преобладает. Текстура градационная, выраженная с разной четкостью. Снос материала происходил с Азиатского материка, расположенного в 170 км.

Характерно, что на подводном хребте Ямато, разделяющем Центральнояпонскую впадину и впадину Хонсю, песчаных отложений почти нет и неоген-четвертичный разрез представлен диатомитами, диатомовыми и цеолитовыми глинами. Это подтверждает выводы об отложении песков турбидными и контурными течениями.

В *Филиппинском море* песчано-глинистые отложения встречены на двух участках: в Западнофилиппинской котловине (скв. 293, глубина воды 5600 м) и на севере котловины Сикоку (скв. 297, глубина воды 4480 м).

⁶ Сведения из предварительных отчетов о глубоководном бурении (Creager, Scholl, 1973).

В пределы первого участка материал поступал не с континента, а с внутривулканического поднятия — о. Лузон, и транспортировался через каньон. Скважина расположена в 500 км от острова, в дистальной части веера.

Песчано-глинистые отложения здесь бескарбонатны и залегают на пелагических осадках; следовательно, они несомненно глубоководные. Распределены пески неравномерно, что связывают с поднятием о. Лузон. Основной компонент разреза — глины. Обломочные слои представлены крупнозернистыми алевритами и мелкозернистыми песками; толщина слоев от долей сантиметра до 4 см, но есть и более мощные (30—50 см). Здесь, как и в других веерных отложениях, различаются простые асимметричные градационные единицы, хотя много однородных слоев с резкими обоими контактами, относимых к контурирам (Войта, 1975_{1, 2}).

Во втором участке песчано-глинистая толща (250 м) относится к нижнему плиоцену и залегает между глинисто-пепловой толщей и толщей глинистых наннофоссилийевых илов и пеплисто-диатомовых глин. Интересующие нас отложения образованы оливково-серыми глинами, нередко алевритистыми, с прослоями (до 0,3 м) крупного алеврита и средне-мелкозернистого песка. Текстура их чаще горизонтально-слоистая, иногда однородная, но встречается и косослойчатая. Намечаются элементы модели BCDE, но выражены они нечетко.

В Коралловом море питание терригенным материалом происходит главным образом с северо-запада⁷. Здесь находится широкий шельф, включающий залив Папуа, куда многочисленные реки выносят много осадков с высокогорья Новой Гвинеи. В районе развиты сильные вдоль-береговые течения и граница чистой и мутной воды располагается в 50 км от берега, а местами мутные воды с плавающими корнями и стволами деревьев отмечаются в 100 км от побережья, уже за пределами шельфа. На шельфе развито два крупных трога.

Шельф сменяется крутым склоном (среднее от 8°), ограниченным изобатами 1000 и 3500 м; он расчленен каньоном, принимающим осадки трогов. В устье каньона расположена долиново-веерная система, постепенно сливающаяся с плоским дном бассейна.

В его котловинной части пробурены скважины (210, глубина воды 4650 м; 287, глубина воды 4632 м). Нижняя часть разреза (эоцен — средний миоцен) состоит в основном из глинистых наннофоссилийевых известняков с прослоями глин, а верхняя (средний миоцен — плейстоцен) — образована чередованием алевритов и глин. Стратификация определяется преобладанием простых трехчленных асимметричных единиц. Нижний член — темно-зеленый, иногда песчаный алеврит, реже мелкозернистый песок; средний — зеленовато-серый глинистый алеврит и верхний — светлая зеленовато-серая глина, часто пятнистая из-за биотурбаций. Отмечается относительно высокое содержание органического вещества ($C_{org} = 0,1—1,3\%$), что связывают с быстрым захоронением осадка. На разных интервалах мощность стратификационных единиц различна: от первых сантиметров до 40—50 см, очень редко до 75 см, причем базальный слой в них обычно тоньше верхних. Зернистые осадки относят к турбидитам. Во вскрытой толще (410 м) установлено 190 турбидитных слоев и рассчитано, что в среднем поток возникал приблизительно раз в 4000 лет. Кроме турбидитов встречено несколько слоев мелкозернистых песков и крупных алевритов с горизонтально- и косослойчатой текстурой и резкими обоими контактами (контуриты).

Глубина воды во время формирования рассмотренной толщи была меньше, чем сейчас: дно котловины было выше уровня карбонатной компенсации, но все же это были глубоководные условия. Характерно, что непосредственно ниже турбидитных отложений развиты маломощные

⁷ Сведения взяты у Э. Л. Винтерера (Winterer, 1970) и из предварительных отчетов по глубоководному бурению (Burns et al., 1973).

красные пелагические глины с редкими, сильно корродированными кокколитами, что указывает на большую глубину.

Глубоководные желоба. За небольшим исключением все они расположены по периферии Тихого океана, один (Яванский) находится в Индийском и два в Атлантическом океане; известен желоб и в Средиземном море (Эллинийский). Тектоническое строение, особенности размещения, морфометрия желобов освещены достаточно подробно (Менард, 1966; Пушаровский, 1972, и др.), поэтому на этих вопросах мы останавливаться не будем и приведем лишь основные данные об их размерах и рельефе.

Хотя желоба отличаются величиной, по общему характеру они весьма сходны. Это протяженные прямые и дугообразные депрессии. Длина их редко бывает менее 1000 км, чаще более 3000—4000 км, достигая 6000 км. Глубина обычно 7—10 км, иногда меньше. Ширина относительно небольшая, особенно в нижней части; так, например, желоб Тонга на изобате 7 км имеет ширину 55 км, а на 9 км — 3—7 км; Центрально-американский желоб на глубине 4,5 км имеет ширину 10—50 км; Курило-Камчатский на 8 км — 10 км, а на 9 км — 1 км. Профиль обычно асимметричный, внешний (обращенный к океану) склон пологий (1—10°), внутренний круче, достигая на отдельных участках 25—30° и больше. Склоны, особенно внутренний, как правило, осложнены хребтами, депрессиями и уступами; депрессии (троги) частично заполнены осадками и являются ловушками материала, задерживающими его поступление в желоба. Дно желобов довольно плоское, иногда оно наклонено в одном направлении, но чаще состоит из цепочки вытянутых депрессий.

Склоны частично покрыты современными пелагическими и гемипелагическими илами, но на многих крутых, обрывистых участках, особенно в нижней части, обнажаются древние (третичные, меловые) осадочные и вулканические породы, а местами и серпентинизированные перидотиты (например, желоб Пуэрто-Рико) (Conolly, Ewing, 1967). В ряде мест установлены осыпи и оползни.

Сейсмопрофилированием на многих примерах в пределах желобов выше акустического основания установлены две осадочные толщи. Одна развита в пределах внешнего склона, залегает в общем согласно с наклоном дна и прослеживается в прилежащую часть океанического ложа; считается, что это обычные для данных мест пелагические отложения. Вторая толща, четко стратифицированная, выполняет нижнюю часть депрессий, выклиниваясь на склонах, и представляет собой характерное для желоба образование.

Некоторые желоба, как известно, расположены вдали от крупных участков суши и не содержат или в них очень мало терригенных обломочных отложений; их мы не принимаем во внимание. Большее количество желобов, однако, вытянуто вдоль крупных островных архипелагов или краев континентов, и в них накопились мощные терригенные толщи. К сожалению, скважин в желобах пробурено очень мало, и об осадках приходится судить главным образом по грунтовым пробам.

В целом отложения желобов характеризуются чередованием тонких пелагических и обломочных осадков. И те и другие в разных желобах могут быть несколько отличными. Состав первых во многом сходен с пелагическими осадками той области океана, где расположен желоб, а на состав и строение вторых влияют особенности питающей провинции, морфология желоба и, вероятно, его тектонический режим.

В приостроводужных желобах западного обрамления северной половины Тихого океана, таких, как Алеутский, Курило-Камчатский, Японский, отложения представлены серыми и зеленовато-серыми глинистыми и алевро-глинистыми осадками, во многих случаях с большой примесью диатомовых (желоба расположены в северном поясе кремнеаккумуляции), а иногда и пепла. Среди тонких осадков развиты неравно-

мерно распределенные по разрезу средне- и крупнозернистые алевриты и пески (последних меньше). На одних интервалах они составляют лишь 5—15% разреза, на других до 60%; толщина прослоев обломочного материала в одних случаях 0,5—2 см, в других 5—25 см, реже до 50 см (Kulm, von Huepe, 1973). В Курило-Камчатском желобе на глубине 6860 м в колонке длиной 436 см обнаружены десятки песчаных и алевритовых слоев толщиной в несколько миллиметров (Безруков, 1955). Для песков и алевритов характерны плохая сортировка (бывает и хорошая) и градационное строение слоев; нижний контакт их всегда резкий, верхний как резкий, так и постепенный. Иногда разрез усложняется присутствием пеплов и грубого материала ледового разноса.

Для обломочных осадков желобов характерно присутствие переотложенных современных и третичных литоральных и батинальных органических остатков (диатомей, фораминиферы). Встречаются также относительно крупные (до 10 см и более) обломки аргиллитов и туффов, продуктов размыва стенок желоба.

В более южных желобах западной части Тихого океана, расположенных ближе к суше, таких, как Филиппинский, отложения в общем сходны с рассмотренными. Это тоже алевритистые глины с прослоями алевритов, иногда песчаных. Строение их градационное, но наблюдались слои, у которых оба контакта постепенные.

На многих интервалах обильны глинистые обломки (до 1 см). Для отложений в целом характерны диатомовые — этмодискусы, образующие и самостоятельные прослои; меньше радиолярий, есть зубы рыб и наземный растительный детрит. По существу отложения отличаются от рассмотренных выше составом диатомовых, так как желоб расположен в области развития этмодискусов. Резче отличия в осадках верхней половины склонов желоба (до 3—4,5 км), где много карбонатного материала, в частности кораллово-ракушнякового детрита, снесенного с шельфа (Мурдмаа, 1971). Это отражает положение желоба в районе низких широт.

В желобах, более удаленных от крупных участков суши, таких, как Марианский, осадки представлены коричневой пелагической глиной, содержащей лишь костный детрит. Стратификация здесь менее отчетлива и связана с присутствием тонких прослоев и линзочек пепла и алеврита. Характерно присутствие прослоев, состоящих из обломков твердой коричневой глины, иногда с марганцевистым налетом на поверхности и следами сверления (Безруков, 1957); в некоторых прослоях наблюдалось градационное строение.

В желобах восточной части Тихого океана (Центральноамериканском и Перуанско-Чилийском) отложения несколько грубее. Они представлены (Ross, 1971; Zen, 1959) коричневыми и оливково-серыми, обычно бескарбонатными, глинистыми и алевро-глинистыми илами, нередко пеплистыми; во многих колонках среди них присутствуют прослои (от первых миллиметров до 6—8 см) алевритов и песков, иногда среднезернистых. Алевриты и пески бывают и хорошо и плохо сортированными, имеют градационное строение, но встречаются и массивные, однородные; изредка наблюдалась тонкая косая слойчатость.

Распределение и мощность терригенных осадков в желобах неравномерные, определяемые положением источников кластики (склоновые каньоны, реки), а также топографическими неровностями дна желоба. Наибольшее количество песка приурочено к приустьевым частям каньонов. Установлено его перемещение вдоль желоба и постепенное замещение алевритом и алевропелитом. Показано, что от устья каньона Бандерас (Центральноамериканский желоб) обломочный материал переносится на 230 км к юго-востоку.

На внутреннем склоне желобов осадки становятся грубее, чаще появляются массивные среднезернистые пески с большим количеством пеле-

циподового и гастроподового детрита. Однако прямой корреляции между гранулометрией и расстоянием от берега нет, и в некоторых колонках песка нет. Внешний (приокеанический) склон покрыт однородным тонким илом.

Желоба, расположенные в тропической части океана, например желоб Пуэрто-Рико, выделяются обилием в обломочных слоях разнообразного органогенного детрита; здесь же присутствуют оолиты и обломки известняка; весь этот материал поступает по многочисленным каньонам с соседнего приостровного шельфа, смешиваясь по пути с глобигериновым и птероподовым илом, покрывающим верхнюю часть склона (Connolly, Ewing, 1967).

Кроме желобов, дно которых находится много ниже уровня карбонатной компенсации и в которых тонкие пелагические осадки бескарбонатны, бывают и менее глубокие желоба, например Эллинийский. Он расположен к западу от архипелага Ионических островов. Глубина его несколько более 4,6 км. В нем было пробурено две скважины (скв. 127, 128), вскрывшие около 500 м четвертичных стратифицированных отложений. Это оливково-серые наннофоссилиевые мергельные илы с неравномерно распределенными по разрезу прослоями мелкозернистых песков и алевритов. В нижней части разреза они обычно тоньше 10 см и имеют резкие оба контакта. Верхняя часть разреза более насыщена обломочными осадками; здесь характерны трехчленные асимметричные ритмы: песок — алеврит — мергель, с постепенными переходами. Обломочные слои в среднем имеют толщину 30—40 см, достигая в отдельных случаях 2,5 м (мергели в среднем имеют толщину 0,6 м, достигая 1,2 м). Ритмы начинаются иногда массивным или градируемым песком (А), но часто он отсутствует и в основании залегает тонкослоистый осадок, представляющий собою миллиметровое чередование чистого песка или алеврита с глинистым песком или алевритом.

Кроме глубоководных желобов в океанах известны довольно многочисленные протяженные трюги, часть которых связана с трансформными разломами. Они тоже выполнены мощными стратифицированными толщами, состоящими из глин, в разной степени алевритистых, с прослоями песков мелко- и среднезернистых, редко крупнозернистых. Данных о строении пластов здесь мало. Отмечаются как градационные, так и однородные слои, реже горизонтально- и косослойчатые.

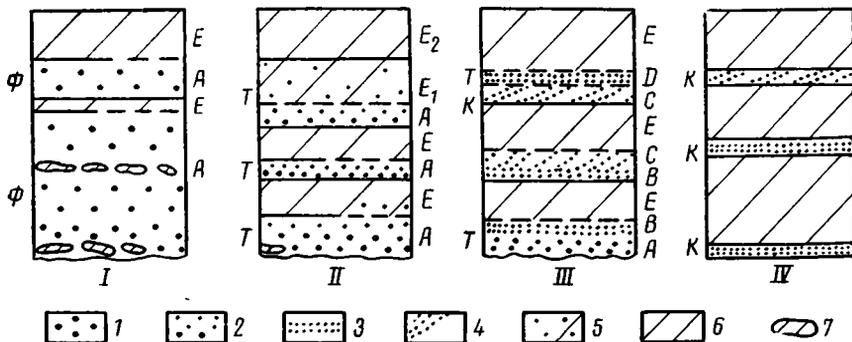
ОСНОВНЫЕ ТИПЫ СТРАТИФИКАЦИОННЫХ ЕДИНИЦ

Среди рассмотренных отложений распространен сравнительно небольшой набор стратификационных единиц; он представлен несколько менее разнообразно, чем в геосинклинальных отложениях на континентах, что отчасти может объясняться худшим проявлением текстурных особенностей в обычно слабо консолидированных глубоководных осадках. Однако нельзя исключить и несколько иные фациальные условия образования геосинклинальных песчано-глинистых толщ, сказавшиеся на разнообразии текстур. Во всяком случае этот вопрос требует специального исследования.

Следующие типы элементарных стратификационных единиц встречаются среди песчано-глинистых отложений океанов (фиг. 4).

1. Мощные (0,5—3 м) пласты песков, реже песчаных алевритов, разделенные небольшими прослоями глин. Пески обычно мелко- и среднезернистые, но встречаются и крупнозернистые. Характерно массивное строение, градационное — отсутствует или выражено слабо и лишь в самом верху. Сортировка разная — от плохой до хорошей. Нижний контакт всегда резкий, верхний иногда резкий, иногда постепенный. Часто присутствуют местные гальки глины (до 20 см). Некоторые мощные пласты возникли в результате «суммирования» менее мощных, при этом глинистые осадки либо их не разделяли, либо были размыты.

Рассматриваемые песчаные единицы встречаются среди отложений каньонов и проксимальных частей веерных долин (Гаттерасский веер); иногда они присутствуют на большом расстоянии от источника кластики.



Фиг. 4. Схема строения стратифицированных единиц, обнаруженных в океанических разрезах

1 — пески массивные, 2 — пески и алевриты с градационным строением, 3 — мелкие пески и алевриты горизонтально-слоистые, 4 — то же, но с потоковой слоистостью, 5 — алевритистые пелиты, 6 — пелиты, 7 — скопления глинистой гальки. Сплошные линии — резкие границы между слоями; пунжир — постепенные границы; А—Е — интервалы «турбидитной» модели; Е₁ — «турбидитная глина»; Е₂ — однородная пелагическая глина; Ф — флюксотурбидиты; Т — турбидиты; К — контуриты

(сотни км) и на больших глубинах (вблизи уровня карбонатной компенсации). Появление их в разрезе часто совпадает с временем усиления сноса с соседнего континента.

Осадки, близкие к рассмотренным (тоже массивные), но менее грубые (алевриты, мелкие пески) и не столь мощные (10—50 см), встречаются, кроме того, в желобах и батинальных котловинах.

Все такие пески и алевриты обычно относят к отложениям зерновых потоков (флюксотурбидиты).

2. Пласты простого градационного строения (АЕ), состоящие либо из песка, кверху переходящего в алеврит, либо из алеврита, становящегося в указанном направлении все более мелким. Материал обычно слабо сортирован. Нижний контакт резкий, верхний чаще неотчетливый: алеврит с разной степенью постепенности переходит в пелит, но в некоторых случаях он тоже довольно резкий. Толщина пластов в пределах от 2—3 до 40 см, изредка бывает и до метра. Залегают они среди глинистых, известково-глинистых или кремнисто-глинистых осадков (пелитов) и иногда разделены большими интервалами, составляя лишь 2—4% разреза, а иногда концентрируются в определенных пачках, приобретающих ритмичное строение, причем пелитовая часть либо превышает зернистую, либо они соизмеримы.

Важные для понимания механизма седиментации наблюдения над составом пелитовой части таких ритмов были сделаны в Балеарской котловине (Rupke, Stanley, 1974). Здесь во внешне однородном пелитовом осадке с помощью радиографии были выделены две части, разделенные резким контактом: нижняя — оливково-серый мергельный ил, связанный с алевритом постепенным переходом и сам имеющий градационное строение (уменьшение кверху алеврито-глинистого отношения и снижение карбонатности), и верхняя — более светлый и более карбонатный (раковины птеропод) ил без закономерного изменения гранулометрии и с биотурбациями. Нижняя часть рассматривается как возникшая тем же способом, что и алеврит, а верхняя — как нормальный пелагический осадок.

Рассмотренные градационные пески и алевриты встречаются чаще, чем массивные. Они присутствуют среди отложений каньонов, вееров, батинальных и абиссальных котловин (Аляскинской, Мозамбикской, Сомалийской, Балеарской, Япономорской и др.), трогов и глубоководных желобов. В пределах абиссальных котловин преобладают алевриты, песков мало и они мелкозернисты.

На основании структурно-текстурных особенностей осадки относятся к турбидитам, однако резко отличаются от турбидитной модели «выпадения» всех верхних зернистых частей многослоя.

3. Градационные единицы более сложного строения. В основании их залегает относительно крупный материал: средне- или мелкозернистый песок либо песчаный алеврит; он бывает градационного, массивного и изредка, в более грубых осадках, инверсионно-градационного строения (элемент *A*). Кверху осадок становится все более мелкозернистым и в нем появляется горизонтальная и косая слоичатость (*B*, *BC*). Толщина отдельных слоев обычно находится в пределах от 3 до 40 см. Выше залегает алевропелит и пелит (*E*). Иногда в нем присутствуют тонкие прослойки и линзочки алеврита, что как бы соответствует элементу *D*. В некоторых многослоях «выпадает» нижний член, и в основании ритма развит горизонтально-слоичатый осадок. Изредка указываются случаи, когда в основании лежит осадок с тонкой потоковой слоичатостью (*C*), над которым развит горизонтально-слоичатый интервал (*D*).

В целом полная турбидитная последовательность встречается очень редко, но элементы ее обычны. Чаще это *ABE* и *BE*, но есть *ABCE*, *BCE*, изредка *CDE*. Обращает на себя внимание широкое развитие горизонтально-слоичатого интервала; он вообще характерен для мелкообломочных осадков, а именно они особенно распространены среди терригенных отложений океанов.

Рассмотренные стратификационные единицы встречаются в отложениях вееров, трогов, желобов, батинальных и абиссальных котловин.

На основании градационного строения пески и алевриты относят к турбидитам, хотя возможно, что более мелкозернистые их разновидности (*BCE*, *CDE*) являются контуритами.

4. Пачки тонко- и средне-тонкопластованных алевритов и мелкозернистых песков, чередующихся с пелитами. Толщина слоев от первых миллиметров до 5—10 см. Осадки хорошо и средне сортированы и имеют резкую кровлю и подошву. Иногда в них отмечают горизонтальную, потоковую (косая) слоичатость, а также градационное строение. Они развиты в пределах вееров, главным образом в дистальной части долин, в прирусловых валах и междолинных участках, в трогах, желобах, в батинальных и абиссальных котловинах.

Многие из этих отложений относятся к контуритам, но в некоторых случаях могут быть и дистальными турбидитами. Для Аляскинской абиссальной котловины, например, приводятся следующие аргументы в пользу последнего. В прослоях алевритов здесь нет органических остатков, тогда как сопутствующие пелиты ими богаты; кроме того, об отсутствии донных течений свидетельствует неотмытый материал ледового разноса (Piper, 1973).

5. Алевропелитовые ритмы — очень тонкое чередование глинистых осадков (чистых или алевритистых) с обычно хорошо сортированными алевритами; реже появляется мелкий песок. Толщина слоев обычно измеряется миллиметрами, реже первыми сантиметрами. Многие алевриты имеют резкую подошву и градационное строение, причем оно связано не только с уменьшением размера зерен, но и с увеличением количества глины, переход в которую очень постепенный. В других прослоях градационное строение отсутствует и оба контакта резкие. Некоторые прослойки линзовидны. Нередко в пластах и пачках ритмов количество и толщина алевритовых слоев уменьшаются кверху.

Ритмиты встречаются на абиссальных равнинах (они подробно описаны из Аляскинской котловины), в дистальных частях вееров, желобах и трогах; их следует также ожидать на материковых склонах и на континентальном подножье, где проходят глубинные течения.

По-видимому, ритмиты являются характерным представителем контуритов.

Рассмотренные стратификационные единицы хотя и отличаются одна от другой, но обычно присутствуют в одних разрезах и между ними существуют переходные разности, позволяющие предполагать латеральные изменения. Чем дальше от источника материала и путей его переноса, тем в целом большее значение приобретают мелкозернистые и относительно тонко напластованные осадки и, пожалуй, пласты с градиционным строением, особенно сложным.

О СОСТАВЕ ТЕРРИГЕННОЙ КЛАСТИКИ

В каждом районе состав обломочного материала обладает специфической, определяемой петрографией пород питающей провинции и отчасти гранулометрией (Петелин, 1957); даже в одном бассейне он может заметно меняться от одного места к другому. Однако если отвлечься от деталей и принимать во внимание лишь общий характер кластики, зависящий от преобладания главных компонентов, отражающих генезис «поставщика» материала, то терригенные минеральные ассоциации можно свести к небольшому количеству. Главные их типы следующие.

1. «Кварцевая ассоциация» — состоит в основном из кварца; в тонкой фракции часто обильна слюда; в виде примеси, обычно небольшой, присутствуют другие минералы: плагиоклазы или калишпаты и обломки сиалических пород (гранитоиды, кварциты). В отдельных случаях полевых шпатов много и ассоциация теряет характерный облик. Существенно кварцевая кластика отмечается в Замбезийском каньоне, Сомалийском и Балеарском бассейнах, в Нильском и Гаттерасском веерах и других близматериковых терригенных накоплениях. В некоторых из них, однако, из-за особенностей питающей провинции кварцевая составляющая подавлена (Бенгальский веер). Нескольким неожиданным является обилие кварца и слюды в удаленных от континента осадках трога Вема, что связано с поступлением сюда материала Амазонки.

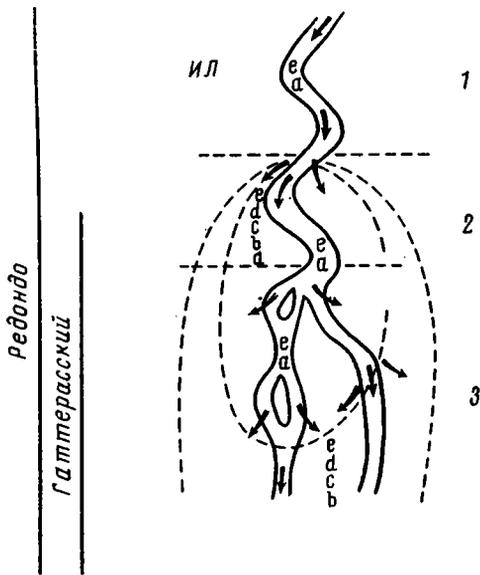
2. «Аркозовая ассоциация» — тоже содержит много кварца, но кроме него обильны полевые шпаты, чаще плагиоклазы, но иногда калишпаты (Гаттерасский веер); в виде примеси в разных количествах присутствуют слюда и обломки пород (вулканических, метаморфических осадочных). Среди аксессуаров выделяются эпидот, амфиболы, иногда пироксены. Ассоциация характерна для краевых морей Тихого океана (Аляскинская, Центральнояпонская, Западнофилиппинская котловины), Кораллового моря и многих желобов (Алеутский, Курило-Камчатский, Центральноамериканский, Перуанско-Чилийский). Количественно-минералогический анализ песков Центральнояпонской впадины показал: кварца — 32%, полевых шпатов — 42%, обломков пород — 26%; отмечается присутствие микрсклина, микропертита. Рассматриваемая минеральная ассоциация формировалась от разрушения сложной суши, в составе которой были и гранитоиды, и метаморфические и вулканические породы.

3. «Полимиктовая ассоциация» — отличается обедненностью кварцем и другими «сиалическими» минералами, хотя в виде примеси они встречаются. В ней преобладают обломки вулканических пород (андезиты, реже дациты) и плагиоклазы; в разных количествах отмечаются амфиболы, биотит, пироксены, эпидот, вулканические стекла. Ассоциация характерна для некоторых краевых морей (Камчатская и Алеутская котловины, Охотское море, впадина Хонсю в Японском море, некоторые толщи в Западнофилиппинской котловине). Для впадины Хонсю приводят-

ся следующие средние значения (%): обломки вулканических пород — 74, полевые шпаты (преобладают плагиоклазы) — 15, кварц — 11 (Nagrod, Moore, 1975). Большой аналитический материал дан в работе В. П. Петелина (1957) по Охотскому морю; для центральных провинций моря он указывает средние содержания (%): обломки пород — около 51, плагиоклазы — 32,6, кварц — около 5, калишпаты — 6,3, вулканические стекла — около 2,5; среди аксессуариев преобладают роговые обманки, пироксены, эпидот.

Все три ассоциации связаны переходами и отражают уменьшение сиалического материала и увеличение мафического (вулканотерригенного).

Кроме них выделяется особая ассоциация, в которой большую роль играет ультраосновной и зеленокаменно-измененный базальтоидный материал местного происхождения. Такие осадки были изучены в трогах



Фиг. 5. Модель подводного веера, основанная на строении вееров Редондо (Калифорния) и

Гаттерасского (Cleary, Conolly, 1974)

1 — верхняя, 2 — средняя, 3 — нижняя части веера. а—е — интервалы «турбидитной» модели

глубоководных (батиальных и абиссальных) обломочных осадков, входящих в состав океанических терригенных толщ. Основная масса сосредоточена в краевой части континента, образуя местами обширные долино-веерные системы. Детальное изучение некоторых из них позволило дать модель строения подводного веера (фиг. 5). Его морфология в общих чертах довольно сходна с обычными поверхностными флювиальными системами, хотя располагаются такие веера под большой толщей воды и перемещение осадка в них происходит эпизодически, в основном в виде гравитационных потоков.

Толщи, сформированные в пределах каньонно-веерных систем, состоят в основном из серо- и зеленоцветных, нередко алевритистых глин, иногда кремнистых или известковистых, с пачками и пакетами, обогащенными алевритами (алеврито-глинистые отложения). Среди таких существенно глинистых толщ неравномерно (в разрезе и на площади) развиты пласты более грубого материала, обуславливающие четкую стратификацию. Мощность и гранулометрия их зависят от конкретных условий, но в целом более грубые осадки (до гравия и мелкой гальки)

трансформных разломов (например, Романш), пересекающих срединно-океанические хребты, и получили названия рифтогенных осадков (Мурдмаа, 1968; Солдатов, Мурдмаа, 1970), а также во многих желобах (Филиппинский, Марианский, Яванский, Пуэрториканский). В ассоциации присутствуют обломки перидотитов, габбро, диабазов, базальтов и их метаморфических аналогов, серпентин, хлорит, пироксены, оливин и другие минералы. Этот материал, в том или ином выражении, составляет либо самостоятельные прослои, либо в разных количествах применен к обычной полимиктовой ассоциации.

* * *

Приведенный материал дает представление о составе, строении и распространении

связаны обычно с каньонами, где локально формируются и обвальнополозневые накопления. Латерально они переходят в алевро-глинистые осадки склонов. В веерных долинах пески преимущественно мелко- и среднезернистые, хотя в верховьях есть и крупный материал.

Так как каньоны, и особенно долины, нередко бывают извилистыми и со временем мигрируют, то толщи каньонно-веерных систем должны иметь сложное строение. Пачки, насыщенные песчаными слоями и отвечающие активным каналам, будут представлять собой в поперечном профиле крупные линзы, латерально сменяющиеся более глинистыми отложениями. Так как ширина многих каньонов и особенно долин измеряется десятками километров, то, очевидно, в естественных обнажениях эта линзовидность может быть не обнаружена.

В дистальных частях вееров, где рельеф сглажен и осадки русел более сходны с межрусловыми, толщи более монотонны и в них преобладают тонкие илы.

На осадконакоплении в пределах континентальных окраин отчетливо сказалось эвстатическое понижение уровня моря, имевшее место в эпохи оледенения. В такие моменты гравитационные потоки были мощнее, более нагружены относительно грубым материалом, и их отложения прослеживаются дальше голоценовых. В разрезах это отражено присутствием большего количества и большей мощности песчаных слоев, а также в среднем более грубым их составом. Тот же, но локальный эффект дают поднятия в области питающей суши.

Мощность стратифицированных терригенных толщ в пределах континентального подножья, и в частности вееров, измеряется сотнями метров, достигая 1000—1200 м, а в отдельных случаях (Бенгальский веер) — 3 км. В некоторых батинальных котловинах бордерленда осадочное выполнение, целиком образованное песчано-глинистым комплексом, достигает 3 км, а в абиссальных котловинах толщи стратифицированных осадков — чаще 200—500 м, но в Аляскинской и Камчатской мощнее (до 1000 м).

Отложения желобов и других трогообразных внутриокеанических депрессий тоже представлены мощными терригенными стратифицированными толщами. В целом они сходны с рассмотренными накоплениями материковых подножий, но все же есть и некоторые отличия. Выполнения желобов также состоят из глинистых осадков, неравномерно чередующихся с зернистыми. Первые здесь представлены не только серыми и зеленоцветными разностями, но и коричневыми, типично пелагическими. Аллотигенные зернистые осадки (приносимые с суши) — в основном алевроиты; песков, особенно относительно крупнозернистых, здесь мало и они приурочены лишь к устьям каньонов, спускающихся в желоба. Вместе с тем локально развиты грубые обвальнополозневые накопления и продукты их перемыва, имеющие особый состав. Характерно присутствие пепловой примеси как в глинистых, так и в зернистых осадках, а также самостоятельных пепловых слоев. В пределах склонов часто обнажены более древние породы, как осадочные, так и магматические, поэтому в формациях желобов, если мы их встретим в складчатых поясах континентов, следует ожидать сложные стратиграфические соотношения отложений.

В целом глубоководные песчано-глинистые накопления океанов формируются под воздействием подводных флювиальных систем особого типа и выполняют пониженные участки подводного рельефа; разделяющие их поднятия покрыты пелагическими или мелководными осадками гидрогенного происхождения. В этом отношении они, вероятно, отличны от терригенных отложений, формирующихся в зонах постоянного воздействия волновой гидродинамики, где гранулометрическая рассортировка материала иная и где тонкий осадок сбрасывается в депрессии, а грубый концентрируется на поднятиях.

- Безруков П. Л.* Донные отложения Курило-Камчатской впадины.— Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1955, 12.
- Безруков П. Л.* Об осадках глубоководных океанических впадин Идзу-Бонинской, Марианской и Рюкю.— Докл. АН СССР, 1957, т. 114, № 2.
- Леонтьев О. К.* О гигантских аккумулятивных формах абиссальной области дна Мирового океана. Океанология, 1975, XV, вып. 6.
- Лонгинов В. В.* Очерки литодинамики океана. М., «Наука», 1973.
- Менард Г. У.* Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.
- Мурдма И. О.* О некоторых особенностях минерального состава осадков рифтовых зон срединно-океанических хребтов.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 5.
- Мурдма И. О.* Осадкообразование в современных геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Петелин В. П.* Минералогия песчано-алевритовых фракций осадков Охотского моря.— Тр. Ин-та океанол., 1957, т. 22.
- Пушаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли.— Тр. ГИН АН СССР, 1972, вып. 234.
- Сафьянов Г. А., Пыхов Н. В.* Особенности геоморфологии и дифференциации песчаных осадков глубоководного конуса выноса Ингурийского каньона.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 6.
- Солдатов А. В., Мурдма И. О.* Минеральный состав осадков впадины Романш.— Океанология, 1970, т. X, вып. 3.
- Чайников В. И.* Турбидиты в донных осадках Японского моря.— В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973.
- Шепард Ф. П.* Морская геология. Л., «Недра», 1976.
- Bagnold R. A.* Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear.— Proc. Roy. Soc. (Ser. A), 1954, v. 225.
- Betzer P. R., Richardson P. L., Zimmerman H. B.* Bottom currents, nepheloid layers and sedimentary features under the Gulfstream near Cape Hatteras.— Marine geol., 1974, v. 16, No. 1.
- Bouma A. H.* Sedimentology of some flysch deposits; a graphic approach to facies interpretation.— Elsevier, Amsterdam, 1962.
- Bouma A. H.* Sedimentary characteristics of samples collected from some submarine canyons. Marine Geol., 1965, v. 3, No. 4.
- Bouma A. H.* Recent and ancient turbidites and cotourites. Transaction of the Gulf Coast Assoc. of Geol. Soc., 1972, v. 22, No. 1.
- Bouma A. H.* Deep-sea fan deposits from Toyama trough, Sea of Japan. In: Karig D. E., Ingle J. C. et al. Initial Rep. of the Deep Sea Drill. Proj., Washington, US Govern. Print. Office, 1975, v. 31.
- Bouma A. H.* Sedimentary structures of Japan sediments, Deep Sea Drill. Proj., Leg 31. In: Karig D. E., Ingle J. C. et al. Initial Rep. of the Deep Sea Drill. Proj., Washington, US Govern. Print. Office, 1975, v. 31.
- Burns R. E., Andrews J. E.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drill. Proj., Washington, US Govern. Office, 1973, v. 21.
- Carter R. M.* A Discussion and classification of subaqueous mass-transport with particular applications to grain-flow, and fluxoturbidites.— Earth Sci. Rev., 1975, v. 11, No. 2.
- Cleary W. J., Conolly J. R.* Hatteras deep-sea fan.— J. Sediment Petrol., 1974, v. 44, No. 4.
- Conolly J. R., Ewing M.* Sedimentation in the Puerto-Rico Trench.— J. Sediment. Petrol., 1967, v. 37, No. 1.
- Creager J. C., Scholl D. W.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drill. Proj., Washington US Govern. Office, 1973, v. 19.
- Curry J. R., Moore D. G.* Growth of Bengal Deep-sea fan and denudation in the Himalayas.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, v. 82, No. 3.
- Dzulinski S., Ksiazkiewicz M., Kuenen Ph. H.* Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, v. 70.
- Emery K. O.* The sea of Southern California.— New York, 1960.
- Fisher R. V.* Feature of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits.— J. Sediment. Petrol., 1971, v. 41, No. 4.
- Girdley W. A., Leetire L., Moore C., Vallier T. L., White S. M.* Lithologie summary. Leg 25, Deep Sea Drill. Proj. In: Simpson E. S. W., Schlich R. et al. Initial Report of the DSDP, Washington, US Govern. Print Office, 1974, v. 25.
- Harrold P. J., Moore J. C.* Composition of deep-sea sands from Marginal Basins of the northwestern Pacific. In: Karig D. E., Ingle J. C. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drill. Proj., Washington, US Govern. Office, 1975, v. 31.
- Kuenen Ph. H.* Features of graded bedding.— Bull. Assoc. Petrol., Geol., 1953, v. 3, No. 5.
- Kuenen Ph. H.* Experiments in connection with turbidity currents and clay-suspension.— Proc. 17-th Symp. of Colston Res. Soc., 1965, XVII.
- Kuenen Ph. H.* Emplacement of fliisch-type beds.— Sedimentology, 1967, No. 9.
- Kuenen Ph. H., Migliorini G. Y.* Turbidity currents as a cause of graded bedding.— J. Geol., 1950, v. 58, No. 2.
- Kulm L. D., von Huene R.* et al. Initial Reports of Deep Sea Drill. Proj., 18, Washingt., US Govern. Print. Office, 1973, v. 18.

- Middleton G. V.* Density currents experiments. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1965, v. 49, No. 2.
- Moore C.* Turbidites and terrigenous muds, Deep Sea Drill. Proj., Leg. 25, In: Simpson E. S. W., Schlich R. et al. Initial reports Deep Sea Drilling Project, Washington, US Govern. Printing Office, 1974, v. 25.
- Nelson C. H., Carlson P. R., Byrne J. V., Tau Rho Alpha.* Development of the Astoria Canyon-Fan physiography and comparison with similar systems.—Marine Geol., 1970, v. 8, No. 314.
- Piper D. J. W.* Transport and deposition of Holocene sediment on La Jolla Deep Sea fan, California.—Marine Geol., 1970, v. 8, No. 3/4.
- Piper D. J. W.* The sedimentology of silt turbidites from the Gulf of Alaska. In Kulm L. D., Huene R. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drill. Proj., 18, Washington, US Gov. Print. Off., 1973, v. 18.
- Ross D. A.* Sediments of the Northern Middle America Trench.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, v. 82, No. 2.
- Rupke N. A., Stanley D. J.* Distinctive properties of turbiditic and hemipelagic Mud Layers in the Algero-Balearic Basin, Western Mediterranean Sea.—Smithson. Contrib. Earth Sci. 1974, No. 13.
- Schlager W., Schlager M.* Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden-Schichton, Upper Jurassic, Eastern Alps).—Sedimentology, 1973, v. 20, No. 1.
- Simpson E. S. W., Schlich R.* et al. Initial Reports of Deep Sea Drill. Proj., 25, Washington, US Govern. Print. Office, 1974, v. 25.
- Von der Borch C., Schlater J. G.* et al. Initial Rep. Deep Sea Drill. Project, 22, Washington, US Govern. Print. Office, 1974, v. 22.
- Walker R. G.* The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites.—Proc. Yorksh., geol. Soc., 1965, v. 35, pt 1, No. 1.
- Winterer E. L.* Submarine valley systems around the Coral Sea basin (Australia). Marine Geol., 1970, v. 8, No. 3.
- Zen E.* Mineralogy and Petrology of marine bottom sediment samples of the coast of Peru and Chili.—J. Sediment. Petrol., v. 29, 1959, No. 4.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Дата поступления
9.II.1978

УДК 549.623.6:551 (76+77) (264)

**ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА**
(материалы 1, 2, 3, 12, 14-го рейсов бурения «Гломар Челленджер»)

З. Н. ГОРБУНОВА

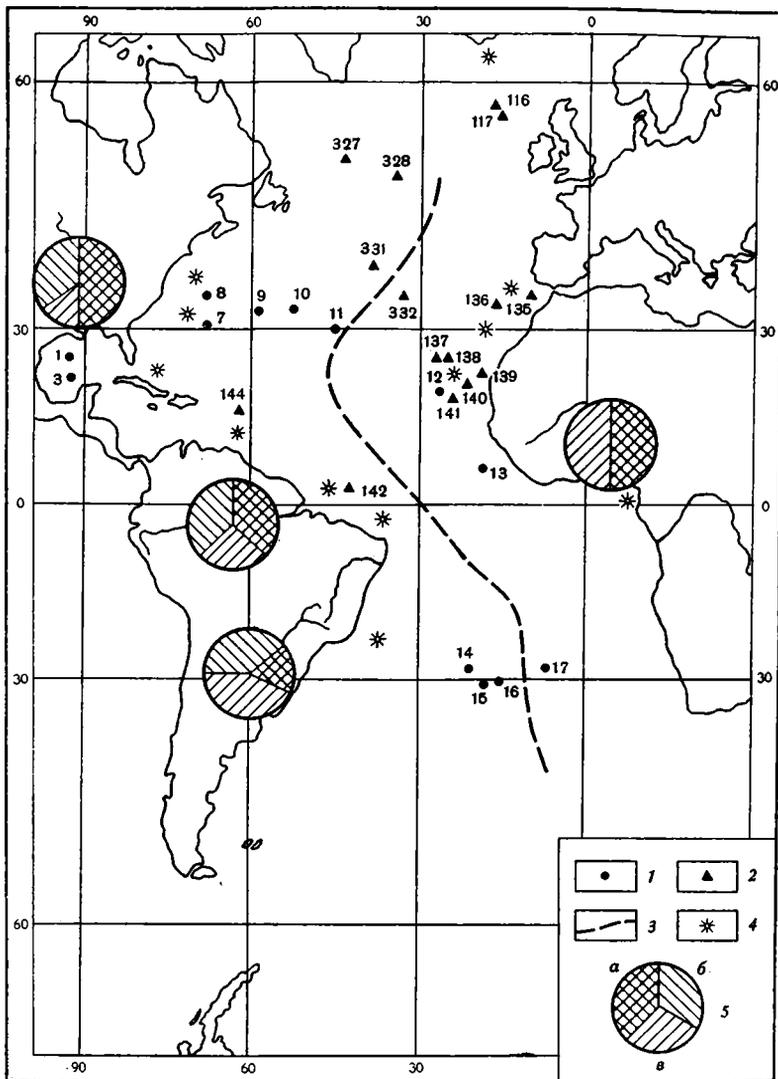
Изучение состава глинистых минералов в 11 скважинах бурения 1—3-х рейсов «Гломар Челленджер» позволило выявить, что содержание монтмориллонитового минерала заметно падает в интервале времени миоцен — плейстоцен в осадках Мексиканского залива и в интервале верхний мел — плейстоцен в глубоководных окраинных частях океана (скважина 9-западная, скважина 13-восточная). В скважинах, расположенных ближе к Срединно-Атлантическому хребту (10, 11 — в северной половине океана, 14—17 — в южной половине), соотношение групп минералов сохраняется сверху донизу. Эта особенность в распределении минералов логичнее всего объясняется с помощью теории расширения дна океана, увеличением вклада терригенного материала в осадки по мере смещения их к материкам и подавлением аутигенного минералообразования. Обогащение осадков монтмориллонитом может быть связано не только с продуктами разложения базальтов на дне океана, но и частичным его привнесом с суши. Иллиты, каолиниты, хлориты и даже палыгорскиты могут быть связаны с соответствующим терригенным источником.

Обобщение материалов бурения в настоящее время — первоочередная задача для решения вопроса генезиса тонкодисперсных материалов на разных этапах геологической истории и их преобразования. В Атлантическом океане глинистые минералы изучены в небольшом числе скважин (фиг. 1). Имеются данные для двух скважин 12-го рейса (Fan, Zemmels, 1972), девяти 14-го рейса (Fan, Rex, 1972), трех скважин 2-го рейса (Коссовская и др., 1975; Ломова, 1975). В самое последнее время появились новые материалы (Initial reports..., v. 36, 37, 1977).

Автором изучена минералогия глин из 11 скважин 1, 2, 3-го рейсов (фиг. 1) во фракции меньше 1 мкм в основном методом рентгеновской дифрактометрии. Соотношение групп глинистых минералов оценивалось по методу П. Бискайя (Biscaue, 1954), а для проб из Мексиканского залива по Д. Скайфу и др. (Scafe, Kunze, 1971).

Генезис глинистых минералов на современном этапе формирования осадка достаточно подробно и аргументированно охарактеризован в ряде работ (Biscaue, 1964; Griffin et al., 1968). Однако следует учитывать, что часто на поверхность выходят и более древние отложения, что подчас затрудняет изучение современных осадков.

Последние работы, характеризующие связи глинистых минералов суши и осадка (Градусов, 1975; Лисицына, 1975), дали дополнительный материал для оценки масштабов выноса терригенного материала, его качественного состава. Карта абсолютных масс (Лисицын, 1975) еще более конкретизирует этот материал, дает количественные характеристики выноса с суши и накопления в пределах 0—0,7 млн. лет. Максимальные значения более 5 г/см/1000 лет отмечены близ окраинных частей океана и в устьевых частях рек. Большая часть твердого речного стока приходится на влажную тропическую зону.



Фиг. 1. Расположение изученных скважин бурения

1 — изучены автором; 2 — изучены другими исследователями; 3 — ось Срединно-Атлантического хребта; 4 — районы проявления вулканизма; 5 — состав взвесей рек: а — монтмориллонит, б — иллит, в — каолинит + хлорит (следы)

В глинистом материале сноса велика роль минералов, образованных в предшествующих циклах литогенеза — педогенеза. За счет этого высокие концентрации каолинита отмечены не только в гумидных, но и в типично аридных условиях. Области оледенений покрыты почвами и породами, в которых преобладают гидрослюды и смешанослойные слюда-монтмориллонитовые образования. В породах Флориды, Кубы, а также северной половины Африки широко распространены палыгорски-ты и сепиолиты.

Каолининовый максимум в осадках западной части океана тяготеет к стоку Сан-Франциско, а в восточной части — к стоку р. Нигер (Roggenha, 1966). Причем, судя по приведенным в последней работе дифрактограммам, каолинит во взвеси реки и в осадке конуса ее выноса имеет хорошую степень окристаллизованности.

Миссисипи, Амазонка, Ориноко поставляют в значительных количествах монтмориллонит. Вероятно, значительна роль эолового выноса из пустыни Сахары. Большое количество тропосферной пыли переносится западными ветрами, дующими в летние месяцы из Северо-Западной Африки (10—30° сев. долготы). Значительная часть бассейна получает вулканогенный материал. Вулканы, большей частью потухшие, широко распространены в окраинных частях океана, а также на Срединно-Атлантическом хребте (фиг. 1). За исключением района островов Антильской дуги, где развиты андезито-базальты, везде были отмечены проявления базальтового вулканизма.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Соотношение групп глинистых минералов ряда изученных нами скважин представлено на фиг. 2 и 3 (так как степень изученности скважин и их длина сильно отличаются друг от друга, пришлось изобразить их в разном масштабе, показав в цифрах глубину взятия пробы. Чтобы все скважины уместились в пределах рисунка, внесены искусственные перемены). Ниже кратко охарактеризованы эти скважины по литологическим данным (Initial reports., 1970, 1973), а также приведены основные результаты по составу глинистых минералов, исследованных автором.

Скважины 1 (на склоне) и 3 пробурены в центральной части Мексиканского залива. Изученные пробы — это алевритовые глины, терригенные не сцементированные с примесью темных включений пирита. В скважине 1 изучены горизонты в пределах 698,8—769,3 м, возраст осадков определен как плейстоценовый.

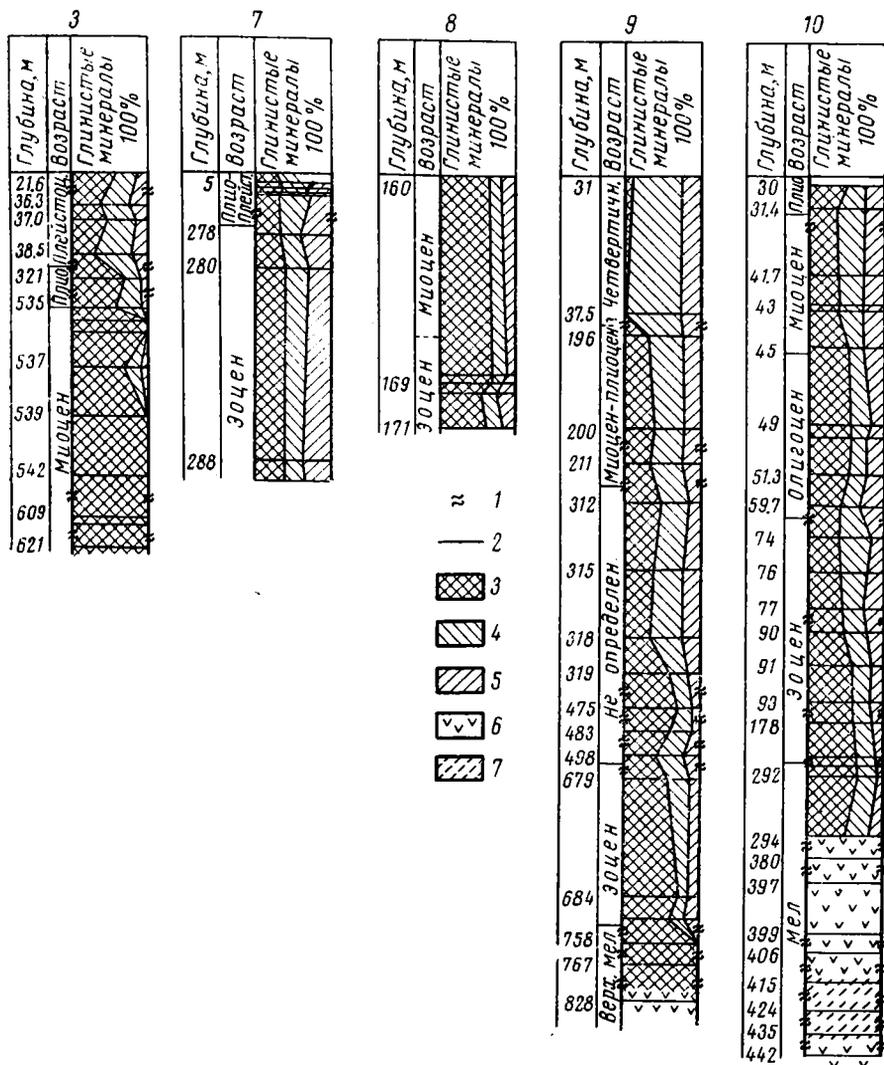
Глинистые минералы представлены смешанослойным иллит-монтмориллонитом, иллитом, хлоритом и каолинитом. На изученной глубине скв. 1 преобладал хорошо окристаллизованный иллит, его содержание колеблется в пределах 50—60%, остальные компоненты в меньшем количестве. Ниже 752 м содержание смешанослойного образования возрастает, а иллита — падает. Распределение каолинита и хлорита по горизонтам довольно равномерное, а количество их невелико.

Анализ глинистых минералов в шести колонках, отобранных от берега до глубоководной зоны Мексиканского залива (Scafe, Kunze, 1971), показал, что условия в продолжение плейстоцена оставались постоянными.

В скважине 3, расположенной южнее скв. 1 на глубине от 26,5 до 609,9 м вскрыты осадочные толщи от верхнего плейстоцена до позднего миоцена. В этом интервале обнаружены три литологических типа осадка (Beall, Fisher, 1969), которые отражают источники их происхождения.

Состав глинистых минералов в скв. 3 колеблется в соответствии с изменением литологических типов осадков (см. фиг. 2). Плейстоценовые осадки (горизонт 36,3—38,3 м) характеризуются высоким содержанием иллитовых и монтмориллонитовых минералов. Последние входят обычно в состав смешанослойного образования. Максимум иллита достигает 48%, минимум — 28%. Хлорит и каолинит составляют небольшую примесь. Ниже 320 м осадки плиоцена характеризуются преобладанием монтмориллонита (до 80%) за счет снижения роли иллита. Миоценовые осадки также содержат большое количество монтмориллонита: за исключением отдельных горизонтов (например, близ 534,8 и 620,9 м), его количество приближается к 100%. Во всех горизонтах найден кварц и полевые шпаты.

Для выявления возможного диагенеза замерялась полуширина пика 10 Å на полувывоте по методу Вивера (Weaver, 1960). Однако изменения в содержании иллитовых слоев в смешанослойном образовании иллит-монтмориллонит уловить не удалось. Ранее Перри и Ховер (Perry, Hoover,



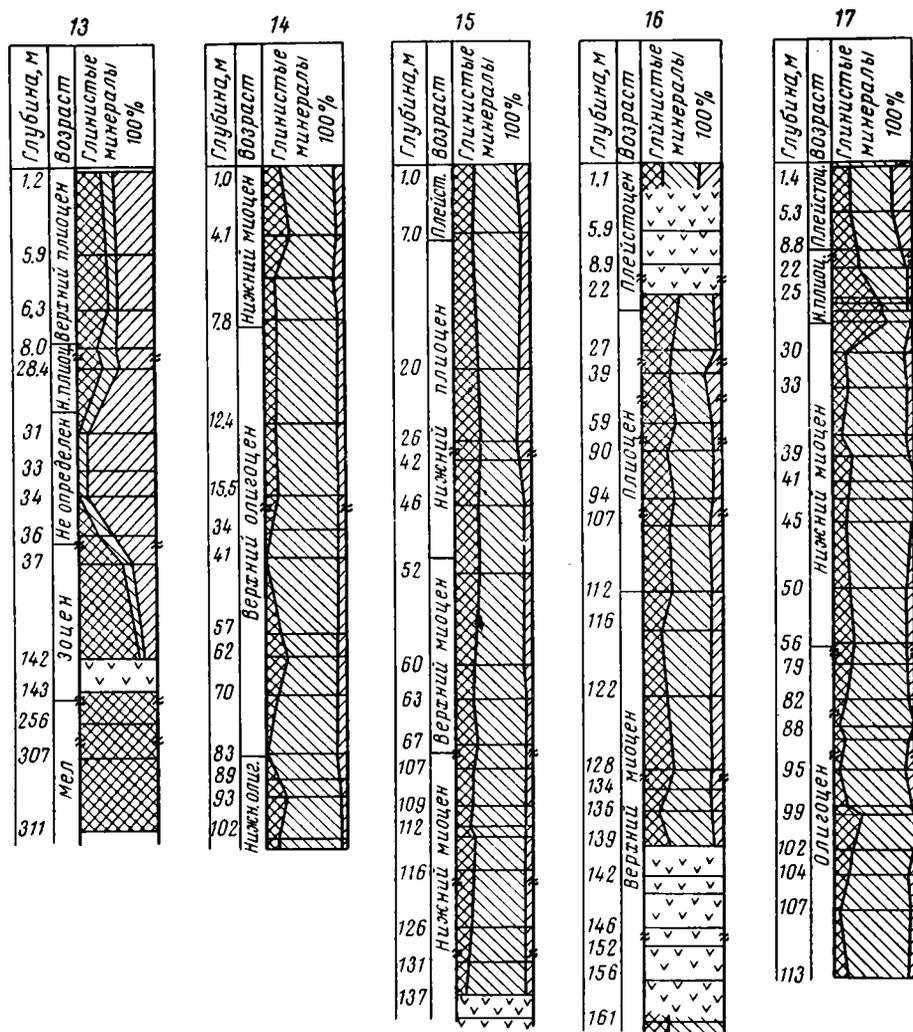
Фиг. 2. Соотношение групп глинистых минералов во фракции меньше 1 мкм (рейсы 1, 2 «Гломар Челленджер»)

1 — перерывы в скважине; 2 — горизонты взятия проб; 3 — монтмориллонит; 4 — иллит; 5 — каолинит + хлорит (следы); 6 — глинистых минералов нет; 7 — особые минералы

Howe, 1970), изучая осадки Мексиканского залива плейстоцен-эоценового возраста, отметили уменьшение способности к набуханию в смешанослойном образовании иллит-монтмориллонит по скважине.

В северной половине Атлантического океана нами было изучено шесть скважин, расположенных в широтном направлении (7—12, 13— близ экватора).

Скважина 7 вскрыла разновозрастные толщи осадков глубиной почти до 300 м. Нижние слои осадка красно-коричневые среднеэоценового возраста. Верхние слои представлены коричневыми глубоководными глинами плейстоценового и плиоценового возраста, которые содержат в верхней части прослойки кокколитовых и фораминиферовых илов. Основные разделы скв. 7 интерпретируются как циклы пелагической седиментации (Initial reports, 1970). Судя по дифрактограммам изученных образцов, окристаллизованность минералов хорошая. Колебания в



Фиг. 3. Соотношение групп глинистых минералов во фракции меньше 1 мкм (рейс 3 «Гломар Челленджер»). Условные обозначения те же, что на фиг. 2

составе минералов невелики (см. фиг. 2). Основные их группы: смешанослойные иллит-монтмориллонит (30—40%), иллит, хлорит, каолинит. Последние два минерала рассчитывались вместе. Обработка образцов 1N соляной кислотой при 80% показала, что в образцах присутствуют оба минерала. Обработка КОН по методу Хейс (Hayes, 1973) позволила установить вермикулитовые слои по всей длине скважины.

Скважина 8 расположена на крайнем западе Северной Атлантики и находится на поднятии между абиссальными равнинами. Если концепция расширения морского дна верна, то положение скважины дает возможность вскрыть наиболее древние осадки в этом океане (Peterson et al., 1970).

Нами были изучены горизонты в пределах 169—171 м, вскрывшие радиоляриевые илы миоценового и эоценового возраста (см. фиг. 2). Глинистые минералы представлены хорошо окристаллизованным монтмориллонитом. В верхних горизонтах, изученных А. Г. Коссовской и др. (1975), найден плохо окристаллизованный Fe-монтмориллонит. На дифрактограммах пик 17 Å смещается к 10 Å при нагревании в течение

1 часа до 550°, в 1N соляной кислоты при нагревании до 80° этот минерал легко разлагается. Иллит составляет всего 20% суммы глинистых минералов. После обработки соляной кислотой пик 7 Å почти полностью сохраняется, что говорит о присутствии каолинита.

Скважина 9 расположена восточнее скв. 8, ближе к Срединно-Атлантическому хребту. Она вскрыла осадки от четвертичного до мелового возраста. Значительная часть осадков не датирована из-за отсутствия фауны. Осадки в верхней части скважины — карбонатные органогенные, ниже сменяются глинами, а ниже 680 м — цеолитовыми глинами. Эти глины и цеолиты могли образоваться из вулканогенного материала на севере и северо-востоке от Бермудского поднятия (Peterson et al., 1970). В верхних слоях скважины глинистые минералы плохо окристаллизованы и представлены в основном иллитом и хлоритом, монтмориллонитом — в минимальном количестве (см. фиг. 2). Ниже улучшается окристаллизованность минералов, а содержание разбухающего компонента заметно возрастает. Почти мономинеральные монтмориллонитовые глины хорошей окристаллизованности обнаружены на глубине около 750 м. В двух горизонтах на этой глубине отмечен минерал с широкими отражениями большой интенсивности около 9,8—10,4 Å и кристобалит. Это отражение можно отнести к смешанослойному образованию типа иллит-монтмориллонит и, возможно, палыгорскиту (6,3 Å — второе отражение палыгорскита в данном случае не выявлено). В самом низу скважины глинистых минералов почти нет, там преобладают полуторные окислы железа, которые поступили из базальтового основания (Peterson et al., 1970).

Скважина 10 находится в зоне абиссального холма на западном фланге Срединно-Атлантического хребта. Были изучены глинистые минералы в пределах глубин 30—451 м — от плиоцена до мела. В основном были вскрыты фораминиферо-кокколитовые илы; в отдельных горизонтах миоцена встречены цеолитовые красные глины и кремнево-радиоляриевые аргиллиты.

Глинистые минералы в изученных горизонтах представлены (см. фиг. 2) в основном хорошо окристаллизованным монтмориллонитом, а также иллитом и хлорит-каолинитом. В пределах осадочной толщи 30—51 м (плиоцен — олигоцен) намечается нечеткая тенденция увеличения содержания монтмориллонита с глубиной за счет остальных компонентов. Ниже 74 м (эоцен) количественное соотношение основных групп минералов такое же, как и в осадках плиоцена.

На дифрактограммах ряда проб в интервале глубин 415—444 м в Mg-насыщенном состоянии и сольватированных глицерином был отмечен широкий пик в области 9,8 Å с дрейфом в сторону больших углов, а в горизонте 444,5 м четкое отражение — 6,3 Å. Очевидно, в этих пробах содержится смешанослойный иллит-монтмориллонит и палыгорскит. Последний минерал был подтвержден снимками на сканирующем микроскопе по характерным палочкам.

Скважина 11 расположена на западном фланге Срединно-Атлантического хребта. Интервал изученных осадков от 14 до 264 м. Возраст этих толщ от плейстоцена до миоцена. Они сложены в основном кокколито-фораминиферовыми илами. Глинистые минералы в этой скважине плохо окристаллизованы, фракции меньше 1 мкм представлены рентгеноаморфными веществами. В горизонтах около 14 и 264 м найдены такие же минералы, что и в скв. 11, характеризующиеся дифрактограммами с широким пиком близ 9,8 Å. В этих образцах присутствуют смешанослойный иллит-монтмориллонит, хлорит, каолинит и, вероятно, палыгорскит. В остальных горизонтах установлены только следы этих минералов.

Скважина 12 расположена близ островов Зеленого Мыса. Интервал изученных глубин 1,3—157 м. Верхняя толща осадков до 42 м представ-

лена кокколито-фораминиферовым илом. Ниже залегают некарбонатные глинистые осадки, представляющие собой фрагменты изменения вулканических пеплов (Peterson et al., 1970). Возраст изученных осадков от плейстоценового до эоценового.

Глинистые минералы представлены каолинитом, иллитом, хлоритом, палыгорскитом с весьма высоким содержанием первого компонента в горизонтах до 45 м. Палыгорскит был установлен в качестве преобладающего минерала ниже 110 м, а каолинит был в виде примеси. Петерсон и др. (Peterson et al., 1970) полагают, что эти магнезиальные глины образованы диагенетически по измененным вулканическим туфам. Для их образования необходим приток магния. Авторы считают, что источником его могут быть эвапориты: соляной купол найден поблизости на Африканском континентальном шельфе (Aume, 1960). Они не исключают и гидротермального преобразования осадков. Генезис палыгорскитов в скв. 12 подробно охарактеризован в работе О. С. Ломовой (1975).

Сочетание палыгорскита и каолинита — редкое явление. Эти минералы образуются в разных условиях среды и, конечно, следует искать разный источник их образования. Каолинит — терригенный минерал, выносимый с Африканского побережья, а палыгорскит — диагенетический вулканогенный, хотя терригенный источник палыгорскита также не исключен. Эоценовые палыгорскиты найдены на Африканском континенте в Восточном Сенегале (Wirth, 1968), смежном со скв. 12.

Северная половина Атлантического океана охарактеризована также данными скважин 14-го рейса (135—144) «Гломар Челленджер» (Von Rad, Rosch, 1972), расположенных вдоль побережий северо-запада Африки и северо-востока Южной Америки.

Монтмориллонит — наиболее важный минерал большей части образцов. Авторы полагают, что высокое содержание монтмориллонита можно связать с измененными пепловыми слоями. Он присутствует с заметным количеством палагонитизированного стекла, которое трансформируется в монтмориллонит в ходе раннего диагенеза. Избыток SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O (который образуется в процессе гальмиролитического расстекловывания) объясняет образование аутигенных минералов, таких, как клиноптилолит, опал-кристобалит и т. д. (Nayudu, 1964; Bonatti, 1965; Fuchtbauer, Muller, 1970). Кроме того, монтмориллонит является главным минералом в чисто пелагических осадках (например, станция 140). Возможно, что монтмориллонит первоначально формировался в разных условиях, вначале близ вулканических островов, а затем переносился в суспензиях вместе с терригенным материалом до места отложения. Кроме того, монтмориллонит выносится реками, дренирующими соответствующие формации и почвы.

Установлено (Von Rad, Rosch, 1972), что во всех позднемиоценовых и третичных осадках рейса 14 содержание монтмориллонита значительно выше, чем в более молодых осадках, которые находятся под влиянием четвертичного терригенного выноса. Каолинит — следующий за монтмориллонитом важный компонент в большей части образцов, особенно в районах, смежных с Африканским и Южно-Американским побережьем. Он встречается в терригенных осадочных слоях. Обилие каолинита совместно с иллитом и хлоритом отмечается в плейстоцен-плиоценовых обогащенных полевыми шпатами граувакках скв. 142 близ устья Амазонки. Минералы переносятся в виде суспензий реками Ориноко, Амазонкой, Конго, Нигером и др. Обычно каолинит встречается в осадках моложе палеогена.

Хлорит — редкий минерал в скважинах 14-го рейса (скв. 135—144), он обычно ассоциирует с терригенными минералами иллитом и каолинитом.

Палыгорскит, связанный с небольшим количеством сепиолита, был обычным составляющим вулканогенных глин, карбонатных, кремнистых осадков от позднего мела до палеогена. Фан и Рекс (Fan, Rex, 1972) полагают, что магнезиальные минералы в изученных скважинах имеют вулканогенно-диагенетическое происхождение.

Скважина 13 расположена как и скважина 142 близ экватора, у западного берега Африки на поднятии Сьерра-Леоне. Возраст осадочных толщ от верхнего плиоцена до верхнего мела. Толща может быть разделена на четыре литологические единицы.

Верхняя толща от верхнего до нижнего плиоцена (горизонты 1,2—35,7 м) содержит в составе фракции <1 мкм смешанослойный монтмориллонит, каолинит и небольшую примесь иллита (около 10%) (см. фиг. 3). Наряду с вышеуказанными минералами было обнаружено значительное количество гиббсита. Окристаллизованность всех найденных минералов хорошая. Ниже 137,5 м в осадках среднего эоцена преобладает смешанослойный иллит-монтмориллонит. Далее следует слой радиоляриевый ила (141—143 м, эоцен) с почти полным отсутствием глинистых минералов, ниже осадки верхнего мела с хорошо окристаллизованным почти мономинеральным монтмориллонитом. В горизонте 256,3 м найден также кристобалит. В нижней части колонки в осадках эоцена и мела терригенные компоненты во фракции меньше 1 мкм почти не выявляются, здесь преобладают диагенетические минералы (монтмориллонит, кристобалит, клиноптилолит). В верхних горизонтах меловых осадков монтмориллонит в качестве преобладающего компонента был отмечен и в валовых пробах (Rex, 1970).

В 12-м рейсе бурение скважин производилось на меридиональном разрезе Северной Атлантики. Осадки содержат турбидиты и отложения донных течений. Осадочные фации отражают локальные окружающие условия (Fan, Zemmels, 1972). По данным этих авторов, состав плейстоценовых осадков связан с мощной эрозией материков в плейстоцене.

Фракция <2 мкм изучена в двух скважинах (116 и 117), расположенных восточнее побережья Англии на плато Роккелл. В скв. 116 (эоцен — плейстоцен) с глубиной отмечается увеличение содержания монтмориллонита за счет иллита и каолинита. В скв. 117 (палеоцен) преобладает монтмориллонит.

Скважины 14—17 пробурены в южной половине океана. Они расположены в широтном направлении близ 30° южной широты на разном расстоянии от Срединно-Атлантического хребта. Скважины 14—16 по западную сторону от хребта, а 17 — по восточную. Все скважины заканчиваются базальтами или содержат осколки базальтического стекла. Возраст осадка над базальтами меняется при удалении от оси поднятия. Все осадки пелагические, турбидитных потоков не было отмечено.

Скважина 14 удалена на 745 км от оси поднятия. Она вскрыла осадочные толщи от нижнего миоцена до нижнего олигоцена. Нижнемиоценовые осадки представлены бледно-коричневым кокколитовым меловым илом и желто-коричневыми цеолитовыми мергелями. С глубиной состав осадков мало меняется, лишь в нижнем олигоцене он становится темно-коричневым в связи с увеличением гематита.

Состав глинистых минералов в скв. 14 на глубинах 1—142 м мало меняется (см. фиг. 3). Везде преобладает иллит (70—80%). Смешанослойный иллит, монтмориллонит и хлорит составляют оставшуюся часть фракции меньше 1 мкм. Даже в горизонтах над базальтом сохраняется высокое содержание иллита. Почти во всех пробах присутствует на дифрактограммах отражение ~10,4 Å, которое скорее всего связано со смешанослойным образованием иллит-монтмориллонит.

Скважина 15 расположена юго-восточнее скв. 14, в 422 км от оси Срединно-Атлантического хребта. Она вскрыла осадки от плейстоцена до нижнего миоцена. Осадочные толщи представлены различными кар-

бонатными органомными остатками с примесью глинистого материала, цеолитов, фосфатов, гематита.

Состав глинистых минералов за указанный период времени мало менялся. Он представлен, как и в предыдущей скважине, двумя группами минералов: смешанослойным иллит-монтмориллонитом и иллитом (см. фиг. 3). Содержание монтмориллонита несколько выше (20—30%), чем в предыдущей скважине, а иллита соответственно меньше. В слое над базальтом глинистые минералы не обнаружены. Дифрактограммы изученных образцов в основном слабые, что говорит о плохой окристаллизованности минералов и высоком содержании аморфных веществ. Эти особенности отмечаются в осадках плиоцена и отчасти верхнего миоцена. В нижележащих горизонтах (ниже 60 м) чаще встречаются хорошо окристаллизованные минералы. Исключение составляет горизонт над базальтом.

В качестве примеси почти во всех горизонтах найден хлорит, серпентинит и кварц. Серпентинит, установленный по отражению на дифрактограммах 7,3 Å, по-видимому, продукт разрушения кристаллических пород поднятия.

Скважина 16 расположена на 221 км к западу от оси Срединно-Атлантического хребта, на поднятой части морского дна. Она вскрыла осадки от плейстоцена до позднего миоцена. Осадки состоят из остатков кокколитов и фораминифер с небольшим содержанием глинистых минералов. Дифрактограммы образцов слабые, пики плохо выражены. В плейстоцене глинистые минералы практически не установлены. Ниже, до глубины 139 м (поздний миоцен), преобладают иллиты, на втором месте — монтмориллонит-иллит смешанослойный (см. фиг. 3). Колебания по горизонтам. Ниже 141—161 м глинистые минералы не установлены.

Скважина 17 пробурена в 718 км к востоку от Срединно-Атлантического хребта. Она вскрыла осадки от плейстоцена до верхнего олигоцена. Осадки представлены фораминиферовыми и кокколитовыми остатками. Состав глинистых минералов близок к таковому скв. 16 (см. фиг. 3). Глинистые минералы здесь в основном плохо окристаллизованы, хотя в отдельных горизонтах встречаются и хорошо окристаллизованные. Горизонты с минералами разной степени окристаллизованности сменяют друг друга без какой-либо определенной последовательности. Почти во всех горизонтах, за исключением 25—27 м, преобладает иллит, на втором месте — смешанослойный иллит-монтмориллонит.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Состав глинистых минералов из северной и южной части Атлантического океана заметно различается. В южной половине океана скважины 14—17 характеризуются их близким соотношением сверху донизу (плейстоцен — нижний олигоцен). Преобладающим минералом во фракции меньше 1 мкм является иллит, на втором — месте — смешанослойный иллит-монтмориллонит, а хлорит, каолинит играют подчиненную роль. В скв. 14, 15 минералы хорошо окристаллизованы, а в скв. 16, 17 минералы сильно разбавлены аморфными веществами, хотя соотношение групп глинистых минералов сохраняется. В них найдены горизонты с почти полным отсутствием глинистых минералов. Как установлено Рексом (Rex, 1970), валовые пробы после удаления кальцита имеют типично терригенный набор минералов: кварц, полевые шпаты, слюда, каолинит со следами вулканических пепловых остатков. Аморфный материал, в основном связанный с продуктами разложения базальтов, не преобразовался со временем в хорошо окристаллизованный монтмориллонит.

В Мексиканском заливе наибольший интерес представляет скважина 3 (глубина 601 м), вскрывшая осадки от плейстоцена до миоцена. Осадки плейстоцена характеризуются однообразным составом глинистых минералов: монтмориллонит и иллит в близких соотношениях и примесь каолинита и хлорита. Вниз по скважине постепенно содержание разбухающего компонента увеличивается, и в миоценовых осадках он является единственным минералом. Близость источника выноса, вероятно, обеспечивала интенсивный терригенный привнос материала на всех этапах истории образования осадков Мексиканского залива. Судя по составу глинистых минералов, значительный вклад вулканического материала и связанного с ним монтмориллонита был в миоцене, постепенно разбавляясь другими терригенными минералами в более молодых осадках. Монтмориллонит мог отчасти образовываться в заливе, но, очевидно, значительная его часть поступала с суши. Это подтверждается тем, что терригенный материал в виде кварца и полевого шпата был обнаружен по всей скважине. Скважины северной половины Атлантического океана (7—10) характеризуются более высоким содержанием монтмориллонита, чем южные. Исключение составляют горизонты из плейстоценовых отложений скв. 9, где было отмечено явное преобладание иллита, каолинита и только следы монтмориллонита. Эта скважина представляет наибольший интерес, так как она прошла осадки от четвертичного до верхнемелового возраста и имеет длину 828 м. В плиоцене заметно увеличивается содержание монтмориллонита, вниз по скважине его роль постепенно возрастает, достигая максимума в нижних горизонтах, где он составляет 100%.

Монтмориллонит в качестве преобладающего минерала отмечен в скважинах 8 (миоцен — эоцен) и 10 (плиоцен — мел), однако в ряде горизонтов последней скважины в интервале глубин 294—406 м этот глинистый минерал почти отсутствует, а ниже 406 м установлен особый минерал (с широким отражением 9,8—10,4 Å), вероятно, смешанослойный иллит-монтмориллонит и палыгорскит (10,4 и 6,3 Å). Почти не обнаружены глинистые минералы в скв. 11 (плейстоцен — миоцен). Наряду с монтмориллонитом в скв. 8—10, а также еще в большей степени в скв. 7, имеется значительная примесь иллита и каолинита (хлорита мало). Вероятно, эти минералы вынесены с берегов Америки. Часть монтмориллонита может быть вынесена также с суши, а часть образована аутигенно. К сожалению, по морфологии или по каким-либо кристаллохимическим признакам отличить монтмориллонит аутигенно-океанический от терригенного пока не всегда удается.

А. Г. Коссовская и др. (1975) указывают, что ими выявлен аутигенный океанический тип Fe-монтмориллонита, и он является главным компонентом изученных скважин. В качестве доказательства их специфики приводятся электронно-микроскопические снимки с удлинёнными формами кристаллов и данные валового химического анализа, в том числе Fe_2O_3 от 3,4 до 7,4%. Такой порядок величин содержания гидроокислов железа — частое явление и для терригенных монтмориллонитов, например, найденных в водосборном бассейне р. Миссисипи (Grim, 1953). Что касается характерной формы кристаллов аутигенного монтмориллонита, то здесь следует проявить некоторую осторожность. Наши электронно-микроскопические снимки явно аутигенных монтмориллонитов в юго-восточной части Тихого океана на глубине более 600 м не выявили столь характерных форм. Согласно общепринятым взглядам (Nayudu, 1964; Peterson et al., 1970; Perry et al., 1970; Скорнякова и др., 1973), смешанослойный монтмориллонит-иллит в океане является основным продуктом подводного преобразования базальтов. Подробный анализ этого процесса изложен в работе А. Г. Коссовской и др. (1975). Исследования драгировок из Срединно-Атлантического хребта (Robinson et al., 1977) дали дополнительный материал для оценки низкотемператур-

ных изменений породы и магмы под влиянием морской воды. Были выделены два типа изменений. Неокисленный тип с образованием коричневых смектитов сопровождается значительным увеличением в породе H_2O без заметного изменения содержания K_2O , CO_2 или Fe_2O_3 . Второй тип изменения включает окисление и гидратацию вдоль разломов, прожилков и других открытых каналов. Измененные породы заметно обесцвечены. В них отмечается увеличение содержания H_2O , K_2O , Fe_2O_3/FeO и обычно CO_2 . Некоторые участки содержат зеленые смектиты, которые по предположению авторов связаны с гидротермами.

В изученных скважинах вулканический материал находится в форме тонкозернистых частиц, связанных с цеолитами и рассматривается как продукт изменения палагонитового туфа (Peterson et al., 1970). Однако вопрос, происходит ли преобразование вулканогенного материала до монтмориллонита после захоронения осадка, а также перекристаллизация монтмориллонита, остается все же не совсем ясным. Если происходит, то почему, например, в скв. 9 в меловых отложениях преобладает хорошо окристаллизованный монтмориллонит, а в скв. 10 в осадках того же возраста глинистых минералов почти нет, хотя исходные продукты близки. В основании обеих скважин отмечены следы гидротермальной минерализации. В скв. 9 они сопровождаются заметным обогащением осадка Fe_2O_3 , а в скв. 10 этого нет.

В северной половине Атлантического океана в ряде скважин, главным образом в окраинных его частях, а также в Мексиканском заливе отмечается тенденция увеличения содержания монтмориллонита с глубиной в пределах плейстоцен — плиоцен — олигоцен — мел. Увеличение концентрации набухающего минерала за счет иллита, каолинита и хлорита с глубиной осадочных слоев было отмечено в скв. 9 (рейс 2), в скв. 116 и 117 (рейс 12) и в скважинах 135—144 (рейс 14). Было четко установлено, что во всех меловых и третичных осадках этих скважин монтмориллонита больше, чем в более молодых. Эта же закономерность была отмечена нами в восточной части Атлантического океана в скв. 13. Преобладание терригенного каолинита было установлено вплоть до эоцена, ниже его содержание заметно уменьшается, а в осадках эоцена исчезает. В распределении монтмориллонита наблюдается обратная закономерность.

Минералогия изученных скважин в окраинных частях океана дает основание полагать, что роль терригенного вклада постепенно возрастала от эоцена к плейстоцену. Высокие концентрации терригенных минералов в плейстоцене обусловлены вкладом ледниковых отложений и увеличением эрозии берега при таянии ледников. Следы ледниковой деятельности проявляются, например, в районе Антарктиды (Jacobs, 1974) уже в конце олигоцена, и одновременно отмечалось увеличение терригенного привноса материала и подавление аутигенного минералообразования. Вероятно, эти процессы также связаны с изменением уровня океана.

В ряде скважин (12, отдельные горизонты скв. 10, 11, 3 скважины 14-го рейса) были установлены магнезиальные минералы. Их образование происходит, очевидно, при специфических условиях. Происхождение палыгорскита-сепиолита, по мнению Бонатти и др. (Bonatti, Joensuu, 1968), в западной части Северной Атлантики, Хезвей и др. (Hathaway, Sachs, 1965) из экваториальной Атлантики близ Срединно-Атлантического поднятия связано с диагенетическим изменением продуктов вулканизма при каком-то источнике магния. Петерсон и др. (Peterson et al., 1970) полагают, что источником магния могут быть эвапориты, которые найдены на смежном Африканском берегу, и гидротермы. На последний источник магния указывают также О. С. Ломова (1975) и А. Г. Коссовская и др. (1975). Сходное происхождение может быть предложено белым и коричневым вулканогенным глинам рейса 14 (von Rad, Rosch,

1972), где предполагается воздействие гидротермальных источников. По мнению последних авторов, требуются возраст 20—25 млн. лет, низкая скорость седиментации, монтмориллонитовая глина в качестве исходного материала, присутствие кремнезема как предварительные условия образования сепиолита-палыгорскита при дополнительном источнике магния.

Низкотемпературный диагенез смешанослойного иллит-монтмориллонита до иллита, который был до настоящего времени общепринят, в материалах бурения не нашел подтверждения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В изученных скважинах в окраинных частях океана отмечается тенденция уменьшения содержания монтмориллонита от мела до плейстоцена. Она связана, вероятно, с целым рядом процессов: расширением дна океана с соответственным усилением влияния суши и подавлением аутигенного минералообразования, с оледенением, горообразованием, изменениями климата.

Роль аутигенного монтмориллонита в прошлом была, очевидно, значительнее, чем в настоящее время. Возможно, что эта тенденция отчасти связана с улучшением окристаллизованности монтмориллонита во времени, однако данные на этот счет не однозначны.

Иллиты, каолиниты, хлориты в настоящем и геологическом прошлом хорошо связываются с терригенными источниками. В отношении генезиса палыгорскита существуют разные точки зрения. Многие исследователи полагают, что он образуется в океане по вулканогенному материалу при дополнительном источнике магния. В ряде случаев не исключен терригенный его источник, особенно там, где он найден в смежных районах суши. Процесс диагенетического преобразования смешанослойного иллит-монтмориллонита до иллита в материалах бурения не нашел подтверждения.

ЛИТЕРАТУРА

- Градусов Б. П.* Глинистые минералы в почвах и их влияние на минералогический состав современных отложений океанов.— В сб.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.
- Коссовская А. Г., Гущина Е. Б., Дриц В. А., Дмитрик А. Л., Ломова О. С., Серебrenникова Н. Д.* Минералогия и генезис мезозойско-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса 2 «Гломар Челленджер».— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6.
- Лисицын А. П.* Абсолютные массы и закономерности седиментации в океанах.— В сб.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.
- Лисицына Н. А.* Поступление осадочного материала в океаны из кор выветривания разных климатических зон.— В сб.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.
- Ломова О. С.* Палыгорскитовые глины восточной Атлантики и генетическая связь их с щелочным вулканизмом.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4.
- Скорнякова Н. С., Мурдма И. О., Прокопцев Н. Т., Маракув В. В.* Донные отложения и вулканические породы в Южной котловине Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 1.
- Ayite I. M.* Senegal salt basin.— In: Salt Basins around Africa.— Inst. Petrol. Geologists, 1960, 44.
- Biscaye P. E.* Mineralogy and sedimentation of the deep sea sediment fine fraction in the Atlantic ocean and adjaece seas and ocean.— Geochemical Technical Reprints, 1964, No. 8.
- Beall A. O. Jr., Fisher A. G.* Sedimentology. Initial reports of the deep sea drilling project, Washington, 1969, v. 2.
- Bonatti E.* Palagonite, hyaloclastites and alteration of volcanic glass in the ocean.— Bull. Volcanol., 1965, v. 28.
- Bonatti E., Joensuu O.* Palygorskite from Atlantic deep sea sediments.— Amer. Mineralogist, 1968, v. 53.
- Grim R. E.* Clay mineralogy. New York — London — Toronto, 1953.
- Fan Pow-foong, Rex R. W.* X-ray mineralogy studies. Initials reports of the deep sea drilling project, Washington, 1972, v. 14.

- Fan Pow-foong, Zemmels J.* X-ray mineralogy studies. Initial reports of the deep sea drilling project, Washington, 1972. v. 12.
- Fuchtbauer H., Müller G.* Sedimente und Sedimentgesteine. Sediment Petrologie, v. 2, Stuttgart, 1970.
- Griffin J. J., Windom H., Goldberg E. D.* The distribution of clay minerals in the World ocean. Deep sea Res., 1968, No. 15.
- Hathaway J. C., Sach P. Z.* Sepiolite and clinoptilolite from the mid-Atlantic.— Amer. Mineralogist, 1965, v. 50.
- Hayes J. B.* Clay petrology of mudstones. Initial reports of the deep sea drilling project, Washington, 1973, v. 18.
- Initials reports of the deep sea drilling project. v. 1, 1969; v. 2, 3, 1970; v. 12, 14, 1973; v. 36, 37, 1977.
- Jacobs M. B.* Clay mineral changes in Atlantic deep sea sediments and cenozoic climatic events.— Sedim. Petrol., 1974, v. 44, No. 4.
- Nayudu J. R.* Palagonite tuffs (hyaloclastites) and the products of post-eruptive processes. Bull. Volcanol 1964, v. 27, pt 1.
- Perry Ed., Hower J.* Burial diagenesis of Gulf coast pelitic sediments.— Clays and Clay Minerals, 1970, v. 18.
- Peterson M. N. A., Edgar N. T., Von der Borch C. C., Rex R. W.* Cruise leg summary and discussion. Initial reports of the deep sea drilling project, Washington, 1970, v. 2.
- Peterson M. A., Griffin J. J.*, Volcanism and clay minerals in the southeast Pacific.— Marine Res., 1964, v. 22.
- Porrenga D. H.* Clay minerals in recent sediments of the Niger delta.— Clays and Clay Minerals, v. 26, 1966.
- Rex R. W.* X-ray mineralogy studies. Initial reports of the deep sea drilling project, Washington, 1970, v. 3.
- Robinson P. T., Flower M. F. I., Schmincke H. U., Ohmacht W.* Low temperature alteration of oceanic basalts. Initial reports of the deep sea drilling project, Washington, 1977, v. 37.
- Scafe D. W., Kunze G. W. A.* Clay mineral investigation of six cores from the Gulf Mexico.— Marine Geol., 1971, v. 10, No. 1.
- Von Rad U., Rosch H.* Mineralogy and origin of clay minerals silica and autigenic silicates in leg 14. Sediments. Initial reports of the deep sea drilling project, Washington, 1972. v. 14.
- Weaver C. E.* Possible uses of clay minerals in the search for oil.— Amer. Assoc. Petrol. Geologist., v. 44, 1960.
- Wirth Z.* Attapulgites du Senegal Occidental. Laboratoire de Geologie de l'Universite de Dacar, 1968, R. No. 26.

Институт океанологии
АН СССР
Москва

Дата поступления
10.V.1977

УДК 553.492:551.736(479)

О ПЕРМСКИХ БОКСИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ МАЛОГО КАВКАЗА

**М. А. БЕЭР, Б. А. БОГАТЫРЕВ, М. В. ВОИНОВ,
Р. Г. ГУЛИЕВ, А. А. ОГАНЕСЯН**

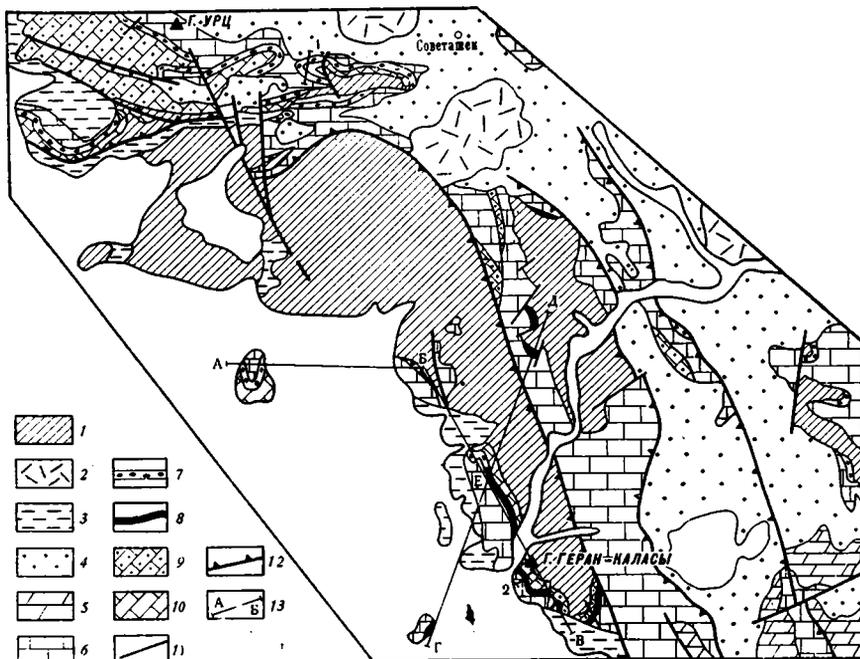
Впервые рассматриваются литолого-фациальные особенности пермского бокситоносного горизонта Даралагезского массива (Малый Кавказ). Выделены два типа разреза: терригенно-глинистый, развитый в северо-западной части массива (урцкий тип), и бокситовый (геран-каласинский тип), развитый в его юго-восточной части. Приведена детальная характеристика структурно-текстурных особенностей и вещественного состава бокситов. Рассмотрены условия их образования. Уточнено структурно-тектоническое положение пермского бокситоносного горизонта.

Впервые пестроцветный терригенный горизонт, расположенный в основании трансгрессивно залегающих пермских отложений Даралагезского массива Малого Кавказа, описан Р. А. Аракелян¹ (1964). В составе этого горизонта Ш. М. Григорян в 1968 г. на Урцком хребте обнаружил породы, содержащие минералы свободного глинозема, что послужило основанием для проведения в последние годы азербайджанскими, армянскими геологами и сотрудниками ВИМСа, МГРИ, ИГЕМа АН СССР широких исследований в пределах Даралагезского массива, направленных на решение вопроса перспектив бокситоносности района. В 1972—1975 гг. авторами в верхней части пестроцветного горизонта в юго-восточной части массива были обнаружены и изучены бокситы и бокситовые породы диаспор-шамозитового состава, рассмотрены условия их образования и намечены закономерности размещения.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Даралагезский массив представляет собой северную приподнятую часть Приараксинской зоны, расположенной между Еревано-Орду-бадской и Зенджанской эвгеосинклинальными зонами Альпийского складчатого сооружения Малого Кавказа. Приараксинская зона к западу выклинивается, а к юго-востоку имеет своим продолжением альпийские складчатые сооружения Эльбурса в Иране. Осевая часть зоны перекрыта молассами Араксинского межгорного прогиба, а в краевых ее частях обнажаются терригенно-карбонатные образования среднего палеозоя — нижнего мезозоя и верхнего мела — эоцена. На северо-востоке палеозойские отложения слагают Даралагезский массив, на юго-западе — цепочку антиклинальных выступов вдоль советско-иранской границы от горы Малый Арарат к Иранскому Карадагу. В ядрах антиклинальных структур на южной окраине зоны, севернее оз. Резайе, в

¹ Позднее Р. А. Аракелян и др. (1976) отнес эти образования к средне-верхнекарбонатовой бокситоносной коре выветривания.



Фиг. 1. Схема геологического строения Даралагезского массива

1 — антропогенные отложения; 2 — неогеновые вулканогенные отложения; 3 — олигоцен-миоценовые терригенно-глинистые отложения; 4 — мел-палеогеновые терригенно-карбонатные отложения; 5 — триасовые глинисто-карбонатные отложения; 6—8 — нижне-верхнепермские отложения (бокситоносный горизонт): 6 — известняки, 7 — песчано-глинистые породы, местами с оолитовой структурой, 8 — бокситы и бокситовые породы; 9 — нижнекаменноугольные терригенно-карбонатные отложения; 10 — средне-верхне-девонские карбонатно-терригенные отложения; 11 — разломы; 12 — крупные разломы (надвиги); 13 — линии составления фациальных профилей

Иране, наряду с палеозойскими выступают метаморфические породы докембрийского фундамента (Геология и рудные месторождения..., 1973).

В основании стратиграфического разреза Даралагезского массива располагаются отложения среднего и верхнего отдела девонской системы, представленные чередованием аргиллитов, алевролитов, песчаников и карбонатных пород общей мощностью более 1500 м. Каменноугольная система представлена лишь нижним отделом, в составе которого выделяются турнейский и визейский ярусы, сложенные карбонатными породами. Мощность каменноугольных отложений уменьшается с запада на восток от 600 м до первых десятков метров, а в верховьях р. Арпы они полностью размыты, и пермские отложения залегают непосредственно на верхнедевонских (фиг. 1).

На рассматриваемой территории развиты отложения преимущественно среднего и верхнего отдела пермской системы (Левен, 1973). Нижний отдел перми развит только в юго-западной части Даралагезского массива, где он совместно с нижней частью среднего отдела перми объединяется в давалинскую свиту. Выше с размывом залегают пестроцветный бокситоносный горизонт. Он перекрывается битуминозными известняками аснийской свиты, относимой к кубергандинскому ярусу и низам мургабского яруса средней перми. В направлении с юго-запада на северо-восток пермская толща начинается со все более высоких слоев. Особенно наглядно это видно на примере горизонта с ругозами типа ваагенофиллум. В разрезах перми в западной части массива данный горизонт

располагается в 150—200 м выше основания аснийской свиты, в разрезе горы Геран-Каласы ваагенофиллумы опускаются почти к самому ее основанию, на гряде Геджааймат горизонт залегает непосредственно в основании свиты и представлен лишь верхними слоями незначительной мощности. Эти данные свидетельствуют о последовательном распространении среднепермской морской трансгрессии в направлении с запада на восток. С характером развития последней тесно связаны и фациальные особенности базального горизонта.

Слагающие Даралагезский массив осадочные породы от девона до олигоцена включительно разбиты системой взбросов и крутых надвигов субширотного (в западной части) и северо-западного (в восточной части) простирания на ряд продольных моноклинальных блоков (см. фиг. 1), вследствие чего интересующий нас предсреднепермский пестроцветный горизонт многократно обнажается. Это позволяет проследить его фациальный состав на значительной площади.

ТИПЫ РАЗРЕЗОВ ПЕСТРОЦВЕТНОГО ГОРИЗОНТА

По составу и фациальным изменениям пестроцветного горизонта выделяются два типа его разрезов: урцский и геран-каласинский.

Урцский тип разрезов располагается в северо-западной части Даралагезского массива и характеризуется преобладанием терригенных грубообломочных и глинистых пород местами с обломочно-пизолитовой структурой. Строение горизонта обычно ритмичное. Верхними элементами ритмов служат углисто-глинистые сланцы и известняки. Внутри разрезов перерывы отсутствуют, и в большинстве случаев переход к вышележащим пермским известнякам постепенный. Данный тип по местоположению опорного разреза на хр. Урц предлагается называть урцским.

Обнажения урцкого типа разрезов изучены на Урцском хребте по р. Бираличай, близ селений Армаш, Кярки, Кардлу, Советашен, Амагу, Гнишик, а также горы Бозагыл и на северо-западном окончании горы Мюнх-Бала-Оглы. В большинстве мест горизонт залегает на размытой волнистой и слабозакарстованной поверхности визейских известняков и лишь вблизи сел Амагу и Гнишик — на франских глинистых сланцах.

Ниже приводится послойное описание типичного разреза в центральной части Урцкого хребта (в верховьях р. Бираличай). На слабозакарстованной поверхности светло-серого доломита визейского возраста залегают (снизу вверх):

Мощность, м

- | | |
|--|---------|
| 1. Аргиллит алевритистый, красновато-бурый, плотный, со скорлуповатой отдельностью, кварц-каолинитовый, в верхней части обогащенный гематитовыми бобовинами и окатышами аргиллита. | 0,5—1,5 |
| 2. Песчаник мелкозернистый, красновато-бурый, кварцево-гематитовый. | 1,0 |
| 3. Аргиллит красновато-бурый, в верхней части с обильными почковидными кальцитовыми конкрециями и редкими шамозит-каолинитовыми пизолитами. | 1,5 |
| 4. Аргиллит зеленовато-серый и красновато-бурый с сидерит-каолинитовыми пизолитами, гематитовыми бобовинами и редкими окатышами аргиллита. | 1,2 |
| 5. Известняк серый, мелкокристаллический. Невыдержанный линзовидный слой. | 0,15 |
| 6. Аргиллит красновато-бурый, алевритистый, с линзами мелкозернистого песчаника. Встречаются гематитовые бобовины. | 2,4 |

7. Обломочно-пизолитовая порода, зеленовато-серая сидерит-кальцит-каолинитового состава с почковидными кальцитовыми конкрециями размером 3—7 см.	3,0
8. Аргиллит пятнисто-окрашенный, зеленовато-серый и красный, в нижней части песчанисто-алевролитовый.	1,3
9. Гравелит плотный, серый, неяснослоистый, состоит из полуокатанных обломков кварца, кварцитов, гематитовых бобовин и сидерит-каолинитовых пизолитов, сцементированных песчано-алевролитовой массой.	0,5
10. Бобово-обломочная гематит-каолинитовая порода, в верхней части прослой зеленовато-серых аргиллитов с пизолитами шамозит-каолинитового состава.	4,15
11. Обломочно-пизолитовая порода пепельно-серого цвета, карбонатно-каолинитового состава, содержащая прослой зеленовато-серых аргиллитов и буровато-серых алевролитов.	2,5
12. Известняк глинистый, темно-серый.	0,4
13. Аргиллит темно-серый до черного со слоистой отдельностью, содержит линзы известняка толщиной 10—15 см.	1,8
Общая мощность разреза 21 м.	

Выше прослеживается толща тонко- и среднеслоистых известняков средней перми.

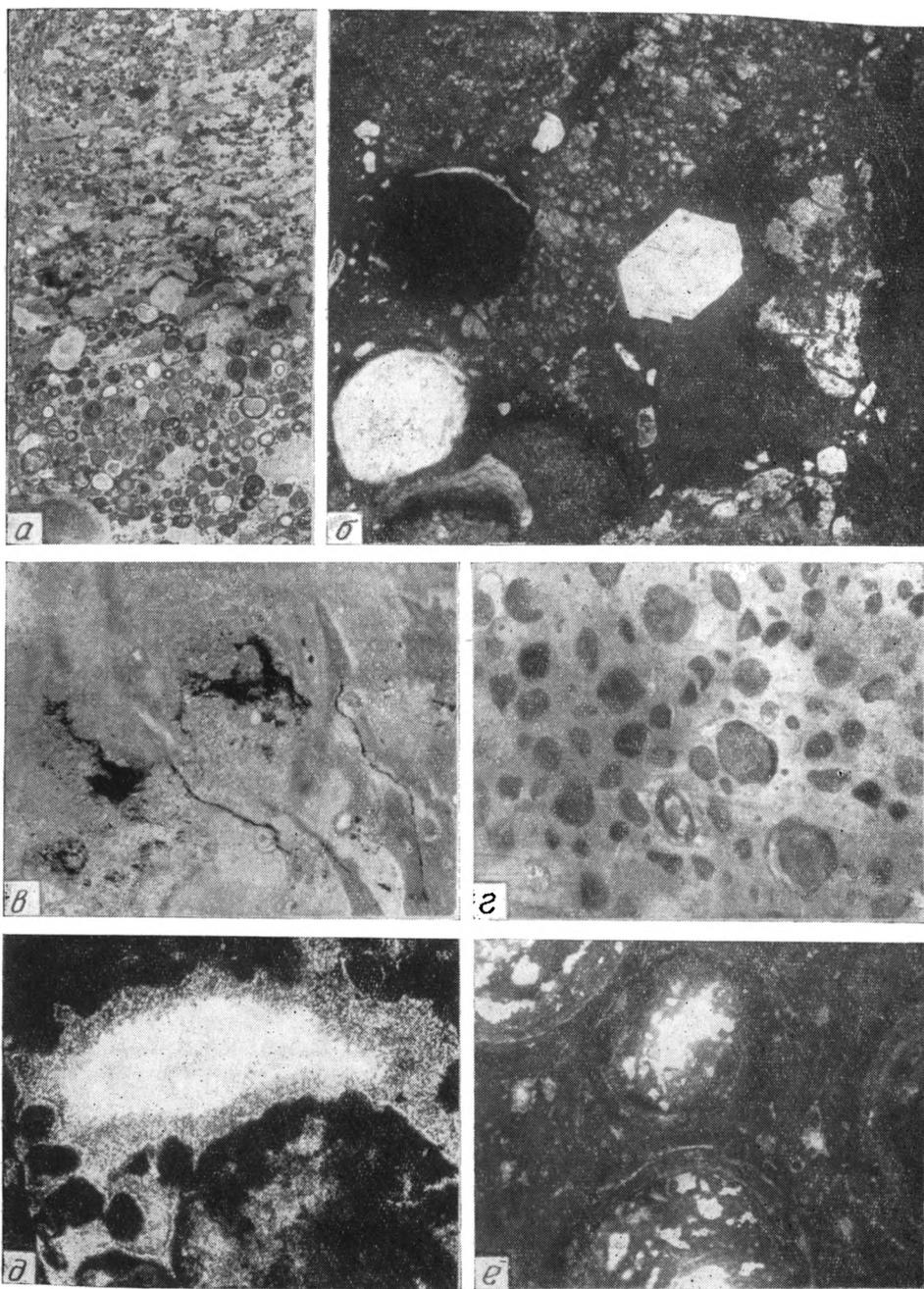
В западной части Даралагезского массива, в направлении с севера на юг, вкрест простираения структур наблюдаются следующие изменения характера разреза.

На северной окраине массива, на склонах горы Дагна, пестроцветный горизонт представлен грубообломочными породами — красно-бурыми кварцевыми песчаниками и гравелитами с гематит-кальцитовым цементом. Мощность 5—6 м. Южнее, в пределах Чиманкенд-Советашенской синклинали, мощность горизонта возрастает до 30—35 м. Уменьшается количество терригенных пород — преобладают глинистые и алевритовые разности красно-бурого или зеленовато-серого цвета, соответственно гематит-каолинитового или кальцит-каолинитового, шамозит-каолинитового состава. Породы часто обломочно-пизолитовые (фиг. 2, а). Песчаные разности тяготеют к основанию разреза. В средней и верхней части встречаются прослой и линзы углисто-глинистых пород. Далее к югу на крыльях Урцской антиклинальной складки между селами Советашен и Кярки мощность пестроцветного горизонта возрастает от 6 до 22 м. В составе аргиллитов здесь присутствуют почковидные кальцитовые конкреции (фиг. 2, б), содержащие шамозит-каолинитовые пизолиты.

В основании и в средней части разреза появляются грубообломочные разности, содержащие гальку кварцитов, известняков и обломков гематитовых бобовин и неокатанные зерна кварца.

В более южной полосе верхнепалеозойские отложения почти полностью размыты. Судя по разрезам у с. Армаш, можно лишь предполагать, что здесь мощность пестроцветного горизонта вновь возросла (по крайней мере до 25 м), он вновь приобрел однообразный глинисто-алевритовый, гематит-каолинитовый состав, в средней и верхней части появились прослой пелитоморфных известняков.

Наконец, на крайнем юге, на горе Боз-Агыл, происходит новое сокращение мощности и одновременное погрубение пестроцветного горизонта. Его нижняя часть сложена красноцветными брекчиями, конгломератами и гравелитами с гематит-карбонатным цементом, обломками известняков и кварцитов мощностью до 7—8 м. Вверх по разрезу они сменяются кварцевыми песчаниками, а затем маломощной пачкой (3—4 м) глинистых, обломочно-пизолитовых пород, внизу — гематит-каолинитовых, вверху — кальцит-каолинитовых с шамозитом.



Фиг. 2. Структура и текстура бокситов, бокситовых пород и конкреций
a — обломочно-пизолитовая структура кварц-каолинитовой породы, штуф, нат. вел.; *б* — обломки кварца (К) в карбонатной конкреции, микрофото, шлиф $\times 46$, николь один; *в* — пелитоморфный боксит гематит-каолинит-диаспоровый, частью вторично осветленный и каолинизированный, штуф, нат. вел.; *г* — боксит шамозит- (хлорит)-диаспоровый с оолито-обломочной структурой, штуф, нат. вел.; *д* — гнезда и прожилки диаспора в оолитовом боксите, шлиф $\times 90$, николь один, *е* — диаспоровые оолиты с выщелоченными ядрами, шлиф $\times 90$, николь один

Геран-Каласинский тип разреза выделен в юго-восточной части массива и содержит в своем составе бокситовые породы. Для данного типа разреза характерны небольшие мощности, резкая изменчивость состава пород и наличие перерывов внутри горизонта и в его кровле. На юго-востоке Даралагезского массива бокситоносный горизонт наиболее полно сохранился в Дизской синклинали. Лучше всего обнажены и доступны для изучения разрезы горизонта на склонах горы Геран-Каласы (участок Геран-Каласы). Наиболее полный разрез бокситоносного горизонта вскрыт канавой 187. На неровной слабозакарстованной поверхности выветрелых и осветленных глинистых доломитов нижневизейского возраста залегают (снизу вверх):

Мощность, *м*

Терригенная пачка. 1. Аргиллит кварцево-слюдистый, фисташково-зеленый, желтоватый, желтовато-бурый, рыхлый и ломкий с угловатыми обломками светло-серых известняков в нижней части, с гематитовыми бобовинами в верхней. 0,6

2. Аргиллит красновато-бурый, крепкий, с комковатой текстурой, слюдисто-каолинит-гематитовый, с многочисленными (до 50% от общей массы) железистыми бобовинами типа окатышей. Размер их от 0,1 до 5 мм в диаметре. Порода имеет слюдяно-каолинит-гематитовый состав. 1,0

Бокситовая пачка. 3. Бокситовая порода красновато-бурая, плотная, но трещиноватая, с красными крепкими бобовинами и обломками размером в первые сантиметры.

Граница с подстилающими породами постепенная, нечеткая.

В верхней части разреза порода осветляется, а местами приобретает зеленоватую окраску и постепенно переходит в зеленовато-бурый боксит.

4. Боксит зеленовато-бурый трещиноватый, бобово-обломочный и обломочно-оолитовый. Количество обломков 30—40%. 1,5

5. Боксит зеленовато-серый, светло-серый, пелитоморфный, плотный, с ровными субпараллельными поверхностями трещин и кливажа. Местами в боксите заметны бобовины и оолиты. 2,0

6. Боксит пелитоморфный, светло-серый, кавернозный. Под микроскопом местами мелкооолитовый. Оолиты преимущественно обломочные. В верхней части боксит афанитовый, жирный на ощупь. 1,2

Мощность разреза 10 м

На бокситах с резкой границей залегают среднепермские известняки. Обращает на себя внимание слабovolнистая мелкобугорчатая подошва известняков.

В пределах участка Геран-Каласы отмечается резкое изменение мощностей слоев и пачек, а местами полное выпадение их из разреза. Мощность нижней терригенной пачки увеличивается в юго-западном направлении до 4—5 м, при этом количество песчаного и гравийного материала в ней возрастает. Мощность же бокситовой пачки сокращается до 1—2 м, и в ряде разрезов бокситы отсутствуют. В северо-западном направлении, непосредственно на горе Геран-Каласы, разрез весьма схож с опорным, но исчезает верхний элемент бокситовой пачки — светло-серые кавернозные бокситы. Мощность горизонта к западу постепенно сокращается, и он совсем исчезает в средней части горы Мюнх-Бала-Оглы.

На восточном окончании участка Геран-Каласы в верхней части разреза над бокситами появляется пачка ритмично переслаивающихся песчаников и алевролитов, содержащих в своем составе обломки бокситовых пород. В основании и кровле пачки четко выражены размывы. В районе горы Кабахял мощность подрудной терригенной пачки макси-

мальна — 8 м. Здесь она представлена чередующимися слоями вишнево-красных алевролитов кварц-гематитового состава, прослоями аргиллитов желтого и зеленовато-серого цвета преимущественно гидрослюдисто-каолининового состава, содержащими обломки оолитового боксита, прослоями углистых пород с пиритом, а также линзами углей. Мощность пачки составляет 6—8 м. Аналогичные образования встречены в подошве пермских отложений севернее горы Кабахял, близ селений Матсан и Кизилкия.

К юго-западу от участка Геран-Каласы на южном крыле Дизской синклинали на горе Кара-Тепе в разрезе горизонта также преобладает верхняя терригенная пачка, тогда как средняя — бокситовая — сильно размыва и мощность ее не превышает 0,2—0,5 м. Терригенная пачка представлена ритмичным чередованием карбонатных песчаников и алевролитов, содержащих многочисленные остатки раковин беллерофонов. Данная пачка с остатками морской фауны отделена поверхностью размыва как от нижележащих бокситовых пород, так и от вышележащих пермских массивных известняков и, по-видимому, является фациальным аналогом вышеописанной углистой пачки. Мощность ее достигает 3,5—4 м.

РАЗНОВИДНОСТИ БОКСИТОВ И БОКСИТОВЫХ ПОРОД

Бокситовая часть разреза наиболее полно представлена на участках горы Геран-Каласы и на юго-восточном окончании горы Мюнх-Бала-Оглы, где выделяются три разновидности бокситов и бокситовых пород: 1 — красновато-бурые с обломочно-оолитовой структурой, 2 — зеленовато-серые с оолито(пизолито)-обломочной структурой, 3 — светло-серые сухаристые, сильнокавернозные.

Красновато-бурые бокситовые породы встречены на восточном склоне горы Геран-Каласы, где они залегают на кирпично-красных аргиллитах и вытягиваются в виде маломощного пласта (0,5—0,7 м) на несколько десятков метров. Местами породы вторично осветлены; пятнисты. Полосы осветления выделяются в виде заливов и затеков по трещинам сверху вниз (см. фиг. 2, в). Структура породы обломочно-оолитовая, состав — гематит-диаспор-каолининовый. Обломки составляют 20—25% породы, размер их от 0,2—0,3 мм до 0,5 см, форма окатанная, с новообразованной каймой диаспора. Оолиты гематит-диаспоровые, размером 0,1—0,5 мм. Количество концентров 2—5. Цемент оолитов каолинит-диаспоровый, сгустковый с кавернами, выполненными каолинитом. Порода рассекается тонкими прожилками вторичного каолинита. Химический состав бокситовой породы представлен в таблице (обр. I, II).

Зеленовато-серые бокситы встречены на участке горы Геран-Каласы и на восточном окончании горы Мюнх-Бала-Оглы. Форма бокситовых тел линзовидная, протяженность — до 150 м. Полоса распространения зеленовато-серых бокситов по отношению к подстилающим красновато-бурым породам смещена к западу на 1 км. Далее на запад, начиная со средней части горы Мюнх-Бала-Оглы, бокситовые породы фациально замещаются зеленовато-серыми пизолитовыми породами шамозит-хлоритового состава (на рентгенограмме в ряде образцов появляется средний — сильный базальный рефлекс $d=14 \text{ \AA}$), а еще далее — кварцево-хлоритовыми алевролитами с крупно-пизолитовой структурой, которые встречаются в мелких (до 1—1,5 м) карстовых воронках на каменно-угльных известняках.

Твердость зеленовато-серых бокситов высокая, структура оолито(пизолито)-обломочная (см. фиг. 2, г), пористость 1—2%. Количество обломков в боксите около 40%, размер их от десятых долей миллиметра до 1 см, форма сглаженная, реже остроугольная. По составу среди об-

ломков выделяются породы трех разновидностей: а) боксит мелкооолитовый гематит-диаспоровый, б) боксит частично обесцвеченный и каолинизированный с гнездами новообразованного кальцита и шамозита (или хлорита), в) аргиллит шамозит-хлоритовый с агрегатно-полярнующей основной массой. Обломки имеют одну-две новообразованных каймы диаспорового состава. Кайма более светлая и состоит из мелких (0,1 мм в диаметре) слабо раскристаллизованных бемитовых сферолитов. Цемент боксита состоит из мелких (около 0,1 мм) соприкасающихся друг с другом оптически изотропных глобулей или сферолитов с

Химический состав бокситов (в вес. %) и бокситовых пород Даралагезского массива

Оксид	I	II	III	IV	V
SiO ₂	28,3	23,22	40,66	13,18	8,48
TiO ₂	2,81	1,12	0,95	4,28	5,50
Al ₂ O ₃	37,27	22,10	38,20	43,62	65,03
Fe ₂ O ₃	19,56	44,70	4,58	10,54	4,50
FeO	Не обн.	Не обн.	4,37	11,15	Нег
MnO	Сл.	»	Не обн.	Сл.	»
MgO	Не обн.	0,70	0,93	2,52	0,30
CaO	»	Не обн.	Сл.	0,70	0,40
Na ₂ O	0,038	0,03	0,28	0,031	0,07
K ₂ O	0,36	0,38	0,13	0,10	1,53
H ₂ O ⁻	1,15	1,30	1,10	1,12	0,20
H ₂ O ⁺	11,08	6,75	8,68	11,73	13,47
CO ₂	Не обн.	Сл.	Не обн.	0,37	Не обн.
	99,90	100,30	99,88	99,34	99,48

Примечания. Аналитики: Кухарчик В. В., Цимлянская Л. Обр. I—III — каолинизированный боксит бобово-оолитовой структуры.

Обр. IV — боксит диаспор-шамозит-хлоритовый с пизолито-обломочной структурой.

Обр. V — осветленный боксит каолинит-диаспоровый с вторичной диоктаэдрической слюдой.

двумя-тремя слабо выраженными концентрирами. Большая их часть гелевидная, насыщена полупрозрачным хлопьевидным лейкоксеном. Местами афанитовая масса глобулей раскристаллизована и в ней появляются гнезда с кристаллами диаспора (см. фиг. 2, д). Цементируются сферолиты в основном таким же глиноземистым материалом или шамозитом, очень редко наблюдаются каверны, заполненные кальцитом и гематитом, спорадически встречается пирит. По химическому составу (табл., обр. IV) бокситы высококремнистые и сильножелезистые. Содержание глинозема в породе по другим анализам колеблется от 38,0 до 45,6%, а кремневый модуль достигает 3—4.

Светло-серые бокситы (обеленные) — крепкие, сухаристые, но сильнопористые (эффективная пористость 26%), оолитовые. Местами в них наблюдаются не менее 80% от общей массы породы, размер их от 0,1 до 0,05 мм. Они слабо раскристаллизованы, с плохо выраженными концентрирами, имеющими нечеткие и постепенные внешние контуры (см. фиг. 2, е). В центральной части оолиты лучше раскристаллизованы — в них заметны чуть желтоватые прозрачные кристаллы диаспора изометрической формы, но иногда в центре оолитов наблюдаются каверны, местами заполненные каолинитом. Хлопьевидный лейкоксен в раскристаллизованных участках оттеснен к краям оолитов. Диагностика диаспора проведена рентгеновским методом, термическим анализом и по ИК-спектрам. Все данные близки к эталонному диаспору.

Порода местами рассечена мелкими трещинами, выполненными прозрачным мелкочешуйчатым слюдыстым минералом с субпараллельной ориентировкой чешуек. Во всех трещинках и пустотах ориентировка чешуек одинакова, что может указывать на образование минерала в условиях стресса. Количество вторичной слюды в породе около

10%. Фазовым рентгеновским анализом обнаружено присутствие в породе двух минералов — диаспора и диоктаэдрической слюды с интенсивным первым базальным рефлексом около 9,9 Å.

По химическому составу обеленные бокситы отвечают рудам среднего качества (марка Б-1, ГОСТ-972-74). Количество Al_2O_3 в них 65,03% SiO_2 — 8,48% (таблица, обр. V).

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕСТРОЦВЕТНОГО ГОРИЗОНТА

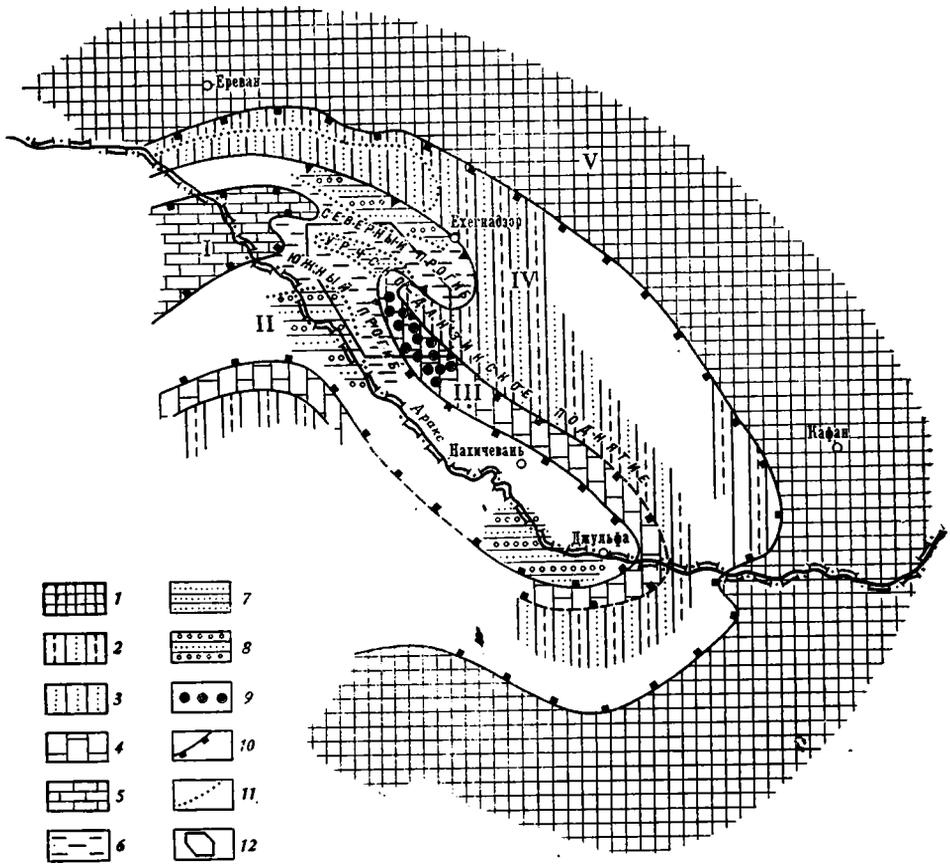
Территория Даралагезского массива на палеозойском этапе развития представляла собой северную окраину обширной Иранской эпипайкальской субплатформы. Здесь господствовали парагеосинклинальные (или субплатформенные) условия развития, характеризовавшиеся сравнительно слабыми прогибаниями, периодически сменявшимися поднятиями без существенной перестройки структурного плана. Основные перерывы падают на ранний девон и средний карбон — раннюю пермь. Вследствие этого среднедевонские и среднепермские отложения залегают трансгрессивно на более древних образованиях вплоть до верхнего протерозоя включительно. К подошве среднего — верхнего девона на территории Ирана, Южного Афганистана приурочены красноцветные соленосно-терригенные отложения, а к подошве средней перми — пестроцветные или угленосные терригенно-глинистые образования, в ряде мест бокситоносные (Центральный Тавр, Даралагезский массив, Эльбурс, Южный Афганистан) (Беэр и др., 1972).

В пределах Закавказья Иранская субплатформа в палеозое была ограничена с севера крупным поднятием метаморфического фундамента — Североанатолийско-Закавказской геоантиклиналью (Белов, 1968; Хаин, 1972), являвшимся северным бортом Араксинского прогиба. Южным бортом, возможно, служили докембрийские — нижнепалеозойские образования Южно-Азербайджанского массива, отделенные ныне Зенджанской складчатой зоной.

Область накопления пестроцветных бокситоносных пород представляла собой две депрессии (прогиба), замыкавшихся на юго-востоке и открывавшихся на запад в сторону морского залива (фиг. 3). Северная депрессия может быть прослежена с северо-запада на юго-восток до меридиана г. Ехегнадзор, а южная протягивалась параллельно в этом же направлении до окрестностей Джульфы, где на правобережье р. Аракс в основании средней перми залегают красноцветные песчаники и конгломераты нижней перми. Между северной и южной депрессиями можно наметить Урцско-Данзикское поднятие, сложенное на западе известняками нижнего карбона, а на юго-востоке — песчано-глинистыми породами верхнего девона.

Судя по составу и распространению грубообломочных пород пестроцветного горизонта, к северу и югу от указанных выше прогибов располагались области размыва с относительно расчлененным низкоргорным рельефом, сложенные в основном породами девона и нижнего карбона. Плохая сортировка и слабая окатанность обломочного материала в породах пестроцветного горизонта указывает на недалекий его перенос, вероятно, временными потоками.

Юго-восточная часть Урцско-Данзикского поднятия (см. фиг. 3) представляла собой возвышенную равнину, сложенную главным образом песчано-глинистыми породами девона, где в предверхнепермскую эпоху могли формироваться коры выветривания. По-видимому, именно с этой менее расчлененной территории в вышеназванные депрессии поступал тонкий алевритово-глинистый материал кварц-железисто-каолинитового состава, слагающий ныне среднюю и верхнюю части разреза пестро-



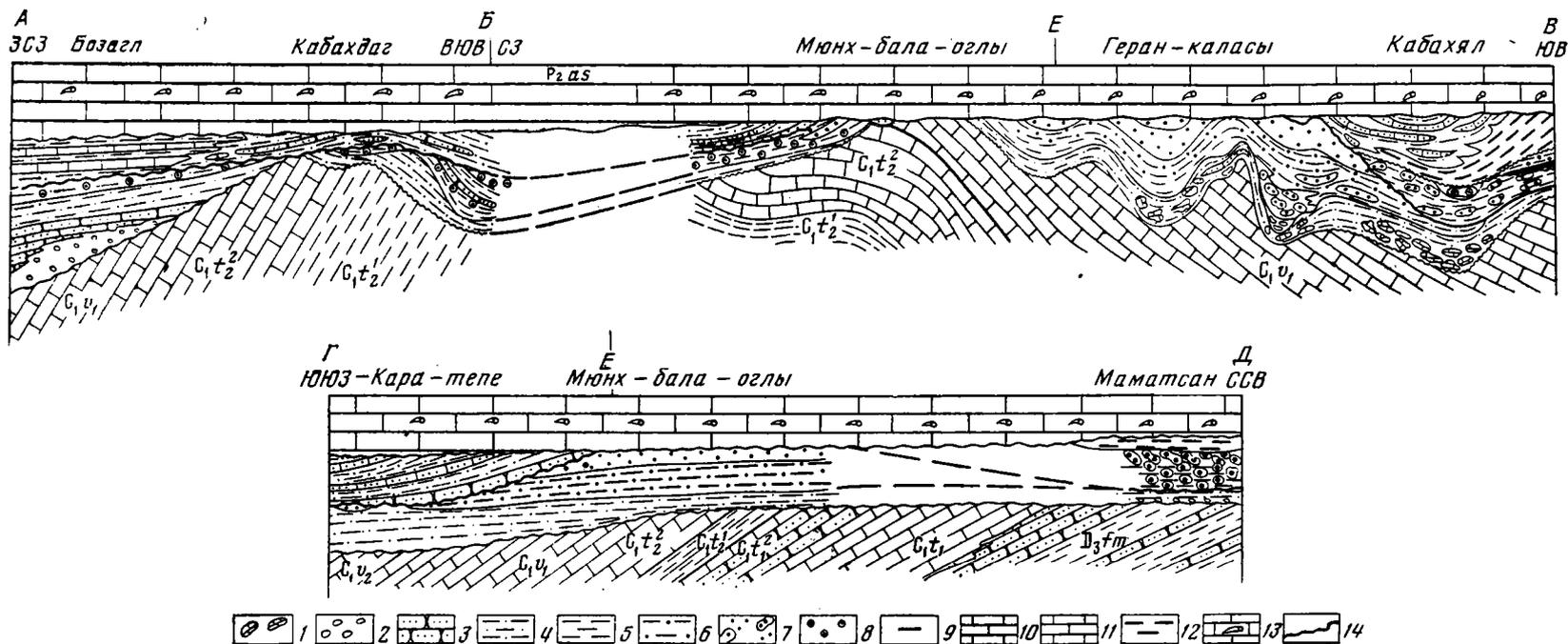
Фиг. 3. Палеогеографическая схема Приараксинской зоны предверхнепермской эпохи (время формирования бокситоносного горизонта)

Состав и возраст пород суши: 1 — метаморфические породы протерозоя — нижнего палеозоя; 2 — песчано-глинистые породы девона; 3 — песчаники и кварциты нижнего карбона; 4 — известняки нижнего карбона. Состав пород области пермской седиментации: 5 — фузулиновые известняки (давалинская свита); 6 — алеврито-глинистые отложения; 7 — песчано-глинистые отложения; 8 — песчано-конгломератовые отложения; 9 — бокситоносные отложения; 10 — границы палеогеографических зон; 11 — границы литологических комплексов; 12 — контуры района работ. Палеогеографические зоны: I — мелкое море; II — прибрежная равнина, временами заливавшаяся морем; III — низменная равнина; IV — возвышенная равнина; V — низкие горы

роцветного горизонта на западе и северо-востоке Даралагезского массива и нижнюю часть — на его юго-восточной окраине.

На интенсивный характер выветривания пород близлежащей суши и синхронный размыв их указывает постепенное изменение состава аргиллитов и глинистого цемента алевритов снизу вверх по разрезу пестроцветного горизонта: внизу преобладает гидрослюда, а затем — гидрослюда и каолинит, а в верхней части пачки — каолинит. Разрез коры выветривания в данном районе пока не встречено.

Терригенно-глинистые отложения пестроцветного горизонта, накапливавшиеся, вероятно, в наиболее пониженных частях прибрежных равнин, связаны постепенным переходом с вышележащими морскими известняками средней перми и представляют собой типичный трансгрессивный цикл (фиг. 4). Если породы нижней части разреза (красноцветные песчаники, местами с косо́й слоистостью, брекчии, гематит-каоли-



Фиг. 4. Схематические литолого-фациальные профили бокситоносного горизонта

1—9 — породы бокситоносного горизонта: 1 — карбонатная брекчия в карстовых понижениях, 2 — конгломерат, 3 — песчаник, 4 — алевролит, 5 — аргиллит, 6 — аргиллит кварц-гематит-каолиновый с обломками кварца и гематитовыми бобовинами, 7 — боксит и бокситовая порода гематит-каолинит-диаспорового состава и шамозит-диаспорового состава с обломочной и оолитообломочной структурой, 8 — аргиллит кварц-

каолинит-шамозитовый с оолитовой структурой, 9 — углисто-глинистая порода; 10 — известковистые прослои и линзы. 11—12 — породы подошвы: 11 — известняки турне и вize, местами песчанистые, 12 — аргиллиты турне и фамена; 13—14 — породы кровли: 13 — аснийские известняки с ругозами (P_{2as}); 14 — границы несогласного залегания пород с разрывом

нитовые глины) накапливались скорее всего в окислительной обстановке, в суходолах и речных долинах, то породы верхней части — оолитовые серы и зеленоцветные карбонатно-каолиновые шамозит-каолиновые, очевидно, накопились в восстановительных условиях, в пределах заболоченных лагун или озер. Образование последних предшествовало среднепермской морской трансгрессии.

Особый интерес представляет образование бокситов. Пластовая форма залегания и оолито-обломочная структура бокситов свидетельствуют об их осадочном происхождении. Нижние, более ранние красновато-бурые бокситы, являются континентальными образованиями, по-видимому, накапливались в небольших западинах рельефа в окислительной субэвальной обстановке. Перенос бокситового материала осуществлялся как механическим путем, так и химически, в форме истинных или коллоидных растворов, высачивавшихся из латеритных кор выветривания.

Зеленовато-серые бокситы накапливались, по-видимому, в субкавальной восстановительной среде, о чем свидетельствует присутствие в бокситах шамозита и пирита. Бокситы этого типа образовались, очевидно, в основном в результате размыва красновато-бурых бокситовых пород, обломки которых встречаются в зеленовато-серых бокситах. Наличие в бокситах колломорфных образований (оолитов и глобулей) указывает также и на коллоидный или химический способ переноса бокситового материала.

Светло-серые бокситы образовались, очевидно, в результате вторичного выветривания зеленовато-серых бокситов, сопровождавшегося окислением и разложением шамозита. Позднее, будучи захороненными под угленосными породами, бокситы претерпели обеление в результате выноса железа водами, обогащенными органикой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Авторами впервые подробно охарактеризованы ранее неизвестные на территории СССР пермские бокситы, развитые в пределах Даралагезского массива на Малом Кавказе. Этот массив является реликтом эпипайкальской субплатформы, вовлеченным позднее в альпийские складчатые движения. Даралагез представляет собой типичный срединный массив, принадлежащий Альпийской складчатой области Ближнего и Среднего Востока. Отсутствие вулканической деятельности и небольшие мощности осадочных (в том числе и карбонатных) пород указывают на субплатформенный характер тектонической обстановки в период формирования бокситоносного горизонта. Пермский возраст бокситов позволяет считать, что их образование имело место до начала альпийского геосинклинального цикла. В отличие от типичных геосинклинальных бокситов Средиземноморья, бокситы Закавказья залегают не на рифогенных известняках, а на глинистых и песчаных карбонатных породах, которые не имеют типичного карстового рельефа. Качество бокситов Даралагеза низкое, фациальная изменчивость резкая. Все они являются осадочными образованиями. Остатки древних латеритных кор выветривания здесь не обнаружены. Минеральный состав бокситов, претерпел, по-видимому, некоторые изменения в результате воздействия вторичных процессов и метаморфизма.

По составу и характеру залегания даралагезские бокситовые породы имеют много общих черт с целым рядом пластовых залежей низкокачественных бокситов и аллитов, известных ныне в разрезах карбонатно-терригенных толщ перми и триаса Тавра, Эльбурса, Афганистана и Памира.

ЛИТЕРАТУРА

- Аракелян Р. А.* Пермь.— В кн.: Геология Армянской ССР, т. II, Стратиграфия, Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1964.
- Аракелян Р. А., Нисанян Г. Б., Петросов Н. Х.* Вещественный состав и условия образования бокситоносных пород древней коры выветривания средне-верхнего карбона Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1976, № 5.
- Белов А. А.* К истории тектонического развития Северной окраины Иранской эпипайкальской субплатформы на Малом Кавказе.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 10.
- Безр М. А., Воинов М. В., Демин А. Н., Ясаманов Н. А.* Бокситы Ближнего и Среднего Востока.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1972, № 2.
- Геология и рудные месторождения Среднего Востока.— Тр. НИИЛЗарубежгеологии, вып. 24. «Недра», 1973.
- Левен Э. Я.* О бокситах в Нахичеванской АССР и их возрасте.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1973, № 12.
- Хашн В. Е.* Основные структурные комплексы Ближнего и Среднего Востока.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1972, № 2.

ИГЕМ
ВИМС,
Москва

Дата поступления
12.VIII.1977

**ПЕСЧАНЫЙ ДИАПИРИЗМ — НОВАЯ СТОРОНА
КАТАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

**I. МОРФОЛОГИЯ, СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПЕСЧАНЫХ ДАЕК
И «ГОРИЗОНТОВ С ВКЛЮЧЕНИЯМИ» В МИОЦЕНЕ ВОСТОЧНОГО
ПРЕДКАВКАЗЬЯ**

В. Н. ХОЛОДОВ

В статье описываются литолого-минералогические особенности строения песчаных классических даек и «горизонтов с включениями» и доказывается их катагенетическое происхождение.

Под процессами диапиризма обычно понимают явление выдавливания пластических осадочных пород, таких, как каменная соль, гипс, глины, глинистые сланцы и др., под действием тектонических напряжений. В обычном состоянии пески и песчаники не принадлежат к группе пластических образований, однако в некоторых более редких обстановках их текучесть может существенно возрасть; при этом в песчаных пластах образуются пльвуны, возникают разрывы слоев, «кластические» или песчаные дайки и оползни (Петтиджон и др., 1976).

Теоретически и экспериментально механизм деформаций пластов песка был изучен в работах М. Н. Гольдштейна (1953), Е. В. Артюшкова (1963), Ph. H. Kuennen (1958), D. G. Moor (1961), R. H. Dott (1963).

В третичных отложениях Восточного Предкавказья очень широко распространены так называемые нептунические или кластические дайки, различные инъекции песчаных пластов в перекрывающие и подстилающие их глины, а также разнообразные пластические деформации песчаных толщ, нередко приводящие к формированию глыбовых нагромождений песчаников, залегающих среди сильно перемятых глин (так называемые «горизонты с включениями»).

На протяжении значительного отрезка времени геологи, изучавшие строение этого региона, рассматривали песчаные дайки и «горизонты с включениями» как образования, генетически не связанные между собой.

Первое очень полное описание кластических даек в чокракских отложениях района междуречья рек Сулак — Аксай принадлежит Н. С. Шатскому (1929); он следующим образом резюмировал свои наблюдения: «... все собранные данные позволяют причислить эти образования к тем широко распространенным песчаниковым дайкам, которые были встречены в самых различных по возрасту отложениях и в Европе и в Америке и которые по общепринятому взгляду представляют сейсмические и оползневые трещины, выполненные проникшим в них сверху материалом» (стр. 97).

Относительно деформаций, встреченных в миатлинском горизонте майкопских песчаников, Н. С. Шатский (1929) довольно уверенно высказал подводно-оползневую гипотезу; что же касается включений глыб фораминиферовых известняков в нижнем глинистом майкопе, то он был

склонен объяснять их генезис как результат тектонических движений по надвиговым плоскостям.

Позднее кластические дайки и горизонты глин с деформированными глыбами песчаников в среднемиоценовых отложениях района рек Аксай — Ярык-су изучил В. Е. Руженцев (1932). По вопросу о генезисе песчаных даек этот исследователь присоединился к А. П. Павлову (Pavlow, 1896) и Н. С. Шатскому (1929), считая, что «заполнение трещин песчаным материалом могло происходить лишь сверху, ибо ниже лежащая толща ... не содержит песчаников, а наличие смещения слоев и изменение в их ориентировке, связанное с существованием даек, доказывает их связь с сейсмическими явлениями» (стр. 25).

Что же касается весьма детально описанных им «оригинально на слоенных» песчано-глинистых отложений (т. е. «горизонтов с включениями»), то В. Е. Руженцев (1932) связывает их либо с усиленным выносом с суши больших масс песчаного материала, откладывавшегося в обстановке сильных подводных течений, либо с подводным оползанием уже отложившихся пород.

Благодаря популярности работы А. Д. Архангельского (1930) в геологической литературе 30—40-х годов появились многочисленные описания подводно-оползневых текстур, причем отнесение тех или иных образований к категории подводных оползней в те времена не требовало особого обоснования. В различных стратиграфических толщах Кавказа по аналогии с другими районами подводно-оползневые деформации были установлены Н. Б. Вассоевичем и С. Т. Коротковым (1935), В. В. Тихомировым и В. Е. Хайным (1947), Н. Б. Вассоевичем (1949), И. А. Конюховым (1947, 1950), а позднее — П. П. Забаринским (1951), М. М. Москвиным и М. А. Семихатовым (1956), Н. С. Золотницким (1957), М. Ф. Дзевелая (1954), Ю. П. Смирновым (1962) и многими другими геологами.

В среднем миоцене интересующего нас района Н. Б. Вассоевич (1949) впервые отметил тесную генетическую связь нептунических даек и глинистых горизонтов с включениями песчаных глыб. Опираясь на сходство изученных им сингенетических нарушений с явлениями, описанными Н. Н. Горностаевым (1927) на Урале и В. Д. Голубятниковым (1946) на Северном Кавказе, Н. Б. Вассоевич (1949) отнес те и другие к типичным подводным оползням. При этом Н. Б. Вассоевич считал, что явления сингенетических нарушений в среднем миоцене Дагестана включают: 1) небольшие зоны плейчатости без разрывных деформаций мощностью от сантиметра до дециметров; 2) зоны конгломератовидных образований, состоящие из округлых включений («колобков»), часто с прихотливыми внутренними изгибами и даже концентрическим строением; 3) пласты, рассеченные то целиком, то частично (на некоторую мощность) небольшими сбросами; 4) нептунические дайки; 5) включения различного размера глыб (от одного до нескольких сот кубических метров), ориентированных слоистостью в различных направлениях, не связанных с элементами залегания пород; 6) крупные линзы, очень крупные, сползшие большими пластинами и претерпевшие нарушения внутреннего строения.

В этой же работе Н. Б. Вассоевич подчеркнул, что широкое распространение подводно-оползневых деформаций в нефтеносном среднем миоцене может привести к открытию литологически экранированных залежей нефти и газа.

Литологические исследования, проводившиеся нами в районах северо-восточного Предкавказья, начиная с 1971 г., и охватившие среднемиоценовые отложения междуречья р. Фортанга на западе и р. Шураозень на востоке, показали, что среди разномасштабных образований, объединенных Н. Б. Вассоевичем (1949) в одну группу подводно-оползневых текстур, выделяются две несколько различных категории явле-

ний. К одной из них принадлежат небольшие зоны плейчатости и конгломератовидные включения песчаников с прихотливыми внутренними изгибами («колобки»); они очень тесно бывают связаны с мелкими внутрiformационными размывами, а иногда даже включены в диагенетические карбонатные конкреции (Гаврилов, 1975). К другой — «нептунические» или кластические дайки, пласты песчаников, рассеченные небольшими разломами и крупными деформированными линзами тех же пород. Их образование менее очевидно и требует специального обсуждения, тем более, что в последнее время появились новые факты, требующие пересмотра прежних представлений о генезисе этих своеобразных форм; вот этому вопросу и посвящена наша статья.

I

Особенностям внутреннего строения кластических или «нептунических» даек, их взаимоотношениям с вмещающими породами, морфологии, распространению и генезису посвящена огромная литература. Значительная часть ее приведена в известных сводках Р. Р. Широка (1950), и Р. И. Гарецкого (1956). При обсуждении происхождения даек обычно конкурируют две основные гипотезы. Одни исследователи (Pavlov, 1896; Шатский, 1929; Рубинштейн, 1949; Lopher, 1944; Дибров, 1955, и др.) связывают их образование с *пассивным*, механическим заполнением трещин, возникших в неконсолидированных осадках или в осадочных породах в результате землетрясений. Другие (Иванов, 1901; Герасимов, 1918; Милановский, 1940; Ляхович, 1953; Дмитриев, 1957; Плотников, 1963; Marschalko, 1972; Ahlbrandt, Harris, 1975; Williams, 1976, и др.) объясняют их возникновение активным *внедрением* (инъекцией) полужидкой массы «наполнителей» в тектонические трещины под большим давлением.

В последнее время стало очевидным, что кластические дайки представляют собой типичные *полигенетические* образования; иначе говоря, в каждом изучаемом случае их генезис следует представлять себе на основе конкретных фактов, собранных в конкретном районе.

В майкопских и чокракских отложениях Восточного Предкавказья кластические дайки встречаются особенно часто. Размеры их варьируют очень широко. Так, толщина их колеблется от 1 см до 0,50—0,70 м, а в длину они нередко достигают 20—30 м и более.

По морфологическим особенностям здесь можно различать сравнительно простые кластические дайки с кулисообразным сочленением отдельных составляющих, коленчатые, зетобразные и ветвящиеся дайки, дайки — просечки между двумя пластами песчаников, дайки-треугольники, дайки-глыбы и змееподобно извивающиеся дайки.

По отношению к напластованию вмещающих пород выделяются вертикальные и наклонные дайки.

Почти всегда тело дайки слагается плотно сцементированным карбонатным песчаником; в породе, как правило, присутствуют нефтяные битумы и пирит. На боковых стенках вертикальных и наклонных к слоистости вмещающих пород даек часто со всеми деталями отпечатывается тонкая слоистость. Внутри дайки и особенно в ее призальбандовых частях обычно распространены остроугольные обломки вмещающих глин.

В одной из предыдущих работ (Холодов, Гаврилов, 1977) было предположено, что кластические дайки в изученном районе пространственно тесно связаны с пластами кварцевых песчаников и создают вокруг своеобразный ореол, ответвляясь вверх и вниз от материнского пласта. Основанием же такого предположения послужила находка вертикальной песчаной дайки, отходящей вверх от кровли пласта кварцево-глауконитового песчаника, обнаженного на правом берегу р. Большая Ярык-су, у северной окраины поселка Симсыр.

Во время полевых работ 1977 г., в верхнем течении р. Большая Ярык-су, в обнажении горизонта кварцево-глауконитовых песчаников Σ_{10} , было документально установлено, что эта 8-метровая толща распадается на несколько линзовидных, сильно деформированных пластов; вверх и вниз от них отходит серия крупных кластических даек, причем над материнским горизонтом дайки особенно обильны и слагают целую систему взаимно пересекающихся тел (фиг. 1). Крупные вертикальные, коленчато-глыбовые песчаные дайки в южной и северной части обнажения составляют основу системы даек; от них отходят горизонтальные дайки, в свою очередь пересекающиеся наклонными или субвертикальными. Морфологические особенности даек не оставляют сомнения в том, что они сформировались в результате инъекции песчаной пульпы в тектонические трещины; это особенно хорошо видно в левой части чертежа, где горизонтальные ответвления от вертикальной дайки начинаются характерными пузыревидными вздутиями.

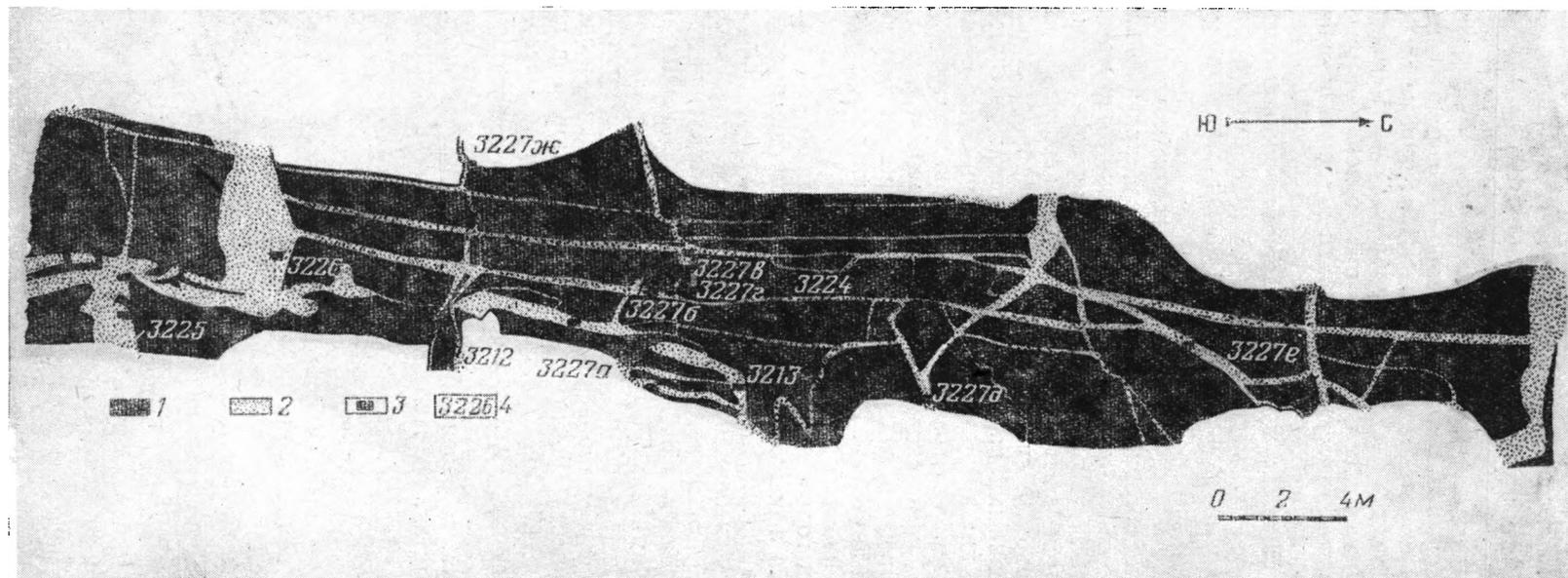
Характерно, что микроструктурные особенности песчаников позволяют легко различать субгоризонтальные и субвертикальные дайки. Хотя те и другие обычно содержат очень большое количество мелких обломков вмещающих глин, субгоризонтальные кластические дайки в данном обнажении слагаются чрезвычайно равномерно-зернистым кварц-глауконитовым песчаником, с сильно окатанными зернами кварца, обычно слабо сцементированными кальцитом; что касается секущих субвертикальных даек, то в них преобладает коррозионный сидеритовый цемент, причем кварцевые зерна оказываются чрезвычайно неравномерно корродированными и по форме скорее напоминают неравномерно-зернистые обломки. В этом случае порода становится похожа на кварцевую брекчию с сидеритовым цементом. В ней очень большое распространение получают включения пирита и пятна битумов.

В нижней части горизонта Σ_{10} встречено несколько вертикальных даек, внедряющихся в подстилающую толщу глин сверху вниз. Одна из них изображена на фиг. 2, А. Изученная дайка выглядит как вертикальное продолжение глыбовидно-линзовидного горизонтального пласта кварц-глауконитового песчаника. В районе ее ответвления пласт распадается на серию крупных глыб, между которыми «зажаты» деформированные участки подстилающих глин, а в том участке, где дайка непосредственно отходит от песчаника вниз, обычно образуются пузыревидные вздутия в подошве материнского пласта. Как видим, и здесь морфологические особенности контакта свидетельствуют не в пользу пассивного заполнения сейсмической трещины осадочным материалом, а в пользу активного внедрения песчаного пльвуна в трещину под давлением.

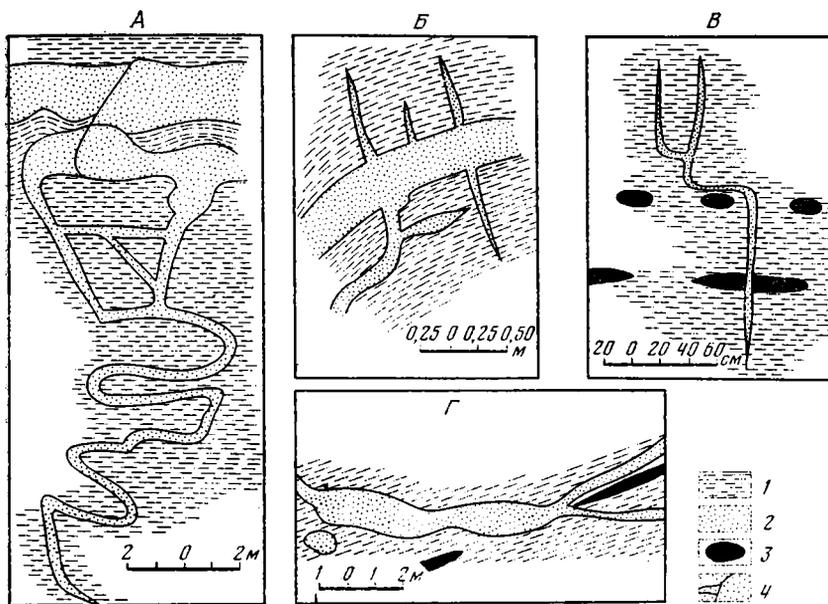
Пласт песчаника, встреченный нами в среднем течении р. Булок, в глинистых алевролитах, подстилающих горизонт Σ_8 , в миниатюре напоминает сложную картину строения песчаного горизонта Σ_{10} на р. Большая Ярык-су; его строение изображено на фиг. 2, Б. Дайки здесь отходят вверх и вниз от материнского пласта, довольно определенно подтверждая идею инъекции песчаного материала из материнских пород во вмещающие глины под давлением.

О времени и стадии образования песчаных даек можно судить по их пространственным взаимоотношениям с диагенетическими конкрециями, по текстуре обломков вмещающих пород, включенных в песчаники даек, и, наконец, по степени уплотнения вмещающих дайки глин.

Довольно определенные выводы получаются при наблюдении над дайками и карбонатными диагенетическими конкрециями. Так, например, в нижнем течении безымянного притока, впадающего в р. Большая Ярык-су, вблизи от поселка Симсыр, непосредственно ниже горизонта Σ_7 в черных «книжных» глинах хорошо видна картина, изображенная на фиг. 2, В. Здесь вертикальная песчаная дайка вблизи от прерывис-



Фиг. 1. Система песчаных даек в глинах, перекрывающих горизонт Σ_{10} в районе р. Большой Ярык-су (зарисовка обнажения)
 1 — глины, 2 — песчаник, 3 — места опробования, 4 — номер образца



Фиг. 2. Условия залегания и формы песчаных даек (зарисовки)

A — змеевидная дайка в подошве горизонта Σ_{10} р. Большая Ярык-су; *B* — система даек в пласте песчаника, подстилающего горизонт Σ_8 по р. Булок; *V* — песчаная дайка, секущая линзовидный мергель ниже горизонта Σ_7 (р. Большая Ярык-су); *Г* — разветвление горизонтальной дайки у линзовидного мергеля (р. Малая Ярык-су)

1 — глины и алевролиты; 2 — пески и песчаники; 3 — карбонатные конкреции и линзы; 4 — смещения в песчаниках

того прослоя карбонатных конкреций отчетливо меняет свое первоначальное направление, как бы огибая отдельные кальцитовые конкреции, а ниже резко пересекает крупную диагенетическую сидеритовую линзу.

Такие пространственные взаимоотношения, на наш взгляд, бесспорно свидетельствуют о том, что песчаная дайка формировалась позднее диагенетических конкреций.

В верхнем течении р. Малая Ярык-су, субгоризонтальная песчаная дайка, залегающая в пакке бурых алевролитовых глин между песчаными горизонтами Σ_{8-9} и Σ_{10} , соотносится с диагенетическими линзами мергелей так, как это показано на фиг. 2, *Г*; под углом пересекая слоистость вмещающих пород, она постепенно подходит к прерывистому слою мергельных линз, а затем раздваивается у одной из них, причем одна часть кластической дайки прослеживается выше линзы мергеля, а другая ниже. Чтобы объяснить такое поведение песчаной дайки нужно обязательно предположить, что она была сформирована позднее мергелей.

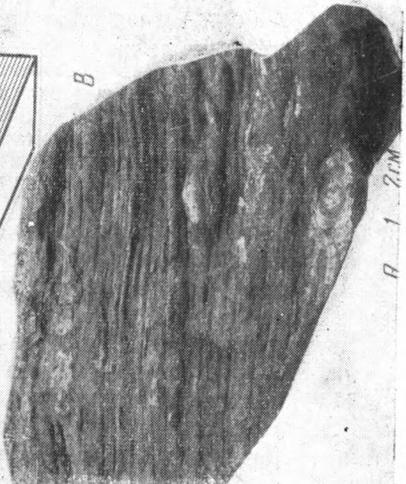
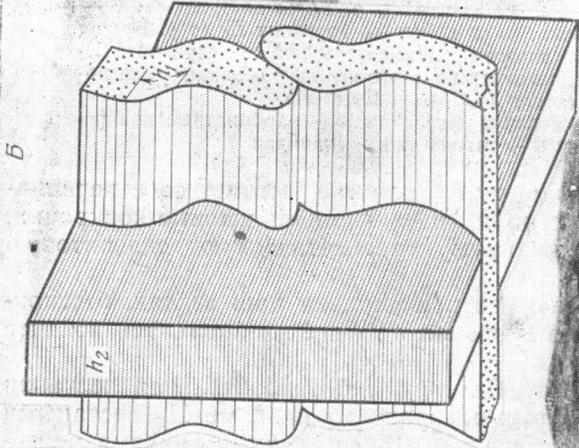
Еще ярче вывод о постдиагенетическом происхождении кластических даек получил подтверждение при изучении контакта мощной дайки с вмещающей ее глиной в районе среднего течения р. Элистанжи (Холодов, Гаврилов, 1977). Здесь, на уровне горизонта Σ_{10} , в толще буроватых сланцеватых глин, содержащих прослой мелких магнезиально-кальцитовых конкреций диаметром 3—5 см, четко отпрепарирована эрозией песчаная дайка, мощностью в 30—35 см, рассекающая глины. На одном из контактов дайки до деталей отпечатались слоистость вмещающих глин и овальные поверхности уже сформированных диагенетических конкреций; мало того, по отпечаткам на контакте можно установить, что ко времени образования песчаной дайки процессы диагенетической усадки глины вокруг конкреции были в основном завершены (Гаврилов,



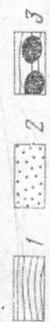
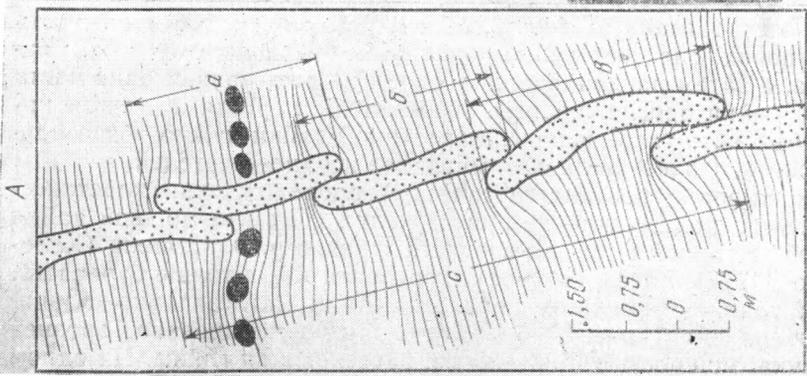
0 1 2 CM



0 1 2 CM



0 1 2 CM



0 0.75 1.50 M

1977), и поэтому на слепке отразились слойки, ясно огибающие тело конкреций. Иногда здесь же, на отпрепарированной стенке, можно видеть, что при внедрении песка в трещины некоторые конкреции оказались вырванными из глин, а оставшиеся от них округлые углубления заполнены песком. Обломки магнезиально-кальцитовых конкреций иногда встречаются в теле самой песчаной дайки.

Характерной чертой кластических даек является также постоянное присутствие в них обломков вмещающих глин; эта особенность позволяет довольно уверенно отличать субгоризонтальные песчаные дайки от сингенетических песчаных пластов в обнажениях и скважинах. Судя по остроугольной и слоистой текстуре этих включений (фиг. 3, Г) они были отторгнуты от глинистых пород, уже полностью прошедших стадию литификации.

Наконец, некоторые особенности строения кластических даек позволяют довольно точно замерять уплотнение вмещающих пород, имевшее место после их формирования (Холодов, Недумов, 1978). Так, например, в вертикальных песчаных дайках постоянно наблюдаются мелкие разрывные деформации, благодаря которым тело дайки оказывается разорванным на ряд составляющих, кулисообразно смещенных друг по отношению к другу так, как это показано на фиг. 3, А. В тех случаях, когда один фрагмент дайки заходит за другой, вмещающие глины оказываются сильно деформированными и даже брекчированными, хотя обычно боковая плоскость кластической дайки очень резко, без всяких пластических деформаций срезает слоистость этих глин. Если в зону таких деформаций попадают прослои диагенетических конкреций, как это наблюдалось в районе среднего течения р. Элистанжи и показано на фиг. 3, А, то они вместе с вмещающими глинами меняют свою ориентировку.

Очевидно, что разрыв и смещение отдельных фрагментов даек можно объяснить уплотнением вмещающей глинистой толщи после того, как песчаный материал заполнил зияющую трещину и оказался жестко сцементированным. Сопоставив между собой сумму длины отдельных составляющих дайки ($a+b+c$) и соответствующую им мощность глин С, легко рассчитать коэффициент усадки глин.

При изучении контактов кластических даек с вмещающими их глинами, кроме того, выяснилось, что в тех местах, где дайки под прямым углом пересекают толщу глин, на боковых плоскостях этих образований, четко отпечатывается слоистость (фиг. 3, В). Такой негативный и очень точный отпечаток слоистости глин, по-видимому, возникает в результате того, что в процессе дайкообразования в зияющую трещину поступает жидкая песчаная пульпа; вследствие резкого падения пластового давления эта жидкая масса быстро цементируется карбонатными минералами, выпадающими из раствора (Холодов, Гаврилов, 1977). Описанный процесс весьма напоминает изготовление алебастрового слепка и в сущности боковые грани кластических даек в изученном нами районе и представляют собой карбонатный слепок некогда существовавшей слоистости глин.

Характерно, что точное сопоставление толщины слойков, отпечатавшихся на боковых стенках даек и слойков, развитых во вмещающих

Фиг. 3. Уплотнение пород, вмещающих песчаные дайки и некоторые детали их текстур А — зарисовка части вертикальной дайки в среднем течении р. Элистанжи; В — блок-диаграмма, показывающая принципиальное соотношение слоистости вмещающих глин и слойков, отпечатанных на стенке дайки; В — отпечатки слоистости на стенке дайки (р. Сулак); Г — обломки вмещающих глин (темное) внутри тела песчаной дайки. Светлое — песчаник (р. Ярык-су); Д — взаимное вдавливание глины (темное) и песка (светлое) при формировании «конгломератовидных» текстур.

1 — слоистая глина, 2 — песчаник, 3 — карбонатные конкреции

Величина коэффициентов уплотнения для конкреций разного типа
(по Ю. О. Гаврилову, 1977)

Тип конкреций	Число замеров	Коэффициенты усадки	
		интервал величин	среднее
Кальцитовые	31	3,0—5,3	4,0
Кальцитово-сидеритовые (зональные)	20	1,9—3,5	2,4
Сидеритовые	21	1,4—2,5	2,0

глинах, показывает их явное несовпадение; очевидно, что оно связано с последующим уплотнением толщи глин, содержащих в себе дайку. Сравнивая толщину слоек, отпечатавшихся на стенке дайки (h_1), и толщину слоек вмещающих глин (h_2) так, как это показано на фиг. 3, Б, мы тоже можем вычислить коэффициент уплотнения вмещающих отложений.

Выполненные в различных районах (реки Элистанжи, Сулак) подсчеты уплотнения показали, что оно довольно незначительно и не превышает величины 1, 2.

С другой стороны, наблюдения над слоистостью чокракско-караганских глин Восточного Предкавказья внутри и вне карбонатных конкреций показали, что в них максимальная величина уплотнения достигнет величины 5,3 раза (Гаврилов, 1977). Оказалось также, что усадка вмещающих конкреций глин тесно связана с минералогическим составом конкреций (таблица).

Поскольку кальцитовые конкреции являются наиболее ранними диагенетическими образованиями, а сидеритовые — более поздними, очевидно, что темп уплотнения осадков на стадии диагенеза постепенно замедляется, что и отражено в величине средних коэффициентов усадки.

Сравнивая с приведенными в таблице цифрами полученную нами величину уплотнения глинистых отложений, имевшего место после образования кластических даек, легко сделать вывод о том, что большинство этих образований возникло позднее сидеритовых конкреций, при прогрессирующем погружении среднемиоценовой толщи уже за пределами зоны диагенеза и при последующем орогеническом их поднятии.

Утверждая седиментационную природу кластических даек миоцена, Н. С. Шатский (1929) считал, что они имеют руководящее значение для строго определенного горизонта песчаников в нижней части чокракских отложений; именно это обстоятельство и позволило рассматривать дайки как сейсмические или оползневые трещины, пассивно заполненные осадочным материалом в процессе осаждения песков на дне палеоводоема. Однако более точная привязка даек внутри чокракских отложений показывает несколько иную картину их стратиграфического распространения.

В самом деле, в разрезе по р. Сулак песчаные дайки в огромном количестве встречаются выше и ниже первого снизу горизонта чокракских песчаников Σ_{10} , сильно деформированного вдоль зоны крупного субширотного разлома. Кроме того, в этом же районе дайки обнаружены в глинах, подстилающих песчаники Σ_7 , однако здесь они встречаются гораздо реже.

В расположенном западнее разрезе по р. Булок кластические дайки отчетливо тяготеют к первому снизу песчаному пласту Σ_{a-9} , располагаясь вокруг него в виде гигантского ореола; нельзя не подчеркнуть, что горизонт Σ_{10} в этом районе отсутствует. Выше в этом разрезе дайки встречаются неоднократно, но редко поднимаются выше горизонта Σ_7 .

Еще западнее, по р. Малая Ярык-су, песчаные дайки встречены в самой нижней глинистой части чокракской толщи, почти на контакте ее

с майкопом. Выше они заметно концентрируются вокруг песчаников пласта Σ_{10} , затем оказываются типичными для толщи алевролитов и глин, подстилающих песчаники пласта Σ_{8-9} , и, наконец, в меньшем количестве обнаруживаются в глинах между пластами Σ_7 и Σ_3 .

Вдоль течения соседней р. Большая Ярык-су количество и распространенность даек в разрезе заметно возрастают. Они здесь присутствуют уже в верхней части майкопских отложений, встречаются в глинистых толщах чокрака, подстилающих горизонт Σ_{10} , образуют ореол вокруг песчаников Σ_{10} и с небольшими перерывами прослеживаются во всех вышележащих отложениях чокракского яруса, вплоть до песчаников Σ_3 .

В разрезах, изученных нами еще далее на запад, по течению рек Элистанжи и Малая Рошня, стратиграфический интервал распространения даек резко сокращается; здесь они прослеживаются только в верхней части майкопа и в самых нижних глинистых пачках чокракских отложений, не поднимаясь выше уровня горизонта Σ_{10} .

Две особенности распространения кластических даек тотчас обращают на себя внимание. Во-первых, интенсивность дайкообразования заметно уменьшается снизу вверх по разрезу, причем первый снизу песчаный горизонт оказывается наиболее интенсивно инъецирован этими образованиями вне зависимости от того, к какому стратиграфическому уровню он принадлежит Σ_{10} или Σ_{8-9} .

Во-вторых, отчетливо видно, что в нижней части чокракских отложений выделяются четыре-пять стратиграфических уровней, на которых спорадически появляются кластические дайки, причем их распространение зависит не только от стратиграфического положения, но и от особенностей района. Очевидно, что такое пространственное распространение противоречит идее региональных сейсмических явлений, определяющих формирование зияющих трещин.

В целом приведенные в статье данные позволяют думать, что песчаные дайки миоцена Восточного Предкавказья образовались вследствие того, что пласты олигомиктовых песков, насыщенные флюидами и находящиеся на большой глубине, в условиях высоких пластовых давлений вместе с изолирующими их друг от друга глинами оказались подвергнуты деформациям растяжения. В этих специфических условиях зоны катагенеза любое дизъюнктивное нарушение разделяющих глин должно было бы вызвать внедрение в них полужидкой песчаной пульпы, находящейся в состоянии пльвуна. Само собой разумеется, что внедрение песка внутрь трещины сопровождалось механическим отрывом от ее стенок и захватом остроугольных кусочков глин, конкреций и других выступающих частей пласта.

Состав аутигенных минералов, встречающихся внутри песчаных даек, позволяет судить о флюидах, разжижавших песок. По-видимому, это была смесь воды и нефтяных углеводородов, в которой под давлением были растворены углекислота и сероводород.

Постоянная карбонатизация песка в теле дайки скорее всего связана с тем, что падение давления в смеси флюидов, происходившее на участке внедрения пльвуна в трещину, сопровождалось удалением газообразной углекислоты из раствора, а это в свою очередь сдвигало равновесие в реакции $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ в сторону выпадения карбонатов, которые цементировали терригенный материал пльвуна.

Любопытно, что в некоторых случаях вторичная карбонатизация выходит за пределы самой дайки и захватывает вмещающие ее глины. Так, например, в долине р. Элистанжи, в бурых глинах встречена мало-мощная 2-сантиметровая песчаная дайка, прослеженная на 2 м в длину. Дайка очень плотно сцементирована кальцитом, вокруг нее в глинах намечается ореол вторичной карбонатизации, мощность которого равна толщине дайки.

Нельзя не отметить, что довольно часто песчаник, слагающий тело дайки, оказывается сцементирован *сидеритом*; реже среди вторичных карбонатов, цементирующих дайки, встречаются *магнезиальный кальцит и доломит*.

Наряду с карбонатизацией происходили, по-видимому, и те физико-химические процессы, которые способствовали формированию сульфидов.

Характерно, что присутствие рассеянных включений пирита в песчаниках, слагающих кластические дайки, фиксируется постоянно. Однако в некоторых случаях пирит в таких значительных количествах накапливается в дайках, что это придает им сходство с рудными жилами. Пиритосодержащие кластические дайки были нами встречены в районах рек Большая Ярык-су, Элистанжи, но особенно широко распространены они на р. Булок. Одна из таких пиритосодержащих даек была нами описана ранее (Холодов, Гаврилов, 1977).

Образование пиритосных кластических даек, по-видимому, обусловлено широким распространением сероводорода в исходных флюидах, разжижавших нижнечокракские пески на катагенетической стадии. Падение давления газовой фазы, как было показано выше, стимулировало подщелачивание среды и выпадение карбонатов; поскольку именно в щелочной среде резко возрастает активность ионов HS^+ , этот момент наиболее благоприятен для образования пирита и других сульфидов (Щербина, 1972).

При этом источником железа являлись многочисленные диагенетические аутигенные минералы, содержащие этот металл в ощутимых количествах; к их числу принадлежат глауконит, хлориты, сидерит и другие образования, обычно распространенные в пачках. Сказанное подтверждается частыми находками сильно разрушенных глауконитов, по которым развивается интенсивная вторичная пиритизация.

Таким образом, основная масса сульфидов, по-видимому, образовалась одновременно с формированием карбонатного цемента песчаных даек. Возможно, однако, что некоторая часть сульфидов попадала внутрь трещин в виде коллоидных сгустков и внутри дайки испытала пространственное перераспределение и вторичное стягивание; об этом, в частности, свидетельствует конкреционная форма сульфидных стяжений, встреченных внутри песчаных даек на р. Элистанжи.

II

Наряду с кластическими дайками в пределах Дагестана встречаются так называемые горизонты с включениями, т. е. участки, на которых мощные пласты песчаников утрачивают свою первичную текстуру и распадаются на крупные и мелкие глыбы, заключенные в сильно перемятой глине.

Наиболее полно один из таких пластов был нами изучен в среднем течении р. Большая Ярык-су, на левом берегу, недалеко от южной окраины поселка Симсыр (фиг. 4, А). Здесь горизонт песчаников, залегающий стратиграфически выше пласта Σ_7 , хорошо обнажен вдоль левого берега реки на протяжении 300—350 м. В южной части участка он представлен крупным фрагментом пласта, имеющего мощность 7—8 м; далее к северу песчаник распадается на ряд глыб, имеющих весьма прихотливые очертания. Размеры глыб колеблются от 0,30 — до 5—10 м, в поперечнике, причем, как правило, эти образования заключены в сильно деформированной и перемятой алевритовой зеленовато-серой глине.

В пределах обнажения наблюдаются три типа деформаций песчаника.

Иногда глыбы его хорошо сохраняют внутреннюю слоистую текстуру пласта, однако по нарушениям оказываются смещенными относитель-

но друг друга, сдвинутыми или растянутыми. Размеры их в этом случае достигают 2—3 м по мощности и 5—7 м в длину (фиг. 4, А—В).

Однако чаще в отторженцах песчаника первичная слоистость оказывается дисгармонически деформирована и образует сложную и прихотливую складчатость. Сами глыбы при этом приобретают разнообразную, порой удивительно прихотливую форму. То они сдвинуты и напоминают гигантские шары до 2—4 м в диаметре, то причудливо изогнуты и закручены наподобие «колобка» или «рулета», то сплюснуты и вытянуты в каплевидные тела. Нередко среди экзотических песчаных включений в глинах можно встретить «роллоподобные» тела, в сечении напоминающие полумесяц (фиг. 4, А).

Наконец, на отдельных участках пласт песчаника превращается в своеобразный «конгломерат», в котором причудливо вжимаются друг в друга вмещающая глина и песчаник. Размеры песчаных включений в этом случае колеблются от 0,20 до 0,70 м, и вся порода несет на себе следы интенсивнейших пластических перемещений (см. фиг. 3, Д; 4, Д, Е). Они выражаются в том, что вдоль отдельных слабеволнистых плоскостей, пересекающих всю толщу в целом, порода оказывается деформирована более интенсивно, чем на окружающих участках; здесь включения песчаника оказываются больше сближены между собой, сильно удлинены в одном направлении и сжаты в другом.

Все три выделенных типа деформаций песчаного пласта сменяют друг друга на протяжении обнажения без какой-либо четкой закономерности, однако глыбовые образования первого и второго типа чаще встречаются в его южной части, а «пластические конгломераты» — в северной.

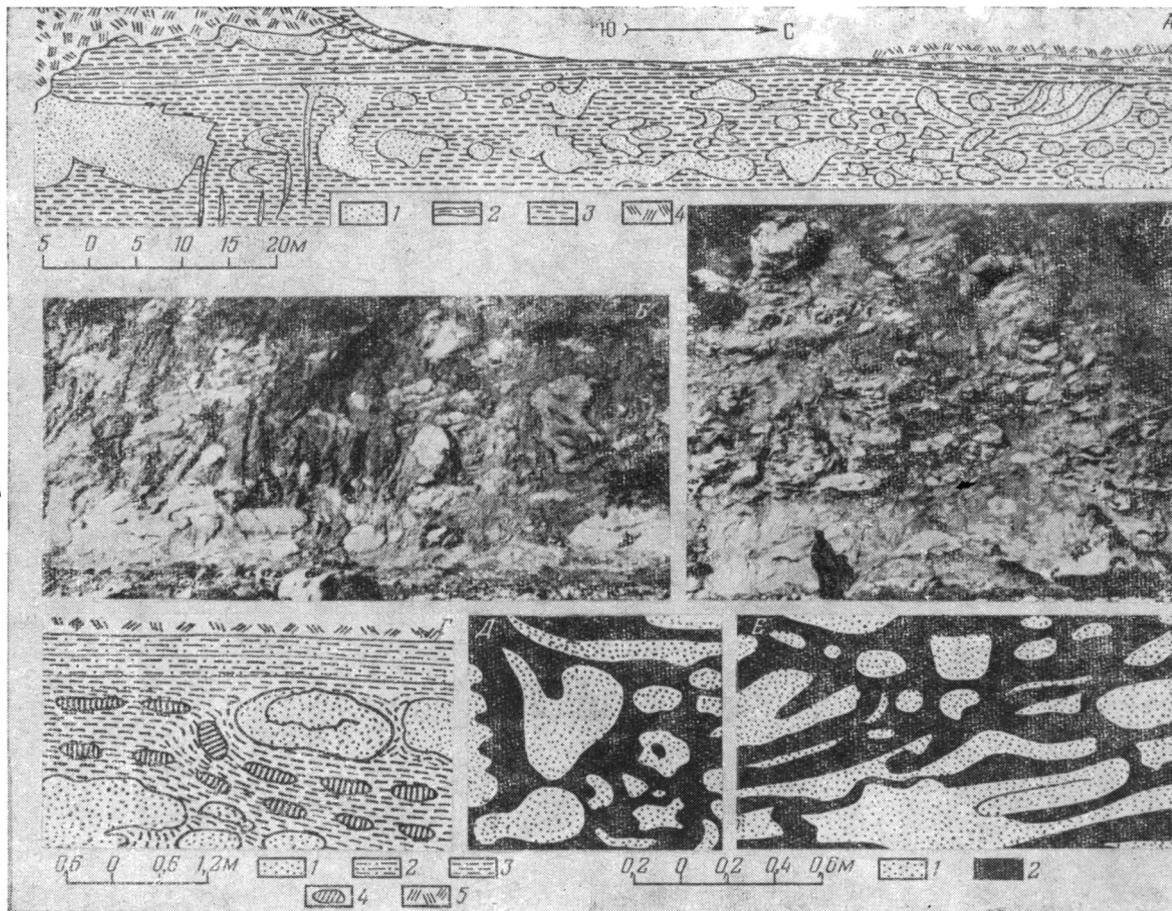
Песчаные тела сложены слюдястым кварц-глауконитовым зеленовато-серым песчаником, на отдельных участках — цементированным карбонатным цементом. Под микроскопом обломочная часть породы слагается разнозернистым кварцем, зернами глауконита, обломками мусковита, калиевых полевых шпатов, плагиоклазов; в цементе породы часто присутствуют битумы и пирит.

Буровато-черная алевритовая глина, иногда слоистая, но сильно перемятая, чаще неслоистая, включает в себя глыбы и тела песчаников; встречаются, однако, и другие взаимоотношения (см. фиг. 3, Д), когда прожилки и линзовидные тела глин активно проникают внутрь песчаных глыб. В последнем случае очевидно, что пластичность песчаников была во время деформации равна пластичности глин.

Над «горизонтом с включениями» с резким и четким контактом залегает очень выдержанная пачка чередования мергелей, алевритовых песчаников и буровато-черных глин, мощность которой достигает 4,5—5,0 м; этот пласт (см. фиг. 4, А) повсеместно прослеживается вдоль левого берега р. Большая Ярык-су и может служить прекрасным маркирующим горизонтом при корреляции различных участков между собой.

Большой интерес при оценке генезиса деформации всей песчано-глинистой толщи представляет характер контакта «горизонта с включениями» с вышележащей пачкой переслаивания. Специально проведенные наблюдения показали, что здесь нет никаких следов размыва или первичного углового несогласия.

В то же время выяснилось, что строение нижней части пачки переслаивания сильно меняется от одного разреза к другому. Действительно, оказалось, что в наиболее полном разрезе пачка переслаивания начинается с тонкого чередования миллиметровых слоев зеленовато-серых глин и песчаников; мощность этого слоя 0,20—0,30 м. Выше располагается линзовидный пласт мергеля мощностью 0,15—0,20 м; внутри этого мергеля широко распространены тонкие прослой и линзы песчаного материала 1—2 мм толщиной. Еще выше вновь располагается тонкое чередование коричневатых глин и песчаников мощностью до



Фиг. 4. Зарисовка обнажения «горизонта с включениями» в районе р. Большая Ярык-су (А) 1 — песчаник, 2 — пачка чередования песчаников, глин, мергелей, 3 — сильно деформированная глина, 4 — почва. Б и В — фотографии участков того же обнажения; Г — взаимоотношение песчаных глыб с диагенетическими карбонатными конкрециями (зарисовка детали того же обнажения); 1 — песчаник, 2 — пачка чередования мергелей, песчаников и глин, 3 — глины, 4 — карбонатные конкреции, 5 — современная почва; Д, Е — детали взаимоотношений глин и песчаников в северной части обнажений; 1 — песчаники, 2 — глины

0,20 м, а над ним — выдержанный прослой мергеля мощностью 0,10—0,15 м с линзами песчаного материала до 1 см толщиной. Над ними залегают зеленовато-серые алевроитовые песчаники с прослоями мергелей (3—3,5 м), а в кровле пачки снова преобладают мергели.

Прослеживание нижней пачки глин и мергелей по простиранию позволило установить, что состав и мощность ее весьма непостоянны; на отдельных участках можно наблюдать, как между крупными глыбами песчаника в кровле «горизонта с включениями» глинистая часть пачки переслаивания выжимается и в виде жил и апофиз проникает в верхнюю часть подстилающих отложений. При этом тонкие слои песчаника в глине оказываются весьма причудливо деформированными, разорванными и смещенными, что особенно хорошо фиксируется в прозрачных шлифах; поздний, катагенетический характер этих деформаций не вызывает никаких сомнений.

Другой, очень важный факт, проливающий свет на способ образования всего «горизонта с включениями», был обнаружен нами в южной части обнажения, на левом берегу р. Большая Ярык-су. Здесь было установлено, что отдельные глыбы песчаника, заключенные в перемятой глине, оказываются пространственно связанными с небольшими песчаными или кластическими дайками (см. фиг. 4, А), рассекающими вмещающие глины в вертикальном направлении. Любопытно, что чаще всего в обнажении хорошо видно, как дайки ответвляются вниз от материнских глыб, однако наряду с этим здесь встречаются и субвертикальные дайки, не имеющие видимой связи с глыбовыми включениями.

Факты, описанные нами в предыдущем разделе статьи, позволяют утверждать, что подавляющее большинство кластических даек в изученном регионе сформировались на стадии катагенеза, в породах, уже прошедших стадию литификации.

Отсюда напрашивается вывод, что и распад пласта песчаника на отдельные глыбы представляет собой процесс, стадийно и генетически близкий к формированию песчаных даек и инъекций.

Здесь нельзя не отметить, что нижние песчаные горизонты чокракских отложений, особенно в тех местах, где они окружены частой сеткой кластических даек, как правило, утрачивают свою первичную грубослоистую текстуру и, наоборот, приобретают характерную глыбовую отдельность; это обстоятельство особенно четко устанавливается при изучении песчаного горизонта Σ_{10} в левобережье р. Сулак и песчаного горизонта Σ_{8-9} в среднем течении р. Большая Ярык-су. Кроме того, между собственно песчаными дайками и отдельными глыбовыми включениями песчаников в глинах существуют весьма постепенные и незаметные переходы. Таким образом, образование «горизонта с включениями» можно, по-видимому, рассматривать как формирование катагенетического палеоплывуна.

Катагенетическая природа изученного явления довольно однозначно подчеркивается также взаимоотношениями глыб внутри горизонта с диагенетическими карбонатными конкрециями (см. фиг. 4, Г). Как это хорошо видно в средней части нашего обнажения, крупные конкреции песчаных мергелей размерами 0,30×60 м, вытянутые в виде отдельных конкреционных прослоев, вблизи от глыб песчаника заметно меняют свою первичную ориентировку и как бы огибают глыбы. Такое нарушение нормального залегания диагенетических тел возможно только в результате более поздних пластических деформаций.

Горизонты с песчаными включениями особенно широко распространены в чокракских отложениях, обнаженных вдоль рек Большая и Малая Ярык-су. Здесь они встречаются между песчаными горизонтами Σ_{10} и Σ_7 , а также в кровле горизонта Σ_7 .

Обращаясь к рассмотрению генезиса этих образований, следует подчеркнуть, что их формирование обусловлено двумя главными причина-

ми. Во-первых очевидно, что большую роль в этом процессе играло разжижение песка, некогда слагавшего мощный пласт. Такое разжижение песков, превращение их в пльвун, экспериментально и теоретически исследовано в инженерной геологии (Гольдштейн, Жихович, 1953; Гольдштейн, 1953). Суть этого явления заключается в том, что под действием тех или иных факторов в насыщенном водой песке внезапно как бы исчезает трение между зернами и песок обращается в легко подвижную кашеобразную массу.

Вблизи от дневной поверхности разжижение песков обычно происходит при внезапном уменьшении нагрузки на пласт, при его встряхивании, при изменении минерального состава глинистой примеси, под действием фильтрационного давления вод, мигрирующих сквозь пласт. На значительной глубине обязательным условием при возникновении пльвуна должно быть явное преобладание внутреннего (пластового) гидростатического давления вод в порах над геостатическим давлением на породу извне; последнее в сущности зависит от глубины погружения изучаемого пласта, а также от состава и удельного веса вышележащих отложений.

В результате первоначально плотно прилегающие друг к другу зерна песка разобщаются, взвешиваются в воде, а порода в целом теряет жесткость и превращается в пластичную массу; при этом пластичность песков оказывается близкой к пластичности вмещающих глин, что и приводит к их взаимному вдавливанию и инфильтрации.

Здесь следует подчеркнуть, что принципиально процесс разжижения возможен только в рыхлых, несцементированных песках; ранее прошедшая диагенетическая цементация песчаных зерен, почти всегда связанная с заполнением пор и со связыванием песчаных зерен между собой, безусловно, должна препятствовать этому явлению. Возможно, именно благодаря широкому распространению карбонатных линз и пластов в пачке чередования песчаников, мергелей и глин, перекрывающей «горизонт с включениями», она оказалась совершенно не затронутой интенсивными катагенетическими деформациями, весьма изменившими облик подстилающих отложений.

Во-вторых, пласты в пределах прогибающегося седиментационного бассейна по мере прогрессивного погружения под толщу вышележащих пород должны, с одной стороны, испытывать напряжения, направленные перпендикулярно их кровле и подошве, стремящиеся уменьшить их мощность, а с другой — напряжения растяжения, ориентированные вдоль прогибающегося пласта. Теоретическое обоснование поведения пластов осадочных пород при прогибании палеобассейна было выполнено Ю. А. Косыгиным (1952); этот исследователь установил, что при ширине прогиба около 50—200 м, слои осадочных пород бесспорно испытывают растяжение, которое вначале, при существовании неконсолидированных осадков, компенсируются за счет уменьшения их мощностей, а затем возможности перераспределения материала оказываются исчерпанными, напряжения возрастают и на значительной глубине проявляют себя в виде все более расширяющихся разрывов.

Естественно предположить, что в обычных условиях, на средних глубинах погружения, жесткие пласты песков, характеризующиеся большим сопротивлением сдвигу, при значительном, нормальном к пласту давлении (Гольдштейн, 1953), оказывают сильное сопротивление растягивающим усилиям, в то время как более пластичные глины реагируют на них уменьшением мощностей и перетеканием материала. Когда в результате поступления больших масс воды и других флюидов, а также резкого повышения гидростатического давления пласты песка испытывают внезапное разжижение, создаются предпосылки для реализации накопленных напряжений; песчаные толщи частично или полностью

утрачивают свою сплошность, распадаются на отдельные глыбы, деформируются вместе с вмещающими их глинами.

Этот катастрофически быстрый процесс сопровождался, по-видимому, разрывами в толще глин; в зияющие трещины отрыва устремлялась песчаная пульпа и таким образом образовывались песчаные дайки, обычно сопутствующие текстурам палеоплывунов.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления.— Бюл. МОИП, 1930, т. VIII, вып. 1—2.
- Артошков Е. В. О возможности возникновения и общих закономерностях развития конвективной неустойчивости в осадочных породах.— Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 2.
- Вассоевич Н. Б. Подводно-оползневые явления в среднем миоцене Дагестана.— Азербайдж. нефт. х-во, 1949, № 3.
- Вассоевич Н. Б., Коротков С. Т. К познанию явлений крупных подводных оползней в олигоценовую эпоху на Северном Кавказе.— Тр. ВНИГРИ, 1935, т. 52.
- Гаврилов Ю. О. О связи морфологии диагенетических конкреций с подводно-оползневыми деформациями.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6.
- Гаврилов Ю. О. Некоторые аспекты диагенеза чокракско-караганских отложений Восточного Предкавказья.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 3.
- Гарецкий Р. Г. Кластические дайки.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 3.
- Герасимов А. П. Жилы, выполненные в юрских сланцах бассейна р. Ассы (Сев. Кавказ).— Изв. Геолкома, 1918, т. 37, № 5—6.
- Голубятников В. Д. Явление древних подводных оползней и внутриформационные нарушения.— Матер. ВСЕГЕИ, 1946, общ. сер., сб. 7.
- Гольдштейн М. Н. Внезапное разжижение песка.— В кн.: Вопросы геотехники, сб. I. ГИЛ по строительству и архитектуре, М., 1953.
- Гольдштейн М. Н., Жихович В. В. Экспериментальное исследование разжижения песка.— В кн.: Вопросы геотехники, сб. I. ГИЛ по стр. и арх., М., 1953.
- Горностаев Н. Н. Внутриформационные нарушения, вызываемые подводными скольжениями и тектоническими процессами.— Изв. Сиб. технол. ин-та, 1927, т. 47, в. 3.
- Дзевелая М. Ф. Подводные оползни и обвалы в верхнемiocеновых отложениях Западной Грузии. Докл. АН СССР, 1954, т. XCVI, № 3.
- Дибров В. Е. О кластических дайках Бирюсы.— Докл. АН СССР, 1955, т. 105, № 5.
- Дмитриев Г. А. Кластические дайки и жилы в угольных пластах и вмещающих породах Интинского месторождения. Докл. АН СССР, 1957, т. 115, № 5.
- Забаринский П. П. Следы подводных оползней в мезозое Северной Осетии.— Азербайдж. нефт. х-во, 1951, № 3.
- Золотницкий Н. С. О причинах и условиях подводного оползания осадков.— В сб.: Юбилейная научно-техн. конф. к 40-летию Великой Октябрьской социалистической революции, М., «Недра», 1957.
- Иванов А. А. Явления подводных оползней в отложениях артинского яруса.— Изв. Главного геол. разв. упр., 1931, вып. 36.
- Конюхов И. А. О подводных оползнях в продуктивной толще Апшеронского полуострова.— Докл. АН СССР, 1947, т. 58, № 6.
- Конюхов И. А. Об оползании осадков в век накопления продуктивной толщи Апшеронского полуострова.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. физ.-мат. и естеств. наук, 1950, вып. 4, № 6.
- Косыгин Ю. А. Основы тектоники нефтеносных областей. М.—Л., Гостоптехиздат, 1952.
- Ляхович В. В. О генезисе песчаных даек туфогенной толщи тунгусской серии.— Докл. АН СССР, 1953, Нов. серия, т. 90, № 1.
- Москвин М. М., Семихатов М. А. Подводно-оползневые нарушения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 10.
- Милановский Е. В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М., Гостоптехиздат, 1940.
- Плотников Л. М. О механизме горстобразования в Тунгусской синеклизе.— В кн.: Геотектоника Сибири, т. 2. Новосибирск, 1963.
- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М., «Мир», 1976.
- Рубинштейн М. М. Некоторые данные о так называемых нептунических дайках.— Сообщ. АН ГрузССР, 1949, т. 10, № 18.
- Руженцев В. Е. Бенойско-Датахский нефтеносный район.— Тр. нефт. геол. разв. ин-та, сер. А, вып. 7, М.—Л., ГОНТИ НКТП, 1932.
- Смирнов Ю. П. Некоторые закономерности распределения глыбовых внедрений в миатлинском горизонте Северного Дагестана.— Тр. Грозненск. нефт. ин-та, 1962, сб. 26.
- Тихомиров В. В., Хаин В. Е. Подводные оползни и обвалы в третичных отложениях северо-восточного Азербайджана.— Докл. АН СССР. Нов. сер., 1947, 68, № 1.
- Холодов В. Н., Гаврилов Ю. О. Кластические дайки в миоценовых отложениях Восточного Предкавказья.— Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 6.

- Холодов В. Н., Недумов Р. И.* Об уплотнении среднемиоценовых глин Восточного Предкавказья на разных стадиях породообразования.— Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 2.
- Шатский Н. С.* Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым.— Тр. Гос. н.-и. нефт. ин-та, 1929, вып. 4.
- Шрок Р.* Последовательность в свитах слоистых пород. Изд-во иностр. лит., М., 1950.
- Щербина В. В.* Основы геохимии. «Недра», 1972.
- Ahlbrandt T. S., Harris R. E.* Clastic dikes in the Fountain and Casper Formations (Permo-Pennsylvanian) southeastern Wyoming.— Contribs geol., 1975, v. 14, No. 1.
- Dott R. M. Jr.* Dynamic of subaqueous gravity depositional processis.— Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull, 1963, v. 47.
- Kuenen Ph. H.* Experiments in geology.— Geol. Soc. Glasgow Trans., 1958, v. 23.
- Lupher R. L.* Clastic dikes of the Columbia Basin region, Washington and Idaho.— Bull. Geol. Soc. America, 1944, v. 55, No. 12.
- Marschalko R.* Termin: klasticke Zily.— Geol. pr. SAV GUDS Spr., No. 58, 1972.
- Moore D. G.* Submarine slumps.— Y. ediment. Petrol., 1961, v. 31.
- Pavlow A. P.* On dikes of oligocene sandstone in the Neocomiam clays of the district of Alatyр in Russia.— Geol. Mag., 1896, v. 3.
- Williams D. M.* Clastic dykes from the Precambrian Porsangerfjord Group North Norway.— Geol. Mag., 1976, v. 113, No. 2.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Дата поступления
10.II.1978



УДК 552.14(571.5)

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ЛИТОГЕНЕЗА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ СИБИРИ И СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

В. И. КОПОРУЛИН

Показано, что характер аутигенного минералообразования в терригенных отложениях мезозоя—кайнозоя ряда районов Сибири и Северо-Востока СССР (Тувинский, Иркутский, Зырянский угольные бассейны, Авековское, Аркагагинское угольные месторождения, Пенжинская губа) определяется первичными условиями накопления осадков и гидрохимической обстановкой их пребывания в литосфере. Наиболее резкие различия характерны для осадочных толщ морского и континентального генезиса. Выделены два типа литогенеза терригенных пород: морской и континентальный гумидный. Их особенности проявляются наиболее резко в мощных толщах одинакового генезиса. В случаях частого чередования морских и континентальных осадков процессы аутигенного минералообразования более пестрые.

Изучение взаимодействия подземных вод и пород на разных стадиях литогенеза представляет одну из кардинальных проблем современной литологии. Жидкая фаза является постоянным компонентом осадков и пород, поэтому все минеральные процессы в осадочных породах тесно связаны с ее физико-химическими особенностями.

В настоящей работе излагаются материалы, раскрывающие этот аспект литогенеза осадков, на примере осадочных толщ Сибири и Северо-Востока СССР; Авековского и Аркагагинского месторождений каменного угля в Магаданской области, района Пенжинской губы на Северо-западе Камчатки, Зырянского, Иркутского и Тувинского угольных бассейнов (фиг. 1). Под литогенезом вслед за П. П. Тимофеевым и В. А. Щербаковым (1972) понимаются изменения, возникающие в осадках после их накопления при погружении в литосферу.

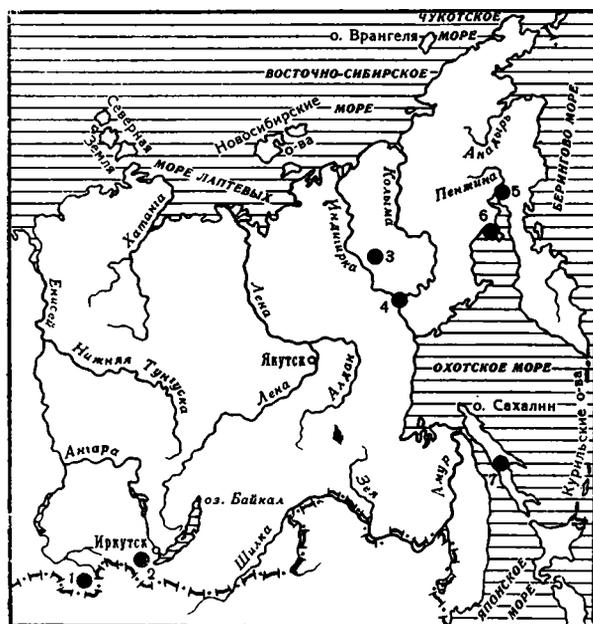
1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Осадочные толщи перечисленных районов сложены терригенными породами: конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами или глинами.

Палеогеновые отложения Авековского месторождения накапливались в прогибе, заложившемся на окраине Тайгонского массива. Верхнемеловые осадки Аркагагинского месторождения приурочены к наложенной впадине, возникшей в постгеосинклинальную стадию развития Яно-Колымской геосинклинальной области. Мощности угленосных толщ в обоих районах не превышают 400—500 м, а мощности более молодых осадочных образований составляют несколько сот метров. Угли представлены марками бурых и длиннопламенных.

Иркутский угольный бассейн — часть обширного Ангаро-Чулымского прогиба, возникшего в мезозойское время на окраине Сибирской платформы (Тимофеев, 1969, 1970). Тувинский бассейн входит в состав Ту-

винского прогиба (Тимофеев, 1964). Осадочные толщи обоих бассейнов имеют юрский возраст. Мощность отложений Иркутского бассейна составляет 200—800 м, а в Тувинском — 1000—1200 м. В обоих районах мощность покрова более молодых отложений не превышает нескольких сот метров; угли представлены бурыми и длиннопламенными в Иркутском бассейне и газовыми — в Тувинском.



Фиг. 1. Местоположение изученных бассейнов и месторождений

1 — Тувинский; 2 — Иркутский; 3 — Зырянский угольные бассейны; 4 — Аркагалинское; 5 — Авековское месторождения; 6 — район Пенжинской губы; 7 — о. Сахалин

Нижнемеловые отложения Зырянского бассейна приурочены к обширному прогибу, заложившемуся по периферии Яно-Колымской складчатой области. Мощность осадочных образований здесь составляет 5—7 тыс. м. Мощность перекрывающих осадков третичного и четвертичного возраста не превышала нескольких сот метров. Угли представлены в верхней части разреза длиннопламенными, в нижней части — тощими разностями.

Верхнемеловые отложения на восточном побережье Пенжинской губы связаны с Пенжинским миеогеосинклинальным прогибом Охотской складчатой области, геосинклинальное развитие которой завершилось на границе мела и палеогена. Мощность изученной части разреза достигает 1500 м, мощность перекрывающих осадочных толщ — 3—3,5 тыс. м. Степень углефикации растительного материала здесь изменяется от стадии длиннопламенных углей в верхней части разреза до стадии газовых — в нижней.

Осадочные толщи Авековского, Аркагалинского месторождений угля и Иркутского бассейна представляют континентальные образования и сложены осадками аллювиальных (русловых и пойменных), озерных, озерно-болотных и болотных фаций. В составе осадочных толщ Зырянского и Тувинского бассейнов наряду с перечисленными фациями установлены также фации сравнительно глубоководных и прибрежных участков крупного сильно опресненного морского бассейна. Осадочная толща

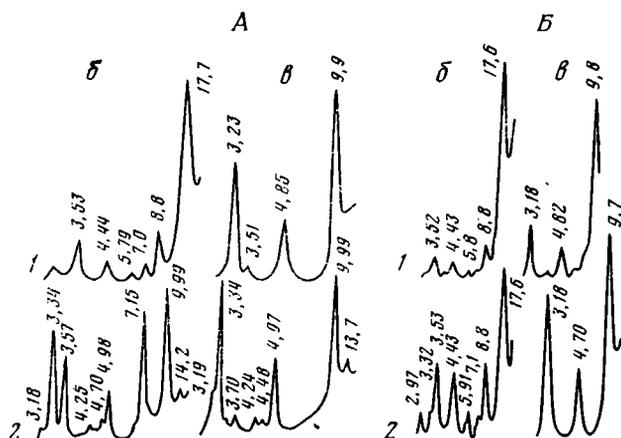
района Пенжинской губы представлена чередующимися пачками пород континентального и морского генезиса. Морские горизонты содержат фации прибрежного мелководья, подводной дельты и сравнительно глубоководного моря.

По вещественному составу пород эти толщи относятся к грауваккам или аркозовым грауваккам — схема классификации А. Г. Коссовской (1962). Песчано-гравийные разности характеризуются преобладанием обломков пород, среди которых очень велика роль кислых и средних эффузивов. Глинистая фракция пород имеет полимиктовый состав и содержит в разных количествах монтмориллонит, хлорит, гидрослюда, каолинит, смешанослойные фазы.

Сравнительное изучение различных литологических и фациальных типов осадков показывает, что первичный состав глинистой фракции осадков Пенжинской губы, Авековского, части Зырянского и Иркутского бассейнов характеризовался резким преобладанием монтмориллонита над другими глинистыми минералами. В Аркагалинском месторождении, ряде районов Зырянского, Иркутского и Тувинского бассейнов в исходной глинистой фракции преобладала гидрослюда.

2. КАТАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД

Процессы катагенетических преобразований пород в каждом районе захватывали в первую очередь первичный глинистый цемент, приводя нередко к его полному замещению новообразованными минералами. В каждом из этих районов такие изменения достаточно специфичны, наиболее полно они проявлялись в песчаниках и гравелитах и значительно слабее в алевrolитах и глинах.



Фиг. 2. Характерные дифрактограммы глинистой фракции Аркагалинского (А) и Авековского (Б) месторождений

1—А — песчаник среднезернистый, фация песчано-гравийных осадков русла крупных рек; 2—А — алевrolит мелкозернистый, фация алевrolито-глинистых осадков полуизолированных прибрежных частей озер; 1—Б — песчаник среднезернистый, фация песчано-гравийных осадков русла крупных рек; 2—Б — глина алевrolитовая; фация алевrolито-глинистых и песчаных осадков мелких озер речных долин; б — образцы после насыщения глицерином; в — после прокаливании при 550° С

Основным содержанием катагенетических превращений песчано-гравийных пород Аркагалинского месторождения явилось преобразование гидрослюдистого материала в монтмориллонит, а затем в каолинит. Дифрактограммы глинистой фракции песчаников (фиг. 2, А—1) указывают на резкое преобладание в ней монтмориллонита при незначитель-

ном содержании смешанослойных фаз, типа чередования пакетов гидрослюда и монтмориллонита, и каолинита. Алеврито-глинистые породы не испытали преобразований в катагенезе. Их глинистая фракция имеет в основном гидрослюдистый состав, в заметном количестве присутствует каолинит, иногда также монтмориллонит.

В песчано-гравийных породах Авековского месторождения на стадии катагенеза первичный монтмориллонитовый цемент преобразовывался в цеолиты (клиноптилолит, гейландит, филлипсит), сформировавших кристаллики размером до 0,04—0,05 м. В промежутках между кристалликами и по периферии пор сохраняются реликты исходного монтмориллонитового цемента. На границе с обломочными зернами часто образуется тонкая крустификационная каемочка хлорита. В алеврито-глинистых породах преобразование глинистых минералов в цеолиты не происходило. Дифрактограммы глинистой фракции песчано-гравийных и алеврито-глинистых пород фиксируют присутствие лишь монтмориллонита (см. фиг. 2, Б).

Для терригенных отложений Иркутского угленосного бассейна были характерны превращения первичного гидрослюдистого и монтмориллонитового цемента песчано-гравийных пород в каолинит. При изменении триоктаэдрических гидрослюдов часто формировался монтмориллонит, представлявший в одних случаях устойчиво существовавший цемент пород, а в других — очень неустойчивую, почти эфемерную фазу. А в некоторых районах за счет гидрослюдов и монтмориллонита формировались цеолиты и хлорит. Алеврито-глинистые породы этого комплекса не испытывают минеральной перестройки их исходной глинистой фракции (Копорулин, 1962).

Для катагенетических преобразований песчано-гравийных пород Зырянского бассейна были характерны два этапа. В ходе первого происходило преобразование гидрослюда и монтмориллонита в каолинит, в ходе второго — трансформация монтмориллонита и части каолинита в гидрослюду. При этом формировалась серия смешанослойных фаз типа чередования пакетов монтмориллонита и гидрослюды с последовательным увеличением роли последней. При изменении монтмориллонита в небольших количествах формировался также хлорит, который образовывал крустификационные каемочки по периферии пор. Часть каолинита на этом этапе превращалась в диккит.

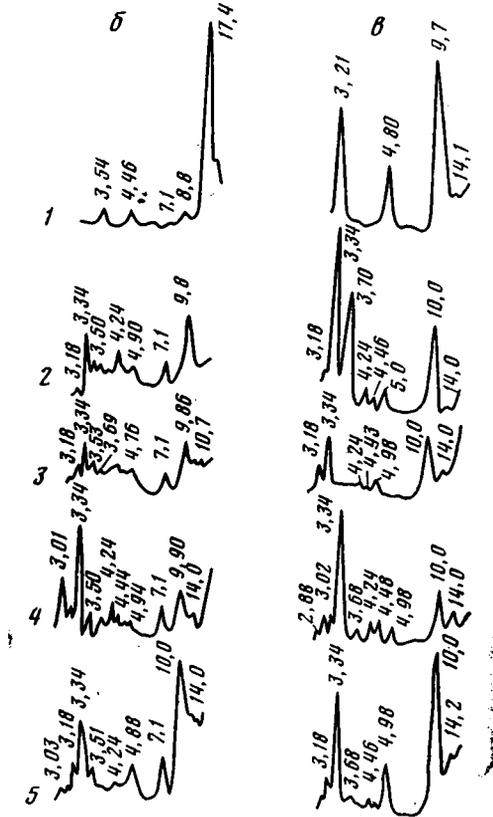
Первый этап изменений был характерен для начального катагенеза, когда породы вскоре после своего накопления находились вблизи от земной поверхности. Новообразованный каолинитовый и монтмориллонитовый цемент и в настоящее время широко распространены в верхних частях разреза мощностью в 1,5—2,5 м. Реликты новообразованного каолинитового цемента присутствуют нередко и в нижних частях разреза. Второй этап был характерен для позднего катагенеза, когда осадочные породы были погружены на значительную глубину (более 3—3,5 тыс. м) под покровом более молодых осадков.

В алеврито-глинистых породах этого района в ходе первого этапа катагенеза не происходило существенной перестройки минерального состава их глинистого материала; в ходе второго — развивались изменения, тождественные таковым в песчаниках и гравелитах.

Дифрактограммы образцов глинистой фракции песчано-гравийных и алеврито-глинистых пород из верхних горизонтов разреза Зырянского бассейна характеризуются преобладанием монтмориллонита, а из более низких — смешанослойных форм типа монтмориллонит — гидрослюда. Содержание последней последовательно возрастает с глубиной погружения, и на глубинах около 6—7 тыс. м содержание разбухающего компонента не превышает 5% (фиг. 3). Более слабый характер каолинитовых рефлексов по сравнению с монтмориллонитовыми на дифрактограммах большинства образцов из верхних частей разреза связан с тем, что као-

линит складывается в основном частицами крупнее 0,001 мм и его основная часть не попадала в изучавшуюся фракцию. В поровых пространствах пород, как показывает микроскопическое изучение, этот минерал преобладает над другими компонентами.

Сходные процессы катагенеза установлены в песчано-гравийных породах Тувинского прогиба (Тимофеев, 1964). Однако в этом районе



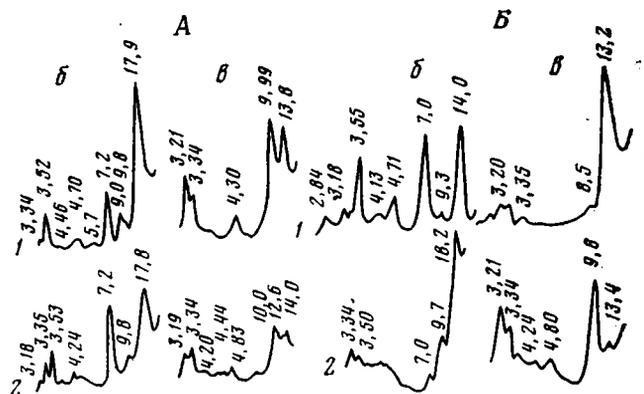
Фиг. 3. Характерные дифрактограммы глинистой фракции нижнемеловых отложений Зырянского бассейна; последовательность дифрактограмм сверху вниз отвечает возрастанию глубины погружения

1 — алеврит мелкозернистый, фация алеврито-глинистых осадков полуизолированных прибрежных частей озер, глуб. 1000—1500 м; 2 — песчаник мелкозернистый, фация песчаных осадков русла малых рек и протоков, глуб. ~3000—3500 м; 3 — песчаник среднезернистый, фация песчаных осадков русла малых рек и протоков, глуб. 4000—4500 м; 4 — алеврит крупнозернистый, фация алеврито-глинистых осадков полуизолированных прибрежных частей озер, глуб. 5500—6000 м; 5 — песчаник среднезернистый, фация песчано-гравийных осадков русла крупных равнинных рек, глуб. 6500—7000 м; б — образцы после насыщения глицерином; в — после прокаливании

второй этап превращений (гидроглинизация) выражен слабо и цемент пород сложен почти полностью каолинитом.

Катагенетические преобразования в верхнемеловой толще восточного побережья Пенжинской губы существенно неодинаковы для участков разреза морского и континентального генезиса (Копорулин, 1972). В песчано-гравийных породах горизонтов континентального генезиса также фиксируются два последовательно сменяющих друг друга этапа. В ходе первого имело место интенсивное превращение монтмориллонита в каолинит. Новообразованный каолинит формировался также по обломкам

полевых шпатов и эффузивов. На втором этапе в этих породах за счет каолинита более ранней генерации и сохранившегося от разложения монтмориллонита формируются аутигенные, смешанослойные минералы состава гидрослюда — монтмориллонит. В некоторых горизонтах происходило образование цеолита (ломонтита) и хлорита. Рентгеноструктурное изучение глинистой фракции песчано-гравийных пород этого района



Фиг. 4. Характерные дифрактограммы глинистой фракции пород континентального (А) и морского (Б) генезиса из верхнемеловых отложений района Пенжинской губы

1 — А — гравелит мелкозернистый, фация песчано-гравийных осадков русла крупных рек; 2 — А — алеврит мелкозернистый, фация алеврито-глинистых осадков полуизолированных прибрежных частей озер; 1 — Б — песчаник среднезернистый, фация песчаных осадков открытого морского мелководья; 2 — Б — алеврит крупнозернистый, фация песчано-алевритовых осадков полуизолированного заливнолагунного морского мелководья; б — образцы после насыщения глицерином; в — после прокаливании

указывает на высокое содержание смешанослойной фазы монтмориллонит-иллит и хлорита при подчиненных количествах каолинита.

Алеврито-глинистые породы континентального генезиса в этом районе характеризовались преобразованием исходного монтмориллонита в смешанослойную фазу иллит-монтмориллонит. Последняя четко фиксируется на дифрактограммах глинистой фракции наряду с варьирующими количествами каолинита и хлорита (фиг. 4, А).

В песчаниках и гравелитах горизонтов морского генезиса наблюдается интенсивное преобразование монтмориллонита исходного цемента в хлорит (фиг. 4, Б—1), в небольших количествах образуются также иллит и цеолит (ломонтит). Хлорит обнаруживает четко выраженное крустификационное строение и выполняет все поры или их большую часть. Цеолит образует выделения в центральных участках некоторых пор. Этот процесс детально описан автором (Копорулин, 1972).

В алеврито-глинистых породах морского генезиса основным новообразованным глинистым минералом является смешанослойная фаза монтмориллонит — гидрослюда с изменяющимся соотношением разбухающих и неразбухающих компонентов. В заметных количествах присутствует также хлорит (см. фиг. 4, Б—2).

Приведенные данные показывают, что в изученных районах имеют место три типа преобразований глинистого материала цемента пород: а — деградация (превращение гидрослюд в монтмориллонит), продолжением которой служит формирование аутигенного каолинита; б — агградация (переход монтмориллонита в гидрослюду и хлорит), которой нередко предшествует превращение каолинита в монтмориллонит, в — переход в цеолиты.

Дегградация глинистых минералов, а затем и переход их в каолинит характерны для большинства континентальных отложений, не испытавших существенного погружения в литосфере: Иркутский и Тувинский бассейны, Аркагалинское месторождение угля, верхние горизонты нижнего мела Зырянского бассейна, начальные стадии преобразования песчано-гравийных пород угленосной части разреза верхнего мела в районе Пенжинской губы.

Аградация глинистых минералов наблюдается в морских и континентальных отложениях, подвергшихся погружению в литосфере на значительную глубину: район Пенжинской губы, Зырянский и Тувинские бассейны. При этом в морских отложениях формируются повышенные количества хлорита, а в континентальных гидрослюды. Особенно резко это проявляется в песчано-гравийных, менее четко — в алеврито-глинистых породах.

Формирование по глинистым минералам цеолитов происходило в континентальных отложениях Иркутского бассейна и Авековского месторождения угля. В небольшом количестве аутигенные цеолиты формировались в морских отложениях верхнего мела района Пенжинской губы.

Эти процессы широко распространены в природе. Формирование аутигенной гидрослюды в цементе песчано-гравийных пород установлено для Печорского (Коссовская, 1972), Карагандинского (Шутов, 1972), Кузнецкого (Волкова, 1976) бассейнов. Формирование аутигенного хлорита в морских отложениях Мангышлака описано В. И. Муравьевым (1972). В. В. Еремеев (1972) показал широкое развитие аутигенной гидрослюды в континентальных, а хлорита в морских осадках карбона восточного склона Урала, те же особенности были установлены И. И. Бебешевым в юрских отложениях Таджикистана (Бибешев, 1976).

А. С. Запорожцева и др. (1963) отметили формирование аутигенного цеолита (ломонтита) в континентальных угленосных отложениях верхнего мела Вилуйского прогиба и отсутствие этого минерала в морских осадках.

3. ФАКТОРЫ КАТАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕВРАЩЕНИЙ ПОРОД

Установленные различия в характере аутигенного минералообразования осадочных толщ различных районов определялись особенностями физико-химических и термодинамических условий преобразования пород в литосфере. Изучение природных процессов и экспериментальные работы позволяют со значительной достоверностью восстановить гидрохимические особенности среды, в которой протекал каждый из описанных типов превращений.

Дегградация, детально рассмотренная Милло (1968), так же как и переход монтмориллонита в каолинит, развивается при различных геологических процессах (выветривание, седиментогенез, диагенез, катагенез) при низких температурах и давлениях и циркуляции слабоминерализованных растворов, выщелачивающих из глинистых минералов различные элементы. Монтмориллонит, являющийся конечным продуктом дегградации всех трехслойных глинистых минералов, формируется и устойчиво сохраняется от последующих преобразований при умеренно-щелочных значениях рН (7,5—8,5). Каолинит требует для своего образования более низких значений рН (ниже 7).

Преобразование монтмориллонита в гидрослюду — широко распространенный катагенетический процесс. Анализ геологических явлений (Burst, 1969) и моделирование процесса в лабораторных условиях (Муравьев, Сахаров, 1971) показывают, что решающее значение для его возникновения имеют повышенные температуры, давления и наличие в растворе достаточных количеств ионов калия.

Преобразование монтмориллонита в хлорит было осуществлено в суспензии, обработанной 10—40%-ным раствором $MgCl_2$, при добавле-

нии нескольких капель NH_4OH . При этом вначале имела место фиксация ионов Mg в межслоевых позициях монтмориллонита, за которой следовала перестройка решетки этого минерала (Cailere, Henin, 1949; Henin, 1956).

Исследования Вайтхауза и Маккартера показали, что в искусственно приготовленном растворе по составу, отвечающему морской воде, за счет монтмориллонита образуются одновременно гидрослюда и хлорит, а количественные соотношения новообразованных минералов контролируются относительными концентрациями K^+ и Mg^{2+} (Whitehouse, Mac-Carter, 1961).

Экспериментальное превращение каолинита в монтмориллонит (бейделлит) и последнего — в хлорит или гидрослюда осуществлено В. А. Франк-Каменецким и др. (1975) при $T=150-500^\circ\text{C}$ и $P_{\text{H}_2\text{O}}=1-2$ кбар в средах, содержащих хлориды, сульфаты и карбонаты K и Mg . При этом формирование по монтмориллониту хлорита происходило в среде, содержавшей ионы магния, а гидрослюда — ионы калия.

Образование цеолитов за счет различных минералов описано в большом числе работ. Как подчеркнули Р. Л. Хей (Hay, 1966), В. П. Петров (1967), Э. Э. Сендеров и Н. И. Хитаров (1970), важным условием появления цеолитов является повышенная щелочность окружающей жидкой фазы. При возрастании температуры растворов, по-видимому, происходит снижение значений pH , при которых образуются цеолиты (Петров, 1967). Очень благоприятны для формирования цеолитов гидрокарбонатнатриевые (содовые) растворы. Принято считать, что при низких температурах и давлениях образуются такие цеолиты, как гейландит, клиноптилолит, филлипсит и некоторые другие, а при высоких — ломонтит.

Эти наблюдения дают основание предположить, что главными причинами различий в минеральной перестройке пород являлись не только различия в температурах и давлениях, определявшиеся неодинаковой глубиной погружения в литосфере, но также и различия в химическом составе поровых растворов, насыщавших осадочные породы. Действие последнего фактора было исключительно велико. Существующие данные показывают, что неодинаковые первичные условия накопления осадков должны были неизбежно вызвать резко различный химический состав поровых вод пород. Действительно, континентальные осадки гумидного климата накапливаются в водной среде с низкой минерализацией (до 1 г на литр). Преобладающими компонентами в составе растворов являются ионы Ca^{2+} и HCO_3^- , в большом количестве присутствует растворенное органическое вещество и углекислый газ, значения pH низкие (7 и ниже). В дальнейшем, после захоронения континентальных осадков под покровом более молодых образований того же генезиса, на их длительное время воздействуют подземные воды метеорного происхождения, имеющие изначально также низкую минерализацию.

Общее количество воды, инфильтрировавшей через осадочные толщи континентального генезиса, очень велико. По данным гидрологов и гидрохимиков, около $\frac{1}{3}$ общего стока рек падает на подземное питание (Львович, 1964; Зверев, 1972). Значительная часть атмосферных осадков, проходя через осадочные породы, минует реки и попадает непосредственно в моря и океаны (Куделин и др., 1971). Таким образом, общее количество подземной воды, проходящей через континентальные толщи, огромно. Наиболее интенсивный поток подземных вод приурочен к верхней части толщи континентальных осадков (мощностью в десятки и первые сотни метров), где скорости движения воды максимальны (зона активного водообмена); с возрастанием глубины погружения скорости движения вод снижаются, а затем оно прекращается почти полностью (зоны затрудненного водообмена и застойных вод).

Вследствие высокой проницаемости песчано-гравийных пород почти весь поток подземных вод в зоне активного водообмена концентрировался именно в этих породах, производя значительную перестройку их глинистого цемента. Алевроито-глинистые породы вследствие их низкой проницаемости для подземных вод не испытали практически никаких изменений. Подземные воды, проходя через толщу пород, выщелачивали их, вынося из слагающих их минеральных компонентов различные элементы. Выщелачивание было наиболее интенсивным в зоне активного водообмена; в зонах затрудненного водообмена и застойных вод оно последовательно снижалось до полного прекращения. Соответственно этому прогрессивно возрастала и степень минерализации подземных вод. Основным источником увеличения их минерализации в континентальных толщах являлись, по-видимому, сами породы.

Терригенные породы континентальных осадков во всех перечисленных районах содержат в своем составе обломочные компоненты, для химического состава которых характерны значительные содержания К и очень низкие — Mg. Известно, что полевые шпаты (микроклин, ортоклаз, плагиоклазы) содержат K_2O в количестве до 17% и почти не содержат Mg. В кислых эффузивах содержание K_2O достигает 4,5%, а содержание MgO лишь 1—2%. В средних эффузивах K_2O и MgO находятся примерно в равных соотношениях и лишь в основных породах MgO резко преобладает над K_2O (Заварицкий, 1961).

Важное значение для обогащения калием континентальных осадков имеют геохимические особенности этого элемента. Низкая подвижность калия в зоне гипергенеза приводит к тому, что он имеет тенденцию оставаться на континенте, сорбируясь глинистыми минералами, тогда как магний и натрий интенсивно мигрируют с поверхностными водами и выносятся в море (Перельман, 1972). Соответственно этому химический состав подземных вод в континентальных толщах, погруженных на большую глубину в литосфере, неизбежно характеризовался преобладанием K^+ над Mg^{2+} , что и определило интенсивное формирование иллита за счет других глинистых минералов. Именно эти гидродинамические и геохимические особенности континентальных осадочных толщ вместе с изменяющимися по мере возрастания глубины погружения в литосфере значениями температуры и давления определили интенсивное проявление в них деградации глинистых минералов на ранних стадиях литогенеза и аградации с преимущественным формированием иллита — на поздних.

Образование в континентальных песчаниках и гравелитах некоторых районов Зырянского бассейна наряду с иллитом также и хлорита обусловлено присутствием в этих породах большого количества обломков средних и основных эффузивов. Повышенные содержания в них магния привели к увеличению содержания этого элемента в поровых растворах и соответственно к формированию аутигенного хлорита.

Морская вода современных океанов и морей характеризуется высокой минерализацией (до 35 г/л), повышенными значениями pH (до 8,2) и высокими концентрациями натрия (до 10,7 г/л), магния (1,3 г/л); калия (0,38 г/л), хлора (19,3 г/л), SO_4^{2-} — 2,79 г/л. В настоящее время убедительно доказано постоянство основных черт химического состава морской воды в течение длительного отрезка геологической истории Земли (Страхов, 1971). Как показывают результаты глубоководного морского бурения, иловые растворы кайнозойских и позднемезойских осадков современных океанов и морей характеризуются последовательным снижением содержания ионов K^+ , Mg^{2+} , Na^+ (Initial reports..., 1969—1976), что свидетельствует о неуклонном поглощении их твердой фазой осадков и в первую очередь глинистыми минералами. По данным С. И. Смирнова (1974), этот процесс сопровождается поступлением дополнительных количеств этих ионов из наддонной морской воды в ре-

зультате диффузии. Поглощение K^+ , Mg^{2+} и Na^+ не приводит к существенным изменениям глинистой фракции осадков, и связано с явлениями сорбции.

Резкое преобладание новообразованного хлорита в песчано-гравийных и более низкие содержания в алевритоглинистых породах морского генезиса района Пенжинской губы связаны, по-видимому, с различиями в химическом составе поровых растворов пород этих двух групп. Такие различия неизбежно возникают при погружении осадочных образований на большую глубину при значительном количестве в разрезе глинистых осадков (Крюков, 1971).

По аналогии с современными морскими осадками можно предположить, что поглощение K и Mg глинистой фракцией изученных древних морских отложений начиналось еще в диагенезе и раннем катагенезе, но не приводило к существенной перестройке их минерального состава. Лишь впоследствии при погружении на значительную глубину в литосфере или наступлении фазы складчатости происходили интенсивные изменения в глинистой фракции. Таким образом, процессы диагенетической и раннекатагенетической сорбции, наблюдаемые в отложениях современных океанов и морей, являются подготовительным этапом для радикальной минеральной перестройки на последующих стадиях.

Разгадку причин интенсивно протекавшего преобразования монтмориллонита глинистого цемента в цеолиты, которое было установлено в континентальных отложениях Авековского месторождения, района Пенжинской губы и Иркутского бассейна, следует искать в появлении в этих толщах высокощелочных подземных вод содового типа. В Иркутском бассейне такие воды действительно установлены в тех районах, где присутствует аутигенный цеолит. Их минерализация не превышает 1 г/л , а присутствие иона CO_3^{2-} в количестве $40\text{--}50 \text{ мг/л}$ свидетельствует о значениях $pH > 9$. Возникновение вод этого типа здесь связывается с взаимодействием поверхностных вод и высокоминерализованных рассолов из нижнекембрийских соленосных отложений (Копорулин, 1962).

В Авековском месторождении и в районе Пенжинской губы континентальные осадки представляют сравнительно маломощные горизонты ($250\text{--}500 \text{ м}$), подстилаемые и перекрываемые морскими образованиями. По данным Е. В. Посохова (1969), такое чередование морских и континентальных угленосных горизонтов является благоприятной предпосылкой для возникновения вод содового типа. Таким образом, и в этих двух районах широкое распространение новообразованного цеолита было связано, по-видимому, с теми же причинами, что и в Иркутском бассейне: появлением в породах высокощелочных весьма реакционных содовых подземных вод.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные данные показывают, что первичные условия накопления осадков оказывают существенное влияние на характер развивающегося в них аутигенного минералообразования. Решающее значение при этом имеет химический состав иловых, а затем и погребенных поровых вод, унаследованных от первичных седиментационных бассейнов. Огромную роль играют особенности гидродинамической обстановки пребывания пород в литосфере.

Эти два фактора вместе с изменяющимися температурами и давлениями, зависящими от мощности покрова более молодых осадочных образований, во многом определяют многообразие типов постседиментационных изменений, которое установлено в настоящее время в осадочных сериях. Именно с ними связаны также и те кардинальные различия, которые выявляются в характере процессов литогенеза пород осадочных толщ морского и континентального генезиса. По своему характеру эти различия настолько значительны, что позволяют выделить два типа ли-

тогенеза терригенных пород: а) континентальный гумидный и б) морской. Не исключено, что в дальнейшем при исследованиях осадочных толщ, накапливавшихся в иных условиях, могут быть выделены какие-то иные типы литогенеза терригенных пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Бибешев И. И.* Литология ниже-среднеюрской угленосной толщи Гиссарского хребта (южных и юго-западных отрогов). М., «Наука», 1976.
- Волкова А. Н.* Эпигенетические изменения пород Кузнецкого угольного бассейна.— Бюл. МОИП, Отд. геол., 1976, № 1.
- Еремеев В. В.* Палеогеография и минералообразование нижнекаменно-угольных угленосных отложений Среднего Урала. М., «Наука», 1972.
- Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Запорожцева А. С., Вишневецкая Т. Н., Глушинский П. И.* Цеолиты меловых отложений севера Якутии.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2.
- Зверев В. П.* К вопросу о химической мобилизации вещества на водосборных площадях.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 6.
- Копорулин В. П.* Типы вторичных изменений песчано-гравийных пород угленосной толщи Иркутского бассейна и их возможная связь с подземными водами.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 3.
- Копорулин В. П.* Катагенетические изменения песчано-гравийных пород верхнего мела района Пенжинской губы на Камчатке.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 2.
- Крюков П. А.* Горные, почвенные и иловые растворы. Новосибирск, «Наука», 1971.
- Коссовская А. Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья.— Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 63.
- Коссовская А. Г.* Граувакки печорской угленосной формации.— В кн.: Граувакки. М., «Наука», 1972.
- Куделин Б. П., Зекцер П. С., Мехетели А. В., Брусиловский С. А.* Проблема подземного стока в моря.— Сов. геол., 1971, № 1.
- Львович М. П.* Климат и воды. Л., Изд. АН СССР и ГУГК ГГК СССР, 1964.
- Милло Ж.* Геология глин. Л., «Недра», 1968.
- Муравьев В. И.* Граувакки меленосной формации Мангышлака.— В кн.: «Граувакки», М., «Наука», 1972.
- Муравьев В. И., Сахаров Б. А.* Экспериментальное моделирование эпигенетической гидрослюдизации монтмориллонита.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы, М., «Наука», 1971.
- Перельман А. И.* Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М., «Недра», 1972.
- Петров В. П.* Вулканическое стекло и цеолитообразование.— В об. Водные вулканические стекла и поствулканические минералы. М., «Наука», 1967.
- Посохов Е. В.* Происхождение содовых вод в природе. Л., Гидрометеиздат, 1969.
- Сендеров Э. Э., Хитаров П. П.* Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М., «Наука», 1970.
- Смирнов С. Н.* Введение в изучение геохимической истории подземных вод седиментационных бассейнов. М., «Недра», 1974.
- Страхов Н. М.* Бурение на дне океанов и его значение для познания послерифейского литогенеза.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 5.
- Тимофеев П. П.* Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба.— Тр. ГИН АН СССР, М., «Наука», 1964, вып. 94.
- Тимофеев П. П.* Геология и фации Юрской угленосной формации Южной Сибири.— Тр. ГИН АН СССР, 1969, вып. 197.
- Тимофеев П. П.* Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования.— Тр. ГИН АН СССР, 1970, вып. 198.
- Тимофеев П. П., Щербakov А. В.* Проблемы гидрохимии литогенеза.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 2.
- Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В.* Новое в области моделирования структурных преобразований глинистых минералов.— Сб. Кристаллохимия минералов и геол. проблемы. М., «Наука», 1975.
- Шутов В. Д.* Граувакки карагиндинской угленосной формации.— В кн.: Граувакки, М., «Наука», 1972.
- Burst J. F.* Diagenesis of Gulf clayey sediments and its possible relation to petroleum migration.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist., 1969, v. 53/1.
- Cailere B., Henin S.* Experimental formation of chlorite from montmorillonite.— Mineral Mag., 1949, v. 28, No. 205.
- Hay R. L.* Zeolite and zeolitic reactions in sedimentary rocks.— Geol. Soc. America Bull., Sp. Pap. No 85, 1966.
- Initial reports of the deep sea drilling project, vv. 1—38, 1969—1976.
- Henin S.* Synthesis of clay minerals at low temperatures.— Nat. Acad. Sci., Nat. Res. Council, 1956. Publ. 456.
- Whitehouse U. G., MacCarter R. S.* Diagenetic modification of clay mineral types in artificial sea water.— Clays and Clay Minerals (5th Nat. Conf., 1956), 1958.
- Геологический ин-т АН СССР, Москва

Дата поступления
10.V.1977

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД В ЧИСТОЙ И МОДЕЛЬНОЙ МОРСКОЙ ВОДЕ ПРИ ПОВЫШЕННЫХ *PT*-ПАРАМЕТРАХ

Н. В. КОТОВ, В. Б. КУРНОСОВ, И. В. ХОЛОДКЕВИЧ

Экспериментально установлено, что в чистой H_2O — паровой фазе и модельной морской воде по стеклу пород основного, среднего и кислого состава при $P_{H_2O} = 1$ кбар и $T = 100-200^\circ C$ формируются минералы группы монтмориллонита. При повышении температуры опытов ряды новообразованных минералов зависят от состава исходного материала. По основной по составу разновидности стекловатой породы образуется преимущественно триоктаэдрический монтмориллонит. По средней — ди- и триоктаэдрический монтмориллониты, которые при повышении температуры опытов переходят в смешанослойные минералы, слюды, кварц, кордиерит. Кислая по составу стекловатая порода в условиях эксперимента более устойчива и частично сохраняется до $700^\circ C$. Глинистые минералы, в частности диоктаэдрический монтмориллонит, в этом случае развиваются в меньшем количестве. При $400-700^\circ C$ возрастает количество кварца и полевых шпатов.

При изучении осадочных отложений с камуфлированной пирокластической постоянно приходится сталкиваться с проблемой выявления природы глинистых и сопутствующих им минералов. Это связано с неопределенностью представлений о направленности раскристаллизации вулканических стекол, продукты преобразования которых могут быть неоднозначно идентифицированы и отнесены к терригенному материалу. В решении этой проблемы весьма перспективным путем представляется экспериментальное моделирование гидротермального преобразования стекловатых вулканических пород в условиях, приближающихся к природным, с целью выявления специфики состава продуктов их разложения и этапов последовательных преобразований новообразованных минералов в зависимости от изменения T , P и других внешних факторов. В статье рассмотрен первый этап экспериментального моделирования, посвященный выяснению характера фазообразования в основном в чистой H_2O среде и отчасти в модельной морской воде (табл. 1). Эксперименты проведены в НИИ Земной коры Ленинградского университета в

Таблица 1
 Химический состав модельной морской воды (Виноградов, 1967)

Компонент	Количество, г	Эквиваленты	Компонент	Количество, г	Эквиваленты
<i>Катионы</i>			<i>Анионы</i>		
Na^{1+}	10,7638	0,46806	Cl^{1-}	19,3534	0,54582
Mg^{2+}	1,2970	0,10666	SO_4^{2-}	2,7007	0,05623
Ca^{2+}	0,4080	0,02035	HCO_3^{1-}	0,1427	0,00234
K^{1+}	0,3875	0,00991	CO_3^{2-}	(0,0702)	(0,00234)

реакторах с холодным затвором по стандартной методике (Котов, Копейкин, 1972) при $P_{H_2O}=1$ кбар, $T=200-700^\circ\text{C}$ и экспозициях трех суток. Продукты экспериментов изучены дифракционным и спектральными методами в Дальневосточном геологическом институте ДВНЦ АН СССР.

Выбраны три образца вулканических пород основного, среднего и кислого состава. Образец океанического толеитового базальта (5327 а) поднят сотрудниками Института океанологии АН СССР в 36-м рейсе экспедиционного судна «Витязь» при драгировании срединного Индо-океанического хребта и передан нам С. А. Щекоей. Основной объем об-

Таблица 2

Химический состав исходных образцов, вес. %

Образец	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+	п.п.п	Сумма
5327 а	51,10	0,67	18,06	1,85	5,02	0,26	7,76	12,05	1,88	0,16	0,15	0,27	1,22	—	100,45
Обр.	54,35	0,72	21,48	5,54	—	—	2,13	5,94	2,77	0,70	—	—	—	6,39	100,02
Е. Ф. Малеева															
1336/1	71,50	0,10	12,20	0,61	0,46	0,02	0,03	1,78	3,08	2,07	0,27	3,19	4,59	—	99,90

Примечание. Анализы получены в ДВГИ ДВНЦ АН СССР, аналитики Ж. А. Щекоей и Л. А. Авдеевнина.

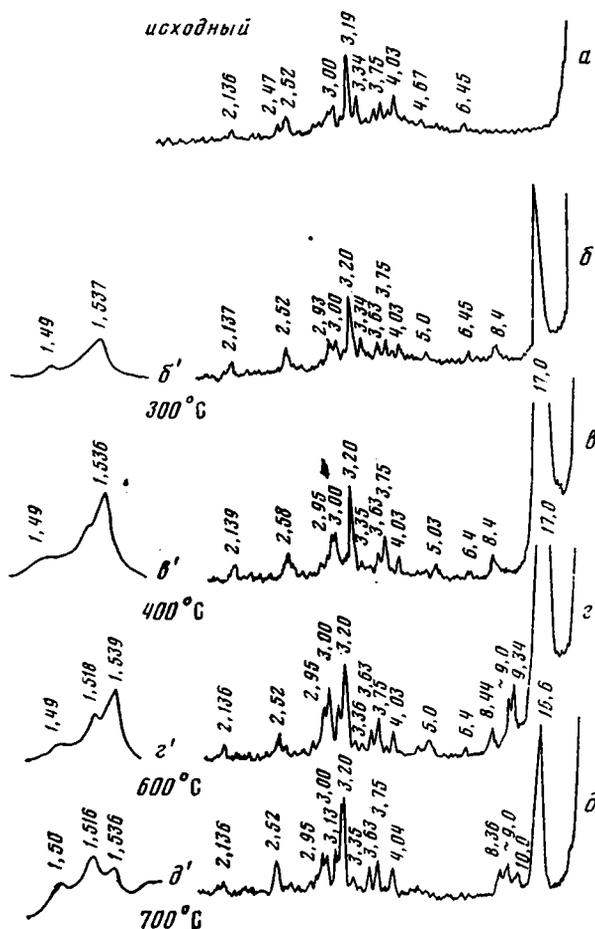
разца составляет стекло (62,8%), плагиоклаз № 78—80 (36,7%) и оливин (0,5%) (Щекоей и др., 1969). В. Г. Сахно предоставил образец 1336/1 кислой вулканической породы из Приморья. Вулканическое стекло составляет 86,1%. В породе присутствуют редкие кристаллы плагиоклаза № 22—23 (2,8%), ортоклаз — 5,0%, оплавленные зерна кварца — 6,0%, редкие зерна ортита — 0,1%. Вулканический пепел среднего состава отобран Е. Ф. Малеевым на склоне одного из вулканов группы Авача на Камчатке. Для эксперимента по первым двум образцам приготовлена фракция с размером зерен ~0,01 мм. Из пепла среднего состава извлечена фракция <0,001 мм. Все образцы химически проанализированы (табл. 2). Сравнение химического состава вещества, использованного в экспериментах, со средними составами пород (Заварицкий, 1950) показали, что аналоги толеитового базальта (обр. 5327а) и кислой стекловатой породы (обр. 1336/1) широко распространены в природе, а порода среднего состава обнаруживается на современном конусе вулкана Авача.

Рентгеновские исследования выполнялись на дифрактометре ДРОН-1,5; $\text{CuK}\alpha$; Ni-фильтр; 40 кВ, 22 мА; щели 0,5—1,0—1,0—0,5, 1 град/мин; $RC=10000/20-200/20$; бумага ЭПП-600 мм/час; без вращения образца. Изучены образцы в воздушно-сухом ориентированном состоянии, насыщенные этиленгликолем и прокаленные при 300—600°С. Рефлексы 060 сняты методом «на просвет». Электронограммы и электронно-микроскопические снимки получены на электронографе ЭГ-100 и электронном микроскопе УЭМВ-100 в. Морфологические изменения изучались на сканирующем электронном микроскопе ISM-U3 в Институте океанологии АН СССР А. Я. Шевченко.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

Стекловатая порода основного состава + H₂O паровая фаза. Для исходной стекловатой породы на дифрактограмме отмечается широкое гало в интервале $2\theta=15-40^\circ$ и набор рефлексов плагиоклаза 6,45; 4,03; 3,87; 3,75 Å и др. Наличие малоинтенсивных рефлексов 4,23 и 3,34 Å свидетельствует о примеси вторичного кварца (фиг. 1, а). Уже при тем-

температуре 200°С в малоугловой области появляется небольшой широкий рефлекс при 14,7 Å новообразованной слоистой фазы. Насыщение этиленгликолем приводит к его смещению к 16,7 Å. Рефлекс становится асимметричным с постепенным уменьшением интенсивности и области



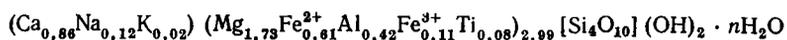
Фиг. 1. Дифрактограммы продуктов гидротермальной обработки океанического базальта ($P_{H_2O}=1$ кбар, $T=300-700^\circ\text{C}$, 3 сут.) а — исходный базальт, воздушно-сухое состояние; б — 300; в — 400, г — 600, д — 700°С (б—д — гликолированное состояние). Образцы б'—д' — то же, что б—д, но при съемке «на просвет»

малых углов. Прокаливание полученного образца при 500°С ведет к смещению рефлекса к 10 Å. Под электронным микроскопом наряду с угловатыми частицами стекла обнаруживаются облаковидные новообразования дисперсной слоистой фазы, которую по морфологии агрегатов можно отнести к монтмориллону.

Увеличение температуры опыта до 300°С приводит к резкому возрастанию интенсивности рефлекса в области 15 Å. При насыщении образца этиленгликолем происходит характерное для монтмориллонита смещение рефлекса 001 к 17 Å (фиг. 1, б). Прокаливание на воздухе при 550°С смещает рефлекс 001 к 10 Å. Положение рефлекса 060 при 1,537 Å характеризует этот монтмориллонит как триоктаэдрическое образование (фиг. 1, б'). Кроме этого отражения наблюдается слабо выраженный рефлекс при 1,49 Å, возможно, отражающий присутствие диоктаэдричес-

кого монтмориллонита. На электронно-микроскопическом снимке отмечаются расплывчатые агрегаты частиц монтмориллонита.

В температурном интервале 400—500°С характер фазообразования не изменяется — триоктаэдрический монтмориллонит продолжает оставаться единственным новообразованным минералом. Отмечается лишь значительное увеличение интенсивности его базальных рефлексов при той же способности к набуханию. Увеличивается также интенсивность рефлекса 060 с сохранением его при 1,535—1,537 Å (фиг. 1, в'). Положение рефлексов плагиоклаза и соотношение их интенсивности практически не изменяется. Судя по иммерсионным определениям, его состав остается неизменным. Столь простой фазовый состав позволяет пересчетом химического анализа приблизительно оценить состав монтмориллонита. Вычитание из химического анализа CaO, Na₂O, Al₂O₃ и SiO₂ (вес. %), приходящихся примерно на 32% плагиоклаза с номером 78—80, с последующим расчетом остатка на формулу триоктаэдрического монтмориллонита (Борнеман-Старынкевич, 1964) дает следующее:



Таким образом, характерной особенностью химизма такого монтмориллонита является обогащенность его октаэдрических позиций Mg, Fe и отсутствие Al в тетраэдрах. Поэтому его можно отнести к обычному сапониту.

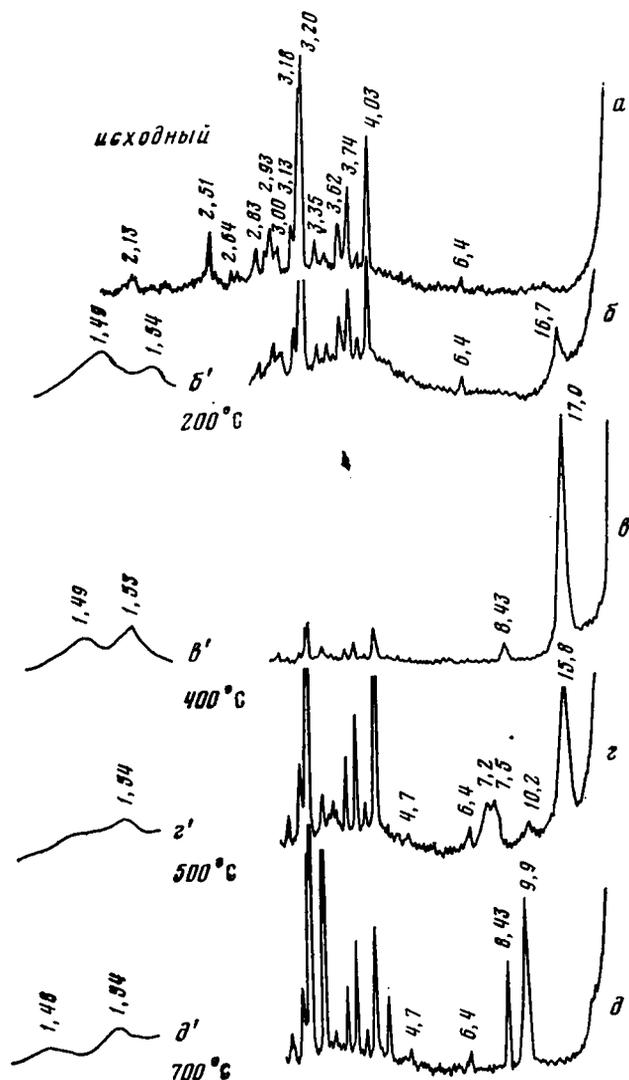
При температуре опыта 600°С синтез сапонита, судя по проявлению всех характерных его рефлексов 001 и полос hk, оказывается еще возможным. Сохраняется прежняя способность монтмориллонита набухать с этиленгликолем (см. фиг. 1, з) и давать сжатую форму при прокаливании. В этом температурном интервале отмечается также синтез талька (рефлекс 9,34 Å) и амфибола (8,93Å).

При температуре 700°С отмечается достаточно интенсивный рефлекс при 14,8 Å, однако смещение его при насыщении препарата этиленгликолем происходит лишь до 16,6 Å (фиг. 1, д). Прокалывание образца при температурах 200, 300 и 400°С приводит к образованию сжатой формы монтмориллонита с отражением 10 Å. Этот монтмориллонит содержит небольшое количество межпакетных промежутков слюдяного типа. Судя по уменьшению интенсивности базального отражения 001, синтез его при температуре 700°С затруднен. На дифрактограмме отмечается небольшой рефлекс 001 триоктаэдрической слюды при 10 Å; примерно как и в опыте при 600°С, синтезируется амфибол (рефлекс при 8,99 Å) и появляется кордиерит (рефлекс при ~8,4 Å). Таким образом, фазовый состав новообразований при этой температуре существенно усложняется. Что касается плагиоклаза, то положение его рефлексов и соотношение интенсивностей остаются примерно такими же, как и в исходном образце. Иммерсионное исследование показывает незначительное изменение его номера.

Вулканический пепел среднего состава + H₂O паровая фаза. На дифрактограмме исходного материала, как и для вышеописанной породы основного состава, проявляется гало в области 2θ = 15—40°, характерное для рентгеноаморфного вещества, и серия рефлексов 6,4; 4,03; 3,87; 3,74 Å и др., принадлежащих плагиоклазу (фиг. 2, а). На сканирующем электронном микроскопе видно, что образец состоит из остроугольных обломков. В продуктах эксперимента, проведенного при температуре 200°С, по проявлению рефлекса 001 при 14,3 Å, смещающегося при насыщении образца этиленгликолем к 16,7 Å и рефлексов 060 при 1,49 и 1,54 Å, установлено образование диоктаэдрического и триоктаэдрического монтмориллонитов (фиг. 2, б'). Увеличение температуры эксперимента до 300°С ведет к увеличению степени их кристалличности. Далее, при 400°С происходит увеличение интенсивности рефлекса 060 триоктаэд-

рического монтмориллонита (рис. 2, *в'*) и начало образования смешанослойного серпентин-монтмориллонитового минерала, ди- и триоктаэдрических слюд и кварца.

При 500°С способность к набуханию фазы 13,9 Å с этиленгликолем уменьшается. Рефлекс 001 смещается только до 15,8 Å (фиг. 2, *г*). Про-



Фиг. 2. Дифрактограммы продуктов гидротермальной обработки вулканического пепла плагноандезитового состава ($P_{H_2O} = 1$ кбар, $T = 200-700^\circ\text{C}$, 3 сут.)

а — исходный плагноандезит, воздушно-сухое состояние; *б* — 200, *в* — 400, *г* — 500, *д* — 700°С (*б*—*д* — гликолизированное состояние).

Образцы *б'*—*д'* — то же, что *б*—*д*, но при съемке «на просвет»

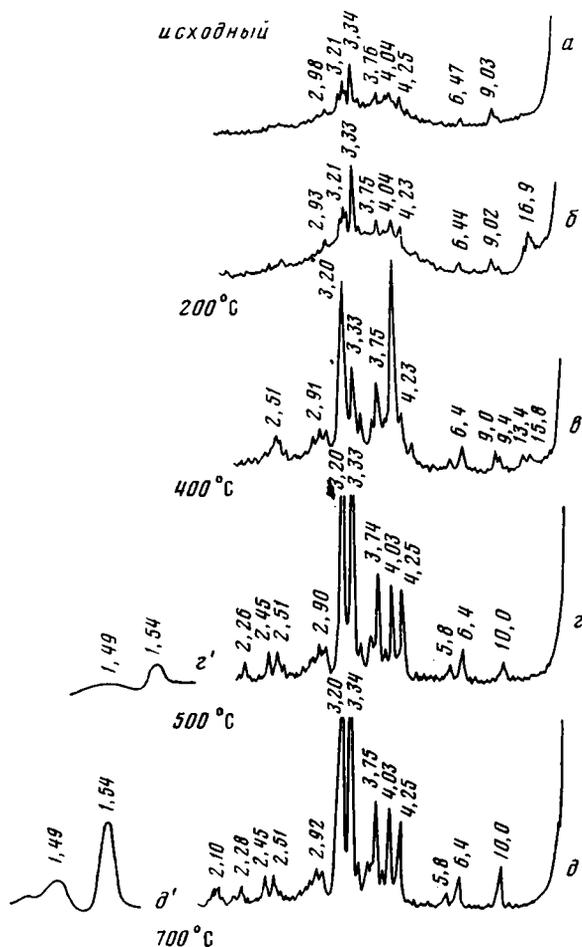
каливание образца на воздухе до 600°С приводит к обособлению максимумов при 12,5 и 13,2 Å. Сжатая форма монтмориллонита с отражением 10 Å не образуется. Совокупность этих данных скорее всего свидетельствует о переходе монтмориллонита в частично упорядоченное смешанослойное хлорит-монтмориллонитовое образование. Судя по проявлению на дифрактограмме рефлекса 060 при ~1,54 Å, эта главная новообразованная фаза относится к триоктаэдрическому типу. Вторая фа-

за, проявляющаяся на дифрактограмме в опыте при 500° С, в воздушно-сухом состоянии имеет максимум при 7,0 Å. При насыщении образца этиленгликолем отмечается расщепление этого рефлекса на два при 7,2 и 7,5 Å. Прокаливание при 400 и 500° С приводит к расщеплению его на два рефлекса при 7,2 и 7,8 Å, а при 600° С ведет к его исчезновению. Положение рефлекса 060 при 1,54 Å свидетельствует о том, что фазы 7 и 14 Å являются триоктаэдрическими. Поскольку сходный по дифракционным характеристикам каолинит является диоктаэдрическим минералом и неустойчив в гидротермальных условиях при температуре ~350° С (Жариков и др., 1972; и др.), а опыты с прокаливанием и гликолизацией не позволяют отнести описываемую фазу к другому сходному минералу — хлориту, вероятно, наиболее правильно отнести синтезированный минерал к частично упорядоченному смешанослойному серпентин-монтмориллониту. В том же опыте выявляется третья слоистая новообразованная фаза, характеризующаяся положением рефлекса 001 ~ 10 Å. При гликоляции 10 Å — рефлекс смещается к 10,2 Å, а при прокаливании возвращается к 10 Å. На электронограмме косой текстуры удается диагностировать как ди-, так и триоктаэдрическую слюду. Таким образом, можно заключить, что рефлекс при 10 Å относится к слюдам, содержащим в переслаивании небольшое количество набухающих межпакетных промежутков монтмориллонитового типа. При рентгеновской съемке «на просвет» также отмечается два рефлекса при 1,54 и 1,49 Å. Однако, судя по отношению интенсивности этих рефлексов, триоктаэдрическая слюда существенно преобладает над диоктаэдрической.

При повышении температуры опыта до 600° С уменьшается содержание набухающих пакетов в упомянутых смешанослойных фазах и увеличивается интенсивность рефлексов триоктаэдрической слюды и кварца. Содержание кварца постепенно нарастает в продуктах опытов в температурном интервале 400—700° С. При 600° С появляется небольшой рефлекс при 8,43 Å. Скорее всего его можно отнести к высокотемпературной форме кордиерита. На последнем этапе синтеза при 700° С характер новообразований упрощается (фиг. 2, б). Исчезают фазы 7 и 14 Å, остаются рефлексы кварца, кордиерита, триоктаэдрической слюды и плагиоклаза. Пересчет химического анализа на полученные при 700° С новообразования позволяет оценить их количества в весовых процентах: плагиоклаз № 40—45—56%, кордиерит — 22%, кварц — 15% и биотит — 7%.

Кислая вулканическая стекловатая порода + H₂O-паровая фаза. На дифрактограмме исходной породы отмечается широкое гало в области 2θ = 15—35°, указывающее на присутствие в образце большого количества рентгеноаморфной стекловатой фазы. Проявление рефлексов 6,47; 4,04; 3,76; 3,64; 3,45 Å, а также 4,25 и 3,34 Å свидетельствуют о наличии в исходном материале полевого шпата и кварца (фиг. 3, а). На дифрактограмме присутствует рефлекс 9,03 Å х-фазы, который исчезает в опыте после достижения температуры 400° С. Уже при температуре 200° (фиг. 3, б) и далее при 300° С появляется широкий рефлекс, смещающийся при насыщении препарата этиленгликолем к 16,9—17,2 Å. Это позволяет диагностировать появление первого новообразования — монтмориллонита. Прокаливание образца при температуре 300° С приводит к разрушению этого минерала. Большую ширину и малую интенсивность рефлекса 001 монтмориллонита, а также его термическую неустойчивость можно рассматривать как отражение несовершенства структуры этого минерала, его значительную дисперсность и гигроскопичность. На дифрактограмме не удается зафиксировать рефлекс 060 монтмориллонита, что затрудняет отнесение его к ди- или триоктаэдрической разновидности. Содержание триоктаэдрической монтмориллонитовой фазы, определенное расчетным путем, исходя из средней формулы сапонита (Мак-Юэн, 1965) и из предположения, что весь Mg и Fe связаны в окта-

эдрических позициях его структуры, составляет не более 3—5%. Если же монтмориллонит отнести к диоктаэдрической разновидности, расчет химического анализа на средний состав диоктаэдрического монтмориллонита по Мак-Юэну (1965) определяет его в количестве ~20%¹.



Фиг. 3. Дифрактограммы продуктов гидротермальной обработки риолита при $P_{H_2O}=1$ кбар ($T=200-700^\circ\text{C}$, 3 сут.)

a — исходный риолит, воздушно-сухое состояние; *b* — 200, *в* — 400, *г* — 500, *д* — 700°С (*б*—*д* — гликолированное состояние). Образцы *г'*, *д'* — то же, что *г*, *д*, но при съемке «на просвет»

При температуре опыта 400°С значительно возрастают интенсивности рефлексов полевого шпата и отчасти кварца, что свидетельствует о заметной раскристаллизации стекловатой составляющей породы. На рентгенограмме выявляется широкий рефлекс при 14,9 А, расщепляющийся при насыщении препарата этиленгликолем на два рефлекса при 13,4 и 15,8 А (фиг. 3, *е*). Прокаливание полученного образца при температуре 500°С приводит к смещению этих рефлексов к ~10 А. Совокупность этих данных указывает на присутствие минерала с неупорядоченным переслаиванием пакетов монтмориллонитового и слюдяного типов. Таким образом, это образование может быть определено как слюда-

¹ Последнее лучше согласуется с данными фиг. 3, *б*.

монтмориллонитовая смешанослойная фаза. По данным электронографии установлена небольшая примесь слюды.

При температурах опыта 500, 600 и 700°С (фиг. 3, д) вместо набухающих слоистых фаз синтезируется слюда. Электронографически определено, что слюда относится к триоктаэдрической модификации 1 М (3Т). Это согласуется с рентгеновским определением положения рефлекса 060 при 1,544—1,547 А. Новообразованная слюда идентифицирована как биотит. Если считать, что весь Mg и Fe, присутствующие в исходной породе, расходуется на построение октаэдров структуры такого биотита, а небольшое количество Al находится как в октаэдрах, так и в тетраэдрах структуры, то общее содержание биотита в продукте синтеза не может превышать 3—5 вес. %. Таким образом, эксперименты с определенностью указывают на связывание Mg и Fe породы, а также небольшой части K, Al и Si в биотит. Наличие небольшого рефлекса 060 при 1,492—1,497 А указывает также на небольшую примесь диоктаэдрической слюды. Слабые рефлексы последней выявляются и на электронограмме кривой текстуры.

Оставшаяся часть K расходуется на образование калиевого полевого шпата, в то время как Na и Si идут на построение плагиоклаза и кварца соответственно. Судя по увеличению рефлексов плагиоклаза и кварца, отмечается все большее обособление их как самостоятельных образований с увеличением температуры опытов. При этом важно отметить, что в иммерсионном препарате не отмечается таких обломков частиц, которые имели бы показатель преломления $N_{ep} > 1,542$. Это указывает на то, что новообразованный плагиоклаз содержит не более 10% анортитовой составляющей. Следовательно, происходит раскисление плагиоклаза от № 23 (исходное состояние) до ~№ 10 при 700°С; изменение состава, вероятно, сопровождается выносом Ca в паровую фазу. Если оценить количество ортоклаза и альбита по содержанию K и Na в исходной породе с учетом небольшого процента K, заключенного в биотите, а также учесть примерно 5-кратное возрастание интенсивности главных рефлексов кварца для опытов в интервале температур от 500 до 700°С, то в целом фазовый состав новообразований при более высокой температуре опытов представляется следующим: плагиоклаз № 10 около 30%, кварца 30, ортоклаза 10, биотита ~3 и мусковита ~1—2%. Согласно этим оценкам, около четверти образца после гидротермальной обработки при 700°С должно состоять из рентгеноаморфного стекла. Под микроскопом в иммерсионном препарате отмечаются угловатые обломки прозрачного изотропного стекла примерно в том количестве, которое рассчитано.

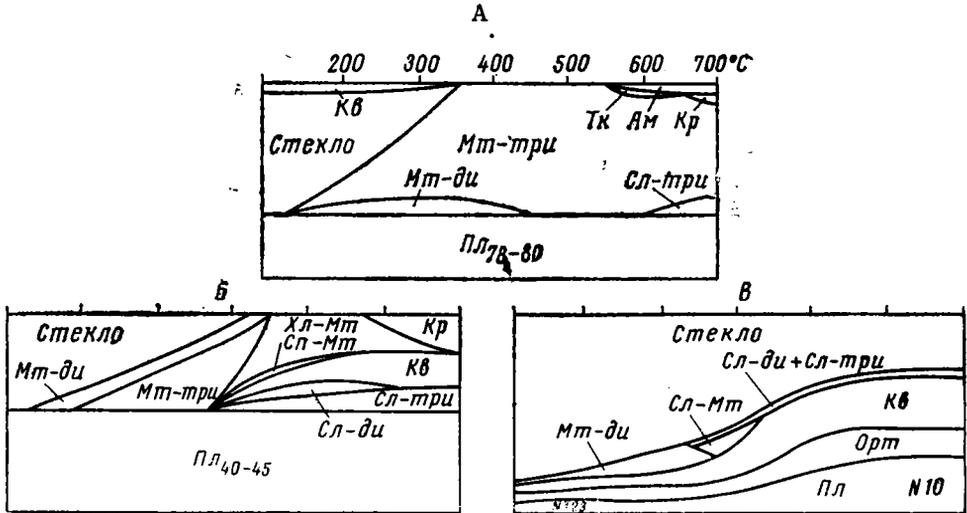
Опыты с модельной морской водой. В присутствии модельной морской воды отмечается та же направленность в процессе фазообразования, что и в чистой водной среде. Однако отмечается некоторое отличие. По основной стекловатой породе уже при $T = 200^\circ\text{C}$ хорошо формируется триоктаэдрический монтмориллонит. При 400°С появляется слюда-монтмориллонитовая смешанослойная фаза с тенденцией к упорядочению межслоевых промежутков. По стекловатой породе среднего состава монтмориллонит при прочих одинаковых условиях образуется в заметном количестве уже при 100°С и при прокаливании оказывается термически более устойчивым, чем монтмориллонит, образующийся в чистой водной среде. Фазообразование по кислой породе однотипно до 400°С как в чистой H₂O, так и в модельной морской воде. При 400°С формируются две фазы — монтмориллонит и смешанослойный хлорит-монтмориллонит.

Таким образом, образование глинистых минералов по стекловатым породам в присутствии модельной морской воды происходит в целом значительно интенсивнее. Кроме того, как упоминалось, отмечается появление некоторых новых фаз.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты проведенных экспериментов в схематизированном виде показаны на фиг. 4. Каждый из приведенных прямоугольников отвечает исследовавшемуся типу стекловатой породы. Короткая их сторона отвечает 100% фаз. Их примерное количественное соотношение определено по визуальным оценкам интенсивностей рефлексов на дифрактограммах и пересчетам химических анализов пород на упрощенные составы новообразований. Длинная сторона прямоугольников отражает температуру опытов.

Для пород основного и среднего состава (фиг. 4, А, Б) характерными особенностями являются полное разложение стекловатой составляю-



Фиг. 4. Поля синтеза фаз при гидротермальной обработке вулканических стекловатых пород различного состава ($P_{H_2O} = 1$ кбар, $T = 100-700^\circ C$, 3 сут.)

Породы: А — океанический базальт, Б — вулканический пепел плагиоандезитового состава, В — риолит. *Минералы:* Мт-ди- и три-монтмориллониты ди- и триоктаэдрический соответственно; Тк — тальк; Ам — амфибол; Кр — кордиерит; Сл-ди- и три-слюды ди- и триоктаэдрическая соответственно; Хл-Мт — частично упорядоченный смешанослойный хлорит-монтмориллонит; СП-Мт — то же, серпентин-монтмориллонит, Сл-Мт — то же, слюда-монтмориллонит, Кв — кварц, Орт — ортоклаз, Пл₄₀ — плагиоклаз и его номер

щей при сравнительно низких температурах (300—400°С), сохранение на протяжении всего опыта постоянного содержания плагиоклаза и его неизменного состава, формирование монтмориллонитов уже в начале эксперимента при температуре ~200°С. По породе основного состава образуется за счет внутренних ресурсов триоктаэдрический монтмориллонит, который остается основным продуктом преобразования стекла вплоть до 700°С. Высокая устойчивость триоктаэдрического монтмориллонита к температурному воздействию показана в экспериментах Эмс и Занд (Ames, Sand, 1958), а в природе отмечалась Г. Сегонзаком (Segonsak, 1970). Диоктаэдрический монтмориллонит синтезируется слабо, а после ~450°С не образуется. Стекло среднего состава дает смесь ди- и триоктаэдрического монтмориллонитов примерно до 400—450°С. Дальнейшее повышение температуры опытов приводит к формированию сложного комплекса минералов, состоящего из смешанослойных образований хлорит-монтмориллонитового и серпентин-монтмориллонитового составов, три- и диоктаэдрической слюды и кварца. На конечном этапе эксперимента, проведенного при 700°С, в образце установлены плагиоклаз, биотит, кварц и кордиерит. При раскристаллизации породы кислого состава (см. фиг. 4, В) при низких температурах

(до 350° С) формируется в небольшом количестве также монтмориллонит, но скорее всего только диоктаэдрический. Стекловатая масса кислой породы в отличие от предыдущих стекол сохраняется в значительном своем объеме до самых высоких температур опытов. При повышении температуры заметно увеличивается количество кварца, ортоклаза и плагиоклаза с одновременным изменением его номера от 23 до 10.

Сходная тенденция к фазообразованию наблюдается и в присутствии модельной морской воды. Однако в этом случае процессы фазообразования в целом начинаются при более низкой температуре и существенно ускоряются.

Эти наблюдения могут быть использованы при установлении влияния специфики твердых продуктов вулканизма на глинообразование в осадочных бассейнах. Если предположить, что при подводном базальто-андезитовом вулканизме могут возникать условия, сходные с моделированными выше, то из полученных результатов следует, что дисперсная стекловатая масса в короткое время при 100—200° С должна полностью или частично преобразовываться в монтмориллонит. По основной стекловатой породе преимущественно образуется триоктаэдрический монтмориллонит. В случае раскristализации стекла среднего состава образуются диоктаэдрические и триоктаэдрические разности монтмориллонита, а при более высоких температурах — смешанослойные минералы с монтмориллонитовыми межслоевыми промежутками. В породе кислого состава диоктаэдрический монтмориллонит занимает небольшой объем от массы изменяющегося стекла. Таким образом, наличие диоктаэдрических монтмориллонитов и смешанослойных минералов в глинистых осадках, образовавшихся за счет разложения пирокластике, а также соотношение ди- и триоктаэдрических разновидностей, могут служить критерием распознавания состава не сохранившейся основной массы породы и, вероятно, температуры ее разложения.

Монтмориллонит и смешанослойные минералы, если они образуются в водной толще по выбрасываемой вулканическим аппаратом раскаленной пирокластике, при благоприятных гидродинамических и батиметрических условиях вследствие медленного осаждения могут быть занесены на большие расстояния от центра извержения и влиять на осадконакопление на значительных площадях океанического дна. Вулканические стекла из пирокластических продуктов наземного вулканизма, в основном успевающие остыть в воздухе, попадая на океаническое или морское дно, не должны претерпевать столь заметных изменений в низкотемпературных условиях раннего диагенеза. Темп раскristализации дисперсных вулканических стекол на дне может резко возрасти при воздействии на них подводных гидротерм (Ломова, 1975).

Из экспериментальных данных следует, что установленные ряды минеральных последовательностей и минералы, унаследованные при разложении вулканических стекол (см. фиг. 4), могут быть использованы для обнаружения камуфлированной пирокластике и установления ее состава в вулканогенно-осадочных породах, прошедших стадии метанеза и метаморфизма. Кроме того, диагностическим может оказаться набор унаследованных малых элементов вулканических пород. Расчет показывает, что если исходить из величины реальных температурных градиентов, то вулканические стекла основного и среднего состава, нераскristализованные в начальных постседиментационных стадиях, могут частично сохраняться до глубин погружения породы 10—15 км. В то же время известно (Коссовская, 1975; Коссовская, Шутов, 1975), что в природных условиях действуют факторы, значительно ускоряющие раскristализацию вулканических стекол. К ним относятся прежде всего дополнительное поступление тепла из подкорового слоя и в связи с этим воздействие в течение геологического времени на формирующуюся породу различных по генезису нагретых вод.

В продуктах эксперимента установлено образование по стекловатой составляющей вулканической породы среднего состава одновременно ди- и триоктаэдрического монтмориллонитов. Подобное же существование двух форм монтмориллонитов в осадочных отложениях отмечается и в природе (Коссовская, 1966). Последующие, более высокотемпературные преобразования этих монтмориллонитов осуществляются по пути сохранения двух форм ди- и триоктаэдрических трехэтажных пакетов: выявляется (см. фиг. 2, *г*), что в температурном интервале 400—600°С синтезируются две слюды — ди- и триоктаэдрическая.

ВЫВОДЫ

1. В гидротермальных условиях при $P_{\text{H}_2\text{O}}=1$ кбар, $T=200-700^\circ\text{C}$ изучены преобразования вулканических пород основного, среднего и кислого состава и показано, что различие в исходном составе этих пород существенно определяет характер формирующихся здесь новообразований.

2. Установлено, что стекловатая основная масса пород *основного* и *среднего* состава в условиях экспериментов полностью раскристаллизовывается при температуре около 300—400°С, тогда как процесс разложения *кислого* стекла происходит более медленно и не заканчивается полностью в условиях эксперимента даже при достижении температуры 700 С.

3. В присутствии модельной морской воды процессы образования глинистых минералов по вулканическим стекловатым породам проходят более интенсивно и при более низкой температуре.

4. Общей чертой направленности процесса раскристаллизации стекловатой основной массы пород в различных водных средах является замещение ее минералами группы монтмориллонита. Установлено образование по основному вулканическому стеклу преимущественно монтмориллонита триоктаэдрического типа, по среднему — смеси ди- и триоктаэдрического монтмориллонитов, по кислому — диоктаэдрического монтмориллонита.

5. Вышеуказанная направленность процесса проявляется и далее при повышенных температурах: по триоктаэдрическому монтмориллониту образуются тальк, амфибол, кордиерит с незначительной примесью триоктаэдрической слюды ($T=600-700^\circ\text{C}$). В процессе преобразования среднего по составу стекла: по смеси ди- и триоктаэдрических монтмориллонитов при повышенной температуре формируется частично упорядоченная смешанослойная хлорит-монтмориллонитовая фаза, а также ди- и триоктаэдрическая форма слюд с выделением кварца. При 600—700°С формируется триоктаэдрическая слюда, кордиерит и кварц. Диоктаэдрический монтмориллонит — продукт разложения кислого стекла с увеличением температуры, преобразуется в частично упорядоченную смешанослойную слюда-монтмориллонитовую фазу, которая разрушается далее с выделением ди- и триоктаэдрических слюд.

6. Микролиты и фенокристы плагиоклаза, первоначально присутствовавшие в породах основного и среднего состава, в контакте с чистой H_2O — паровой фазой за время опытов не изменяют своего состава и количественного содержания в отличие от отмеченного в природе, где преобразования протекают в течение большего времени и, как правило, в минерализованных средах. В продуктах опытов при раскристаллизации кислой стекловатой породы отмечается постепенное увеличение содержания плагиоклаза и его раскисление от исходного № 23 до № 10.

7. Полученные экспериментальные данные могут быть использованы для интерпретации природных процессов минералообразования, происходящих в условиях подводного и наземного вулканизма, а также при формировании осадочно-метаморфического слоя при возрастающих

температурах и высоком давлении. Комплексы новообразованных и унаследованных минералов, установленные в продуктах проведенного экспериментального моделирования разложения вулканических стекол, могут быть применены в качестве индикаторов камуфлированной пирокластики.

ЛИТЕРАТУРА

- Борнеман-Старынкевич И. Д.* Руководство по расчету формул минералов. М., «Наука», 1964.
- Виноградов А. П.* Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.
- Жариков В. А., Иванов И. П., Фонарев В. И.* Минеральные равновесия в системе $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. М., «Наука», 1972.
- Заварицкий А. Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Коссовская А. Г.* Типизация и генетическое значение смешанослойных минералов глин.— В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.
- Коссовская А. Г.* Геокристаллохимия в решении проблем геологии.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д.* Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжение с метаморфизмом на континентах и в океанах.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Котов Н. В., Копейкин Н. Н.* Аппаратура и некоторые приемы исследований при высоких температурах и давлениях. II. Установка для гидротермальных исследований при $P_{H_2O} = 2000 \text{ кг/см}^2$ и T до 850°C — Вестн. ЛГУ, 1972, № 12.
- Ломова О. С.* Глубоководные палыгорскитовые глины Восточной Атлантики.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Мак-Юэн Д. М. К.* Монтмориллонитовые минералы.— В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.
- Щека С. А., Куренцова Н. А., Моисеенко В. Г., Макарова Ж. А.* Петрографо-геохимические особенности гипербазитов Индийского океана в связи с проблемой мантии.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., «Наука», 1969.
- Ames L. L., Sand L. B.* Factors effecting on maximum hydrothermal stability in montmorillonites.— Amer. Mineralogist, 1958, v. 43, No. 7—8.
- Segonzac G.* The transformation of the clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review.— Sedimentology, 1970, 15.

НИИ земной коры ЛГУ,
Ленинград
ДВГИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Дата поступления
10.11.1978

УДК 553.661.2.078.4 (575.4)

**ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ
РАЗМЕЩЕНИЯ СЕРНОГО ОРУДЕНЕНИЯ
В ГАУРДАК-КУГИТАНГСКОМ РАЙОНЕ**

А. П. КУТУЗОВ, В. С. ПОПОВ, Х. ХУДАЙКУЛИЕВ

На основании изучения разрезов в обнажениях и по скважинам впервые рассмотрены основные закономерности размещения литофациальных зон на территории Гаурдак-Кугитангского района для времени формирования карбонатно-сульфатной пачки нижнего киммериджа. Приведена характеристика разрезов карбонатно-сульфатной пачки для шести литолого-фациальных зон. Выявлены типы разреза этой части верхнеюрской галогенной формации, благоприятные для локализации серного оруденения, а также палеотектонические и фациальные условия их формирования. Установлено, что Гаурдакское месторождение серы расположено в пределах полосы замещения или переплетения фаций, где выделены высокоперспективные Балаханинский и Бешбулакский участки. Показана бесперспективность той части площади Гаурдакского поднятия, которая расположена северо-восточнее Карачинской зоны разломов. Дана перспективная оценка сероносности всего Гаурдак-Кугитангского района. Впервые выделены высокоперспективная Кунджацкая и перспективная Саятская площади.

Свыше сорока лет проводятся поисково-разведочные работы в Гаурдак-Кугитангском районе. За это время получены обширные геологические сведения, позволившие выявить ряд закономерностей размещения серных залежей — геолого-структурные, тектонические, гидрохимические и др.

Известно, что на Гаурдакском месторождении залежи самородной серы размещаются в карбонатно-сульфатной толще верхнеюрской галогенной формации. При этом четко проявляется их приуроченность преимущественно к карбонатным породам разреза с некоторым смещением в сторону сульфатных отложений. Четкая приуроченность серного оруденения к определенному литолого-фациальному типу пород была одной из основных причин, позволивших некоторым исследователям на ранних этапах изучения серных месторождений считать их осадочными сингенетическими (Данов, 1936; Лаптиева, Мирошниченко, 1947; Алексенко, 1960, и др.). Однако позже накопился большой материал, который не оставляет сомнения в том, что промышленные серные месторождения в осадочных толщах — эпигенетического происхождения (Уклонский, 1940; Лазарев, 1963; Соколов, 1965; Юшкин, 1969; Попов и Шульженко, 1971, и др.).

В месте с тем для эпигенетических месторождений Средней Азии и других регионов сохраняется отмеченная выше закономерность — литологический контроль серного оруденения (Соколов, 1958; Коган, 1962; Юшкин, 1969; Отрешко, 1971; Попов, 1972, и др.).

Мощная верхнеюрская (киммеридж — титон) галогенная формация, за которой прочно укоренилось название «гаурдакская свита», согласно залегающей на толще известняков оксфорда мощностью до 700 м.

Нижняя ее часть (нижнегаурдакская подсвита — j_3^{hmsr1}) представлена гипсоангидритовой толщей с прослоями известняков мощностью от

270 до 400 м. На ней залегают толща каменной соли в верхней части с пластами и линзами сильвинитов и карналлит-сильвинитов (верхнегаурдакская подсвета — $j_3^{hm+igr_2}$). Мощность ее 350—450 м. Венчается разрез горизонтом покровных ангидритов мощностью от 5 до 40 м. Общая мощность галогенной формации 625—850 м.

Гипсоангидритовая толща, начиная от подошвы до ее средней части, содержит единичные или многочисленные пласты известняка, известняка с включениями порфиробластов ангидрита — ангидрито-известняка, доломитистые известняки и др. (Попов, 1972₁). Местами некоторые интервалы разреза обогащены включениями и ветвящимися прожилками известняка. Самые верхние карбонатные пласты имеют широкое площадное распространение. Они выделяются в маркирующий горизонт R, который разделяет гипсоангидритовую толщу на две пачки: нижнюю — карбонатно-сульфатную и верхнюю — сульфатную. В низах карбонатно-сульфатной пачки в прослоях ангидрита встречаются кремневые конкреции. С этой пачкой пород, отвечающей стратиграфическому интервалу галогенной формации от кровли известняков оксфорда до кровли маркирующего горизонта R, связано промышленное осернение. В разрезе сульфатной пачки размещается стратифицированная данбуритовая минерализация. Отмечается осернение в виде вкрапленности.

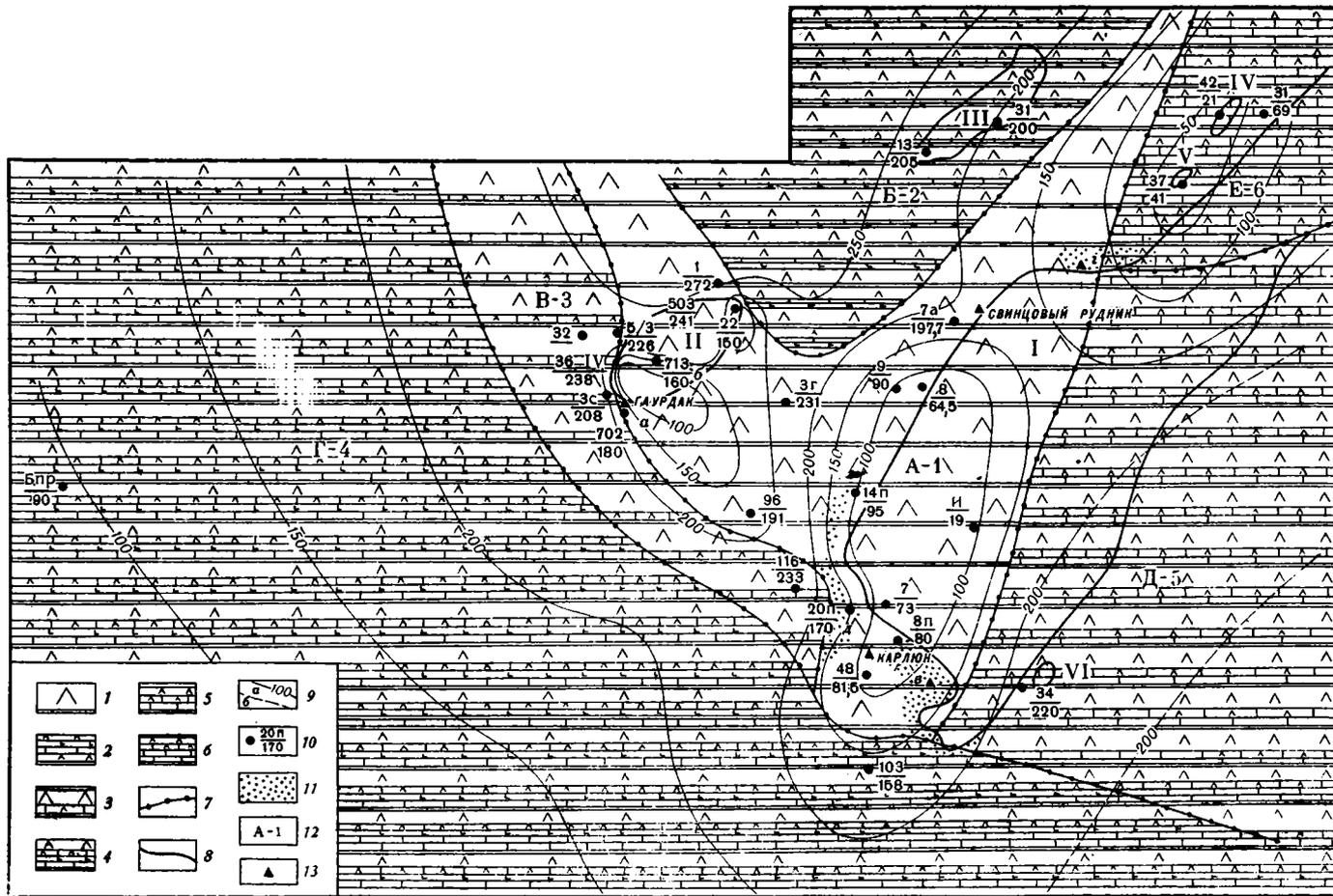
В статье на основании изучения разрезов в обнажениях и по скважинам (более 1000) нами впервые рассматриваются основные закономерности размещения литофациальных зон на территории Гаурдак-Кугитангского района для времени формирования карбонатно-сульфатной пачки. Выявлены благоприятные типы разреза этой части галогенной формации для локализации серного оруденения, а также палеотектонические и фациальные условия их формирования.

В самом конце оксфордского времени в связи с резкой аридизацией климата при продолжающемся общем воздымании территории начинается интенсивное засоление бассейна. В нижнекиммериджское время и позже происходило конседиментационное, в целом унаследованное развитие структурного плана рассматриваемой территории.

Для центральной части Гаурдак-Кугитангского района характерно неравномерное распределение мощностей карбонатно-сульфатной пачки, формирующейся в нижнекиммериджское время (фиг. 1). Оно выражено в концентрическом расположении изопахит 150—100 м и менее, в пределах локальных поднятий, на фоне мощностей 180—250 м. В современном структурном плане эти локальные поднятия соответствуют юго-западному, наиболее приподнятому блоку Гаурдакской складки, западному крылу Кугитангской антиклинали, а также площади в районе структур Патали и Хамкан.

Наличие поднятий и впадин, затрудняющих водообмен в бассейне галогенной седиментации, и интенсивное испарение обуславливают накопление изменчивой по составу и мощности карбонатно-сульфатной пачки. Максимальные значения мощностей установлены для центральной и северной части площади (зона А-1), характеризующейся разрезом почти мономинеральных ангидритов с маломощными (0,5—1,5 м) прослоями известняков и ангидритсодержащих известняков на различных стратиграфических уровнях и, реже, вблизи подошвы пачки (фиг. 2).

На севере (зона Б-2), в пределах структуры Тюбегатан и северо-восточного окончания Гаурдакского поднятия (скв. 22), в верхах разреза появляется пласт светло-серой каменной соли мощностью 1,5—15 м, на котором залегают ангидрит с примесью терригенно-глинистого материала буровато-красного цвета. В этой зоне коэффициент насыщенности разреза осадочными карбонатными породами, под которым понимается процентное отношение суммарной мощности слоев известняков и других



- | | | |
|--|--|--|
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |

осадочных карбонатных пород к мощности всей пачки в данном разрезе, равен 5—10%.

Более насыщена маломощными пластами внутрiformационных известняков, ангидрито-известняков и ангидритов с включениями известняков, преимущественно в нижней части разреза, фация развита в зоне В-3. Коэффициент карбонатности разреза этой зоны составляет 10—15%, а мощность пачки варьирует от 160 до 250 м.

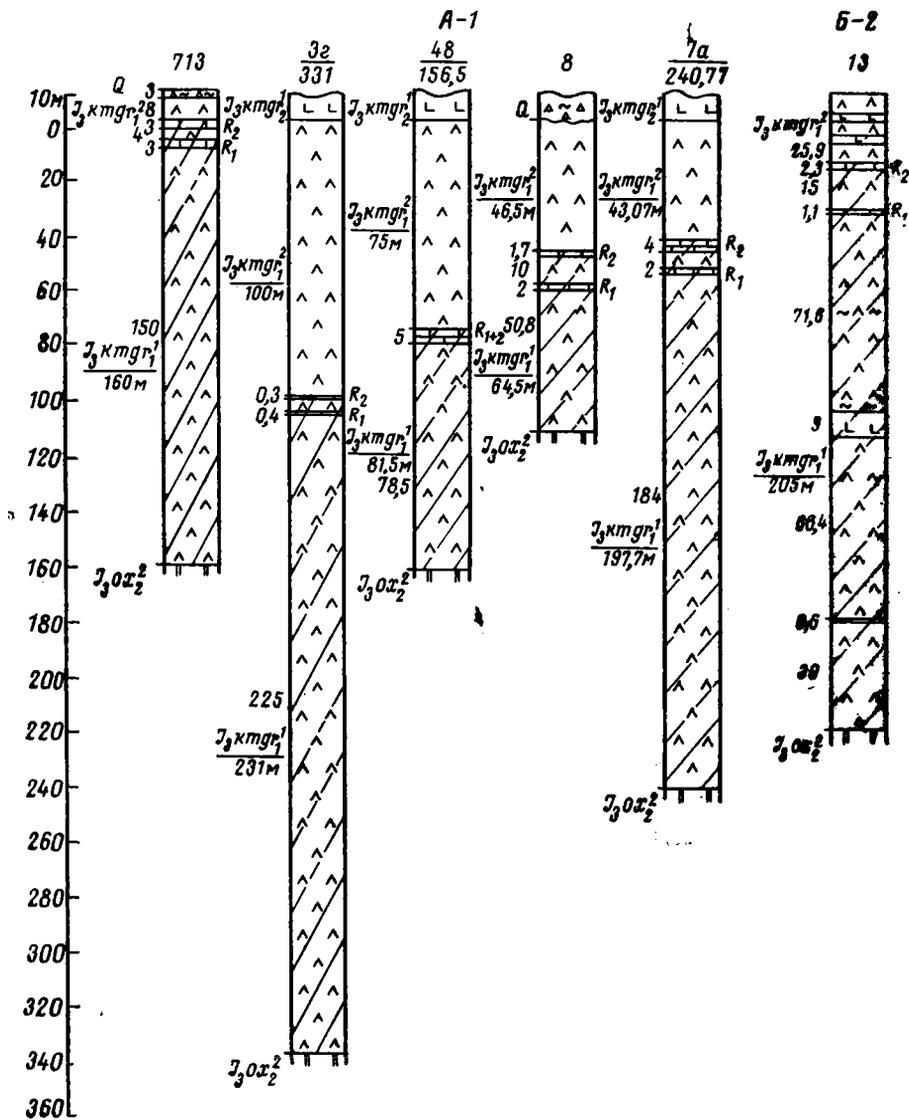
Фациальный переход между отложениями, развитыми в зонах Б-2 и В-3, осуществляется за счет постепенного выклинивания карбонатных пластов в восточной части зоны В-3. На юго-западе и юге от скважины 103 до Бешкентского прогиба прослеживается фация (зона Г-4) с еще большим накоплением карбонатов (коэффициент карбонатности разреза 15—25%). Для этой фациальной зоны характерно частое переслаивание пластов темно-серого пелитоморфного известняка и ангидрито-известняка с ангидритом в нижней части разреза и известняка, ангидрито-известняка, ангидрита и пластов каменной соли — в верхней. Кровля разреза венчается пластами известняка и ангидрито-известняка мощностью 1,5—3,0 м, синхронных известняку маркирующего горизонта *R*. Границы распространения рассматриваемой литофациальной зоны определены путем интерполяции разрезов между скважинами, пробуренными в центральной части района, скважиной 103 на Окузбулакской площади и группой скважин Бешкентского прогиба. Мощность отложений этой зоны в юго-западном направлении по направлению к Бешкентскому прогибу постепенно уменьшается от 200—250 до 90 м.

Набор литологических разновидностей пород и сложное их чередование в разрезе литофациальной зоны Г-4 свидетельствует о частой смене солености вод, определяющей садку карбонатов, сульфатов и галита. Отмеченные особенности, очевидно, определялись климатическими изменениями (Попов, 1972₂), а также большей тектонической подвижностью этого участка Гаурдак-Кугитангской площади.

Граница резкой смены фаций фиксируется за южной периклиналью Кугитангской антиклинали. Она, по-видимому, трассирует положение древнего субширотного разлома, активно влияющего в нижнекиммериджское время на распределение литофаций и их мощностей. На боль-

Фиг. 1. Литолого-фациальная карта с изопактами карбонатно-сульфатной пачки нижнегаурдакской подсвиты Гаурдак-Кугитангского района

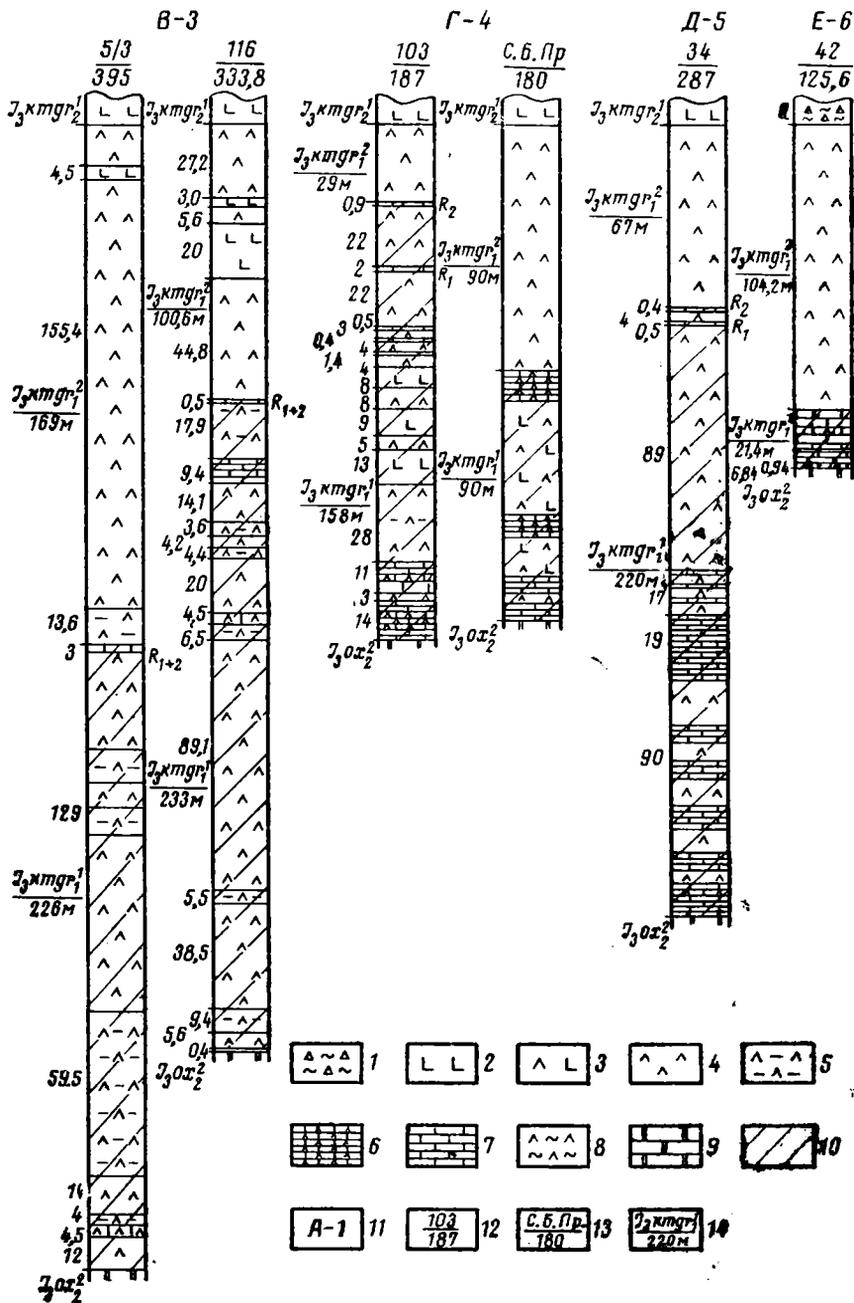
1 — сульфатная фация — ангидриты с маломощным (до 1 м) невыдержанным по протяжению пластом известняка. Коэффициент насыщенности разреза осадочными карбонатными породами ($K_{карб}$) равен 5—6%; 2 — карбонатно-сульфатная фация с маломощным пластом известняка или ангидрито-известняка и пластом галита мощностью 5—10 м в средней части разреза, $K_{карб}$ = 5—10%; 3 — карбонатно-сульфатная фация с маломощными пластами известняка и ангидрито-известняка в средней и нижней части разреза, $K_{карб}$ = 10—15%; 4 — карбонатно-сульфатная фация с пластами известняка, ангидрито-известняка и галита, $K_{карб}$ = 15—25%; 5 — карбонатно-сульфатная фация в нижней части разреза преимущественно известняковая, в верхней — ангидритовая, $K_{карб}$ = 25—30%; 6 — карбонатно-сульфатная фация (50—70 м) в нижней части известняки и ангидрито-известняки, в верхней — преимущественно ангидриты, $K_{карб}$ = 30%; 7 — границы литофаций; 8 — контуры выходов на поверхность верхнеюрских структур: Кугитангской (I), Гаурдакской (II), Тюбегатанской (III), Хамканской (IV), Паталинской (V), Ходжайканской (VI); 9 — изопакты карбонатно-сульфатной пачки: а — установленные, б — предполагаемые; 10 — номера (числитель) и глубина (знаменатель) скважин, по которым изучены разрезы карбонатно-сульфатной пачки нижнего киммериджа в пределах площадей: Гаурдакской — 1,22, 503,5/3, 713, 36/IV, 3С, 702; Карабильской — 3 г, 96, 116; западного склона Кугитангтау — 48, 8П, 11-П, 14-П; Имамкульды, 8, 7а; Окузбулакской — 103; Ходжайканской — 34; Паталинской — 37; Хамканской — 31,42; Тюбегатанской — 13,31; Бешкентский прогиб (группа разрезов) Б-пр (по данным Е. Н. Ждановой, 1964 г.); 11 — перспективные площади: на Гаурдакской структуре — Балаханинская (а), Бешбулакская (б), на западном склоне Кугитангтау: Кунджакская (в), Саятская (з), Кызылтушукская с сопредельными площадями (д); 12 — литолого-фациальные зоны, соответствующие определенным фациям (1—6); 13 — серопоявление



Фиг. 2 (начало)

шей площади своего распространения, кроме указанных выше точек, литофациальная зона, залегающая на значительных глубинах, пока нигде не вскрыта.

Другой, резко отличающейся по строению разреза, является литофациальная зона Д-5, расположенная в восточной части Гаурдак-Кугитангского района. Наиболее изучен Ходжаиканский участок, на котором отложения карбонатно-сульфатной пачки вскрыты рядом скважин (34, 35 и др.) на Кампрекской брахиантиклинали, осложняющей юго-восточное крыло Кугитангской антиклинали в зоне его сопряжения с юго-западным окончанием Ширабад-Келифской антиклинали и Байсунской синклинали. Южная и западная границы этой зоны проведены в субширотном и субмеридиональном направлениях путем интерполяции разрезов между скважинами Ходжаиканской (Кампрекской) площади и скважиной 103 на Окузбулаке, разрезом в ущелье Имамкульды и скважинами 48,8-П, 8, 7-а на западном крыле Кугитангской антиклинали.



Фиг. 2. Типовые разрезы по литолого-фациальным зонам нижнегаурдакской подсыты верхней юры Гаурдак-Кугитангского района

1 — четвертичные отложения; 2 — каменная соль; 3 — галит-ангидритовая порода; 4 — гипсоангидриты и ангидриты; 5 — ангидриты с включениями известняка; 6 — ангидрито-известняковая и известняково-ангидритовая порода; 7 — известняки киммериджа; 8 — ангидриты и ангидрито-гипсы с прослойками и включениями глин; 9 — известняки оксфордского яруса; 10 — продуктивная карбонатно-сульфатная пачка нижнего киммериджа; 11 — литолого-фациальная зона; 12 — типовые разрезы, в числителе — номер скважины, в знаменателе — истинная вскрытая мощность карбонатно-сульфатной пачки нижнего киммериджа; 13 — часть сводного стратиграфического разреза мезокайнозойских отложений Бешкентского прогиба (по Е. Н. Ждановой, 1964 г.); 14 — возраст и суммарная мощность отложений. Цифры слева от колонок — мощность слоев в м

Характерной ее особенностью является двухчленное строение разреза карбонатно-сульфатной пачки. Нижняя часть разреза преимущественно карбонатная, сложенная пелитоморфным известняком темно-серым с коричневатым оттенком с пластами ангидрито-известняка и ангидрита, верхняя — чисто сульфатная, сложена она ангидритом, перекрыта двумя — тремя маломощными (до 1,5 м) пластами темно-серого пелитоморфного известняка и ангидрито-известняка. Последние характеризуют общность палеогеографической обстановки литофациальной зоны Д-5 со всем Гаурдак-Кугитангским районом, существовавшей во время завершения формирования карбонатно-сульфатной пачки галогенной формации.

Строение разреза зоны указывает на то, что в раннем киммеридже здесь происходила продолжительная седиментация карбонатных осадков, прерываемая относительно небольшими периодами накопления сульфатов, тогда как в последующем сульфатная седиментация стала резко преобладающей. Следует отметить весьма постепенный переход известняков раннего киммериджа к известнякам оксфорда (скв. 34, 35, 103 и др.), что отражает унаследованность условий осадконакопления.

Западная граница зоны, характеризующая резкую смену фациальных условий, проведена условно. В современном структурном плане она совпадает с осевой линией Кугитангской антиклинали. Здесь отложения зоны соприкосновения фаций уничтожены эрозией, а восточнее, по Кугитангскому взбросо-сдвигу, опущены на глубину 700—800 м.

На северо-востоке Гаурдак-Кугитангской площади расположена литофациальная зона Е-6. В этой зоне карбонатно-сульфатная пачка, по данным скважин 31, 37 и 42, сложена темно-серым пелитоморфным известняком, переходящим через маломощные пласты ангидрито-известняков в ангидриты. Коэффициент насыщенности разреза карбонатными породами более 30%.

Далее на север, за пределами исследуемой площади, на кровлю оксфорда ложится сульфатная пачка, что дает основание говорить о длительном перерыве в осадконакоплении. В это время южнее формировались породы карбонатно-сульфатной пачки. Известняки кровли оксфорда в этом районе брекчированы, и некоторые исследователи (Екшибаров, 1962), на наш взгляд совершенно справедливо, предполагают здесь подводный размыв в начале киммериджского века. Вместе с тем брекчевидные породы образуются также при эпигенетическом изменении ангидрито-известняков карбонатно-сульфатной пачки раннекиммериджского времени (Попов, 1972₁). Очень интересный вопрос образования и распространения брекчированных пород на границе оксфорда и киммериджа остается недостаточно изученным.

Наиболее интересные сведения были получены в результате структурно-фациального анализа на площади юго-западной периклинали Гаурдакского поднятия и Гаурдакского месторождения серы, где пробурена густая сеть разведочных скважин и имеются значительные выходы на дневную поверхность карбонатно-сульфатной пачки. Установлено, что Гаурдакское месторождение серы расположено в пределах полосы резкого перепада (на расстоянии 2—3 км) мощностей карбонатно-сульфатной пачки — от 60 до 180 м.

По изопаките 150 м вырисовывается локальное поднятие дна оксфордского бассейна в виде овала, вытянутого в северо-западном направлении. Размеры его 12—17×2—8 км, высота 140—200 м. Склоны короткие — 1,5—2,0 км, с углами 6—10°. Однако крутизна северного склона, по-видимому, превышала 20°, так как здесь отмечен особенно резкий перепад мощностей. В современном структурном плане — это наиболее приподнятый юго-западный блок Гаурдакской антиклинали, ограниченный с северо-востока Карачинской зоной разломов, с северо-запада — Западногаурдакским флексурным перегибом, с юго-запада — Узункудук-

ским разломом. Юго-восточная ее часть опущена на значительную глубину Шурчинским сбросом и пока не изучена. Тектоническое развитие этой палеоструктуры прекратилось в оксфорде, а в раннем киммеридже она была погребена под толщей хемогенных осадков.

В юго-западной части Гаурдакского поднятия установлена зона сложного переплетения фаций, оконтуривающая подковообразной полосой чисто сульфатные отложения, заключенные в изопакхите 60 м и тяготеющие к вершине этой части структуры. По внешнему контуру указанной полосы, ширина которой равна 1,2—2 км, распространена фация галогенной формации, в разрезе которой среди ангидритов залегают незначительной мощности пласты ангидрито-известняков, ангидритов с включениями известняков и известняков. Они выдержаны по простиранию и тяготеют к подошве и к средней части сульфатного разреза. Кровля пачки представлена известняками маркирующего горизонта *R* мощностью 1—10 м.

Полоса переплетения фаций характеризуется сложнопостроенными разрезами с совершенно не поддающимися корреляции пластами известняка, ангидрито-известняка, ангидрита с включениями известняка и почти мономинерального ангидрита, то перемежающихся и часто повторяющихся в разрезе, то создающих явное преобладание той или иной разновидности осадочных пород.

Распределение фаций и мощностей в отложениях с таким типом разреза происходило под влиянием структуры, выступающей в виде отдели, а возможно, и в виде острова среди бассейна галогенной седиментации в зоне перехода от фации с незначительной садкой карбонатов к чисто сульфатной фации.

Строение разреза дополнительно усложнялось подводными оползнями и мутьевыми потоками, которые транспортировали со склонов отдели не успевшие консолидироваться химические осадки в более пониженные участки; происходило смешение карбонатных и сульфатных илов в различных соотношениях. Из таких илов карбонатно-сульфатного или сульфатно-карбонатного состава в процессе диагенеза возникли все разновидности пород, наблюдаемые в разрезе: ангидриты с включениями и ветвящимися прожилками известняка, ангидрито-известняки, известняки и др. (Попов 1972,).

Установлено, что сероносные зоны Гаурдакского месторождения контролируются отложениями со сложнопостроенными разрезами и приурочены к их карбонатно-сульфатным и сульфатно-карбонатным частям.

В целом по месторождению повышенное значение коэффициента насыщенности разреза осадочными карбонатными породами соответствует полосе замещения фаций, причем по ее внутреннему контуру развиты участки с резким перепадом значений от фоновых 5—10% до максимальных 40—50%, тогда как у внешнего контура эти значения более равномерные, а фоновые составляют 10—15%. Следует отметить, что на V участке месторождения коэффициент насыщенности разреза осадочными карбонатами резко снижается до 10—15% при фоновом 5%, характерном для чистых ангидритов.

Анализ структурно-литологической карты подошвы карбонатно-сульфатной пачки галогенной формации площади месторождения показывает, что трассируемые по данным бурения зоны разломов и трещиноватости способствовали образованию серных залежей лишь в местах пересечения ими ангидрито-известняков. Эта закономерность четко выражена как в плане, так и в разрезе. Выявились довольно значительные площади чистых сульфатов и локальные участки известняков нижнего киммериджа, где при наличии местами интенсивных зон трещиноватости и разломов серные руды не образовались. Вместе с тем, когда эти зоны трещиноватости на других гипсометрических уровнях пересекали

ангидрито-известняки, формировались серные залежи, иногда значительных размеров.

Выявленные на Гаурдакском месторождении литолого-фациальные закономерности локализации серных залежей позволили оценить перспективы сероносности всего Гаурдакского поднятия. На большей северо-восточной части этой структуры карбонатно-сульфатная пачка ниже гаурдакской подбиты имеет мощности 200—220 м, которые распределяются равномерно, постепенно увеличиваясь с юго-востока на северо-запад. Разрез описываемого стратиграфического интервала здесь представлен чистыми ангидритами, в кровле постепенно переходящими в известняки горизонтов R_1 и R_2 . Мощность нижнего пласта известняков R_1 на юго-восточном крыле равна 0,7—1,0 м, на северо-западном, в сая Акбулак, увеличивается до 10—15 м, частично за счет слияния с верхним горизонтом известняка R_2 . Мощность последнего варьирует от 0,5 до 1,5 м.

Бурением значительного количества скважин в разных местах этой части Гаурдакского поднятия самостоятельных пластов осадочных сульфатно-карбонатных пород, залегающих в ангидритовой толще, вблизи кровли оксфорда, не установлено. Ангидрито-известняки установлены лишь в приконтактных частях с известняками горизонта R . Ни в одной из этих скважин оруденение не обнаружено, хотя по трещинам в известняках оксфорда почти повсеместно развита серная минерализация.

Единственная скважина 503, расположенная в устье сая Акбулак, выявила небольшой пласт (мощностью 0,3 м) ангидрито-известняка, представляющий собой нормальный стратиграфический переход от известняков оксфорда к ангидритам карбонатно-сульфатной пачки нижнего киммериджа. По этому пласту ангидрито-известняка получила развитие серно-кальцитовая минерализация с промышленным содержанием серы.

На площади бассейна галогенной седиментации, отвечающей северо-восточной части Гаурдакского поднятия, происходило спокойное и длительное накопление сульфатных осадков, прерванное лишь в период накопления известковых илов горизонтов R_1 и R_2 . Отложения с таким типом разреза, как было показано выше, неблагоприятны для локализации в них серного оруденения. Вот почему площадь Гаурдакского поднятия, расположенная северо-восточнее Карачинской зоны разломов, можно считать бесперспективной в отношении выявления в ее пределах крупных залежей серы промышленного значения. Однако при наличии зон разломов возможно обнаружение осерненных пород в верхней части карбонатно-сульфатной пачки, в которой местами имеются ангидрито-известняки значительной (до 10—15 м) мощности, подстилающие и перекрывающие известняки маркирующих горизонтов R_1 и R_2 . Подтверждение сделанным выводам мы видим на примере Акбулакской зоны разломов, где скважины в настоящее время не вскрывают серного оруденения.

Высокоперспективными на Гаурдаке являются Балаханский участок на юго-востоке юго-западного погружения структуры и Бешбулакский, расположенный в северо-восточной части юго-западного блока Гаурдакского поднятия. Здесь наряду с имеющимися благоприятными предпосылками (тектонической, литологической, геоморфологической, гидрохимической и др.) предполагается пока неизученная часть зоны переплетения фаций.

На востоке Гаурдак-Кугитангского района изопакитами 100 и 150 м выделяется другая, более значительных размеров, чем Гаурдакская, мелководная часть оксфордского бассейна, вытянутая в виде овала в субмеридиональном направлении. Длина ее по изопаките 100 м равна 35 км, ширина в северной части до 18 км, на юге она клиновидно сужается до 3—4 км. Карбонатно-сульфатная пачка здесь представлена чисто

сульфатным разрезом и имеет в центральной части контура мощности 70—80 м.

С востока, с юга и, частично, с запада с ней граничат фациальные зоны, содержащие от 10—15 до 20—25% осадочных карбонатов. Положение этой структуры в поле соприкосновения фаций, резко различных по строению и составу, позволяет предполагать ее активное влияние на распределение мощностей и состава отложений в процессе осадконакопления. Обстановка, подобная Гаурдакской зоне переплетения фаций, здесь могла возникнуть, по-видимому, на значительной площади по южному и восточному крылу палеоструктуры. В современном структурном плане описываемая площадь слагает часть западного крыла Кугитангской антиклинали. Здесь доступно изучению с поверхности и мелкими буровыми скважинами сильно эродированное восточное крыло палеоструктуры, сложенное гипсоангидритами. В них выявлены Ходжакараульское и Карлюкское серопроявления, связанные с пластинчатыми гипсами и реже с гипсокальцитовой породой. По нашим построениям последнее попадает в зону смещения с юго-западной малокарбонатной фацией (скв. 116) и поэтому серное оруденение в нем слабо проявлено. Однако этот участок еще слабо изучен и нуждается в дополнительном изучении.

Несомненный интерес представляет Кызылтумшукский участок. Здесь в 1969—1972 гг. в четвертичных отложениях Кугитангдарьи буровыми скважинами околтурено, пока еще не полностью, крупное серопроявление. Важно, что упомянутые серопроявления попадают в выделяющуюся по склону оксфордской структуры зону переплетения фаций. Центральная и восточные части ее в настоящее время полностью уничтожены эрозией.

Южная часть выделяемой зоны замещения фаций (скв. 48), как и все глубоко погруженные участки карбонатно-сульфатной пачки района, перекрытые толщей солей и вышележащих меловых отложений, очевидно, не несет промышленного серного оруденения. В подобной обстановке обычно встречаются весьма редкие маломощные прожилки и гнездобразные включения серы, представляющие минералогический интерес.

Однако на участке Ходжайкан скважиной 34 встречено осернение значительной мощности, местами с промышленными содержаниями, хотя оно залегает под мощным покровом вышележащих ангидритов, каменных солей и красноцветов неокома. Объясняется это тем, что произошло боковое гидрогеологическое раскрытие структуры в результате образования глубокого эрозийного вреза, проходящего вдоль восточного склона Кугитангтау. В свете этих данных, на наш взгляд, настало время провести буровыми скважинами оценочные работы на отдельных участках глубокого залегания, перспективных по литолого-фациальным и тектоническим предпосылкам. В частности, с невыясненными перспективами является площадь западной половины долины реки Кугитангдарья, протягивающаяся от участка Кызылтумшук в северном направлении до горы Ходжакараул (скв. 14-п) и в южном на 4—5 км вдоль правого борта долины. Здесь под частично эродированными красноцветами неокома и солями киммеридж-титона намечается зона переплетения фаций карбонатно-сульфатной, подходящей с юго-запада, и сульфатной, а также граница относительно резкого перепада (от 200 до 80 м) мощностей продуктивной пачки. Кроме того, вблизи этой площади трассируется одна из ветвей Узункудукского разлома.

К высокоперспективным относится площадь, названная нами Кунджакской. Эта площадь расположена вблизи южного периклинального погружения Кугитангской антиклинали, где продуктивная пачка ангидрито-известняков перекрыта мощным чехлом четвертичных отложений. На дневной поверхности она сохранилась лишь северо-западнее устья сая Чинджир в виде незначительных выходов гипса с примесью крас-

ных глин, выполняющих карстовые полости. Площадь расположена в пределах местных географических пунктов: источник Карабулак, развалины Кунджак, источник Окузкайнар, южное подножье гор Караджумалак до ущелья Кампрек. Протяженность ее 8—10 км, ширина 2—4 км.

Нельзя не отметить очень высокие содержания (до 1300 мг/л) сероводорода в подземных водах верхнеюрского водоносного горизонта, установленные в скв. 41-К на северо-западе Кунджакской площади и в источнике, выклиниваемом близ Окузкайнара, в ее центральной части. Положительные гидрохимические показатели (Попов, 1972₂), а также, очевидно, довольно высокая водообильность водоносного горизонта, которую можно предполагать по интенсивности самоизлива скв. 41-К, дают основание считать площадь весьма перспективной. Важно также, что вдоль нее в юго-восточном направлении проходит ветвь Узункудукского разлома.

Другая перспективная площадь, заслуживающая изучения, расположена на западном склоне Кугитангтау, в 10 км на северо-восток от поселка Свинцовый рудник, в районе кишлака Саят. На Саятской площади предполагается неглубокое залегание карбонатно-сульфатной пачки нижнего киммериджа, образовавшейся в зоне смещения существенно-карбонатной и чисто сульфатной фаций, и проходит зона разломов северо-западного простирания.

Коротко следует остановиться на результатах поисковых работ на структурах Патали, Хамкан и северо-восточнее, в пределах северо-западного крыла Кугитангской и Байсунской (участок Курходжа) антиклиналей. Здесь повсюду развита потенциально благоприятная для серного оруденения карбонатно-сульфатная пачка нижнего киммериджа (литофациальная зона Е6). Однако в ней выявлены лишь незначительные проявления серы, развитые преимущественно по тонким трещинам в ангилрито-известняках. Почти полное отсутствие эпигенетических изменений вмещающих пород указывает на отсутствие благоприятных гидрохимических предпосылок. Верхнеюрский водоносный горизонт, находящийся здесь на значительно более низком гипсометрическом уровне, чем изученные бурением площади, остался не изученным.

Отсутствие промышленного серного оруденения на Тюбегатанской площади при наличии ряда благоприятных геологических предпосылок (тектонических, неотектонических, гидрохимических) определяется главным образом незначительной карбонатностью карбонатно-сульфатной пачки нижнего киммериджа (см. фиг. 2).

На большом фактическом материале по Гаурдак-Кугитангскому району и смежным территориям видно, что среди геологических предпосылок одной из главных, определяющих формирование промышленных серных месторождений в осадочных толщах, является литолого-фациальная. И она непременно должна лежать в основе прогнозных и поисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексенко И. И.* Роль литолого-фациального фактора в размещении месторождений серы Предкарпатского бассейна.— Тр. ГИГХС, 1960, вып. 6.
- Данов А. В.* Об условиях образования месторождений серы в Средней Азии.— Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 83.
- Екшибаров С. В.* Тектоника и нефтегазоносность Юго-Западного Гиссара. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1962.
- Коган В. Д.* Основные закономерности размещения серных руд Гаурдака.— Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 3.
- Лазарев П. С.* Геологические особенности строения и вопросы генезиса серных залежей Гаурдакского месторождения. В Информ. бюл.: Промышленность горнохимического сырья и природных солей, 1963, вып. 1.
- Лаптиева Е. М., Мирошниченко В. П.* О разрезе Гаурдакской толщи и времени образования сероносных залежей Гаурдака.— Изв. Туркм. ФАН СССР, 1947, № 1.

- Отрешко А. И.* Сероносные провинции Европейской части СССР. Казань, Изд. Геол. ин-та, 1971.
- Попов В. С.* К литологии ангидритовой толщи Верхнеюрской галогенной формации юго-западных острогов Гиссарского хребта в связи с ее сероносностью.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 5.
- Попов В. С.* Об образовании метасоматических серных месторождений в осадочных толщах.— Докл. АН Уз ССР, 1972, № 2.
- Попов В. С., Шулъженко В. Н.* Перспективы сероносности Средней Азии.— В сб.: Пути развития минерально-сырьевой базы горнорудной промышленности Средней Азии. Ташкент. Изд-во САИГИМС, 1971.
- Соколов А. С.* Геологические закономерности строения и размещения осадочных месторождений самородной серы.— Сов. геология, 1958, № 5.
- Соколов А. С.* О генезисе месторождений самородной серы.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 2.
- Уклонский А. С.* Парагенезис серы и нефти. Ташкент, Изд-во Узб. фил. АН СССР, 1940.
- Юшкин Н. П.* Минералогия и парагенезис самородной серы и его место в общей схеме катагенеза.— В сб.: Геология месторождений самородной серы. М., «Недра», 1969.

Кугитангская геологоразведочная экспедиция
Управления геологии СМ ТССР,
пос. Гаурдак
Среднеазиатский научно-исследовательский
институт геологии и минерального сырья,
Ташкент

Дата поступления
10.V.1977

УДК 552.53 : 551.762(575)

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ СОЛЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕЮРСКОЙ
ГАЛОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ ЮГА СРЕДНЕЙ АЗИИ**

Р. Г. ОСИЧКИНА

На основании детального химического изучения соляных пород гаурдакской свиты (верхнеюрская галогенная формация юга Средней Азии) сделано заключение, что главными причинами, приведшими к образованию специфичных по составу и структуре соляных отложений, являются процессы метаморфизации морской воды и рассолов верхнеюрского солеродного бассейна, утрата маточных рассолов, близких по составу к эвтоническим, интенсивные вторичные преобразования соляных пород.

Быстрый и неуклонный рост потребления калийных удобрений определяет необходимость столь же стремительного увеличения их производства, в основном за счет строительства новых предприятий. В связи с этим проблема поисков и освоения месторождений калийных солей, особенно в восточных районах страны, удаленных от центров калийной промышленности (Урал, Белоруссия, Украина), продолжает оставаться одной из важнейших.

До недавнего времени развитие калийной промышленности в Средней Азии сдерживалось отсутствием разведанных месторождений калийных солей, хотя уже давно известно, что здесь на площади не менее 300—400 тыс. км² развита мощная толща галогенных пород, содержащая калийные соли. Прогнозные запасы калийных солей в этом регионе — 200—250 млрд. т (Петров, Чистяков, 1964; Попов, 1968; Седлецкий, 1972, и др.).

Для решения вопроса о промышленной эксплуатации среднеазиатских калийных месторождений необходимо провести уточнение геологических и экономических показателей, базирующихся на знаниях строения и размещения калиеносных залежей, особенностях их химического состава, определяемых генезисом. Однако фактического материала, позволяющего выяснить многие неясные литолого-фациальные, стратиграфические и геохимические особенности среднеазиатской калиеносной провинции, совершенно недостаточно. Таким образом, наличие сырьевой базы, промышленное освоение которой тормозится недостаточной ее изученностью, определяет необходимость всестороннего изучения этого крупного соленосного бассейна, в частности выяснения химического состава соляных отложений, их геохимических особенностей и физико-химических условий формирования.

Одной из важных задач при этом является получение фактического материала, раскрывающего закономерности распределения, причины рассеяния и концентрации микроэлементов в соляных породах и минералах, а также выяснение форм их нахождения для генетических построений, обоснования генетических критериев поисков калийных солей в исследуемом регионе, а также в связи с постановкой вопроса о попут-

ном их извлечении при комплексной переработке соляных пород. В соответствии с поставленными задачами нами проведено массовое опробование kernового материала скважин Тюбегатанского, Акбашского, Лялимканского, Ходжаиканского, Карабильского, Карлюкского и других месторождений и его химическое изучение.

Анализ включал определение главных компонентов соляных пород и микроэлементов — Вг, В, Li, Rb, Cs, Tl, Cu, Мп, Fe. Анализировались также карбонатно-глинистые образования — галопелиты, сопровождающие соляные породы. При этом использовались не только химические и инструментальные методы анализа (пламенная спектрофотометрия, фотокolorиметрия и др.), но и термография, иммерсия, рентгенография, электронная микроскопия и другие методы. Это позволило получить детальную картину изменения состава пород и смену фаций в вертикальных разрезах и по площади бассейна. Обилие аналитических данных вызвало необходимость их статистической обработки на ЭВМ. Такая обработка проводилась нами для получения объективных количественных показателей, необходимых для правильности геохимических выводов.

Одной из первых операций, выполняемых при этом, является нахождение функции распределения, определяющее возможность применения к изучаемой совокупности приемов математической статистики и имеющее большое генетическое значение. О характере и силе связи между компонентами судили по значениям коэффициентов корреляции и уравнениям регрессии. Для правильности геохимических выводов весьма важно было также объективно решать вопрос, существенна или несущественна (т. е. закономерна или случайна) разница между средними содержаниями компонентов и их дисперсиями в породах, разрезах, месторождениях.

Расшифровка на этой основе процесса образования соляных отложений проводилась с применением физико-химических диаграмм солевых равновесий систем «морского» типа, результатов экспериментальных исследований по испарению морской воды и поведению микроэлементов в этом процессе. Это позволило объективно и с достаточной степенью надежности (по нескольким показателям) решать вопросы генезиса калийных солей.

Проведенные исследования показали, что верхнеюрская галогенная формация в пределах юго-западных отрогов Гиссарского хребта (выделяемая под названием гаурдакской свиты) имеет пятичленное строение: подстилающий ангидрит, подстилающая каменная соль, калиеносная толща, покровная каменная соль, покровный ангидрит. Такое строение в целом сохраняется для всех изученных месторождений, однако мощность, строение и литологический состав комплексных пачек изменяются и существенно зависят от положения, занимаемого месторождением в солеродном бассейне.

Месторождения, расположенные в северо-восточной части бассейна, — Тюбегатан, Акбаш, Лялимкан — имеют менее мощные калийные пласты в основном сильвинитового состава и повышенное содержание галопелитов. В Ходжаиканском, Карлюкском, Карабильском месторождениях, расположенных в юго-западной части бассейна, калийные пласты отличаются значительной мощностью при большем числе их в разрезе. Широкое развитие здесь получают смешанные сильвинит-карналлитовая и карналлитовая породы, несущие следы разложения карналлита. Основными породообразующими минералами являются галит, сильвин, карналлит, составляющие 90% всей соляной толщи; на сульфатные минералы (главным образом ангидрит) и карбонатно-глинистый материал (галопелиты) приходится до 10%.

Структура пород преимущественно порфиробластовая, характерная особенность их — отсутствие сезонной слоистости.

Галопелиты, сопровождающие соляные породы, отличаются повышенной карбонатностью и содержат значительно меньше глинистой фракции (до 37%) по сравнению с галопелитами галогенных формаций Старобинского и Верхнекамского бассейнов (52—72%). Таким образом, характерными чертами исследуемых отложений являются: их бессульфатность, т. е. отсутствие растворимых сульфатных солей натрия, калия и магния; отсутствие признаков первичных структур и текстур, а также относительная «чистота» соляных пород.

Как установлено исследованиями Н. С. Курнакова (1896), А. Е. Рыковского (1932), Г. Г. Уразова (1930), М. Г. Валяшко (1952, 1962), образование бессульфатных калийных отложений происходит из метаморфизованных морских рассолов, причем в зависимости от степени их метаморфизации меняются состав и стратификация соляных пластов. Сопоставление теоретических колонок соляных отложений с реальными показало, что формирование исследуемой соленосной толщи происходило из наддонных рассолов, утративших около 65% ионов SO_4^{2-} , содержащихся в морской воде (Валяшко, 1962; Борисенков, 1973). Бессульфатный характер калийных соляных пород в основном был обусловлен длительным протеканием процесса метаморфизации исходной рапы на подготовительной стадии. Именно на этом, наиболее длительном этапе существования верхнеюрского солеродного бассейна произошло образование избыточных количеств сульфата кальция в виде мощной толщи подстилающего ангидрида (~300—400 м), который следует отнести не только за счет нормального выпадения в соответствии с установленным порядком кристаллизации солей, но и за счет процесса метаморфизации.

Дальнейшее развитие последнего создает возможность перехода рассолов из сульфатного в хлоридный гидрохимический тип, что приводит к появлению в составе рассолов CaCl_2 , который при благоприятных соотношениях жидкой и твердой фаз может образовать тахгидрит ($\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$). Петрографически этот минерал в породах нами не установлен, однако данные химического анализа дают основание предполагать его присутствие в некоторых интервалах калийных пластов.

Эта стадия метаморфизации осуществляется при захоронении межкристалльных маточных рассолов, мигрирующих в участки конседиментационного прогибания бассейна.

Реальность процесса метаморфизации может быть подтверждена парагенезисом солевых и карбонатно-глинистых включений. Экспериментально установлено (Валяшко, 1962, 1975), что в результате процессов метаморфизации на первом этапе образуются гипс, основные карбонаты магния, а на втором этапе, в результате обмена Mg^{2+} раствора на Ca^{2+} карбоната кальция, кальциевых силикатов или алюмосиликатов, образуются магнезит, доломит и магниевые силикаты и алюмосиликаты (типа сепнолита и хлорита).

Увеличение магнезиальности карбонатов и глинистых минералов, сопровождающее развитие процесса метаморфизации, четко проявляется с повышением стадии соленакпления как в разрезах, так и по площади бассейна. Так, в Тюбегатане и Акбаше отношение $\text{CaCO}_3 : \text{MgCO}_3 > 1$ в 60% проб, а в Ходжаикане число проб с таким соотношением падает до 30%, в Карлюке и Карабиле они составляют всего 4,2%. В обратной последовательности наблюдается возрастание величины коэффициента доломитизации $K_{\text{дол}}^1$ и число проб с высокими значениями этого коэффициента. В Тюбегатане обычные пределы колебаний $K_{\text{дол}}$ от 40 до 60%.

$$^1 K_{\text{дол}} = \frac{\text{MgCO}_3}{\Sigma (\text{MgCO}_3 + \text{CaCO}_3)}, \%.$$

в редких случаях 89—90%. В Ходжаикане такие значения преобладают, а в Карабиле и Карлюке значения $K_{\text{дол}} = 40—50\%$ — исключение. Содержание MgO в гидрослюдах из калийных пластов достигает 19,6%; установлен хлорит.

Наличие в породах мелкодисперсного ангидрита карбонатов магния переменного состава при значительно меньшем количестве доломита и магнезиальных гидрослюдов приводит нас к заключению, что главным агентом метаморфизации следует признать бикарбонатно-кальциевые воды и, в меньшей степени, породы, содержащие кальций.

Установление соответствий ассоциации карбонатно-глинистых минералов с соляным парагенезисом позволяет утверждать важную роль фациальной среды в перестройке терригенных глин.

Полученный фактический материал свидетельствует о том, что процессы метаморфизации в верхнеюрском бассейне на разных этапах существования и в разных его частях протекали с различной и интенсивностью, отражая необратимые взаимодействия рассолов с метаморфизирующими компонентами, поставляемыми континентом.

Следует отметить еще одну отличительную черту верхнеюрского галогенеза, которая способствовала образованию бессульфатных соляных пород: незавершенность полного цикла соленакопления вследствие утраты маточных рассолов, близких по составу к эвтоническим, а следовательно, обогащенных хлоридами и сульфатами магния (а также литием, бором и другими микроэлементами). Последнее обстоятельство оставляет возможность обнаружения локализации сульфатных калийных солей в верхнеюрском солеродном бассейне при его дальнейшем исследовании.

Состав метаморфизованной материнской рапы, утратившей ион SO_4^{2-} в количествах, обусловивших образование бессульфатных калийных отложений (сильвина, карналлита) при общей тенденции процесса к дальнейшему элиминированию иона SO_4^{2-} , дает основание рассматривать ее как четырехкомпонентную систему из Na, K, Mg, Cl + H₂O, подчиняющуюся законам фазовых состояний (Справочник экспериментальных данных..., 1954).

Наблюдаемые в отложениях парагенезисы солевых минералов находятся в соответствии с фазовыми равновесиями солей этой системы, которую можно рассматривать как теоретическую модель рассолов верхнеюрского солеродного бассейна на высших этапах его осолонения.

Необходимо при этом учитывать, что мощность отложений каждой соли, определенная по разрезу, не отражает относительного содержания ее в исходном растворе, а свидетельствует об условиях соленакопления. В частности, образованию калийных пластов большой мощности способствовала относительная чистота толщи каменной соли и наличие в ней сравнительно редких и не выдержанных по площади пластов ангидрита и галопелитов, не оказывающих, в силу этого, консервирующего действия на межкристалльные рассолы.

Другая весьма характерная черта верхнеюрских отложений — порфири-областная структура и отсутствие сезонной слоистости.

На основании петрографических данных многими исследователями высказывались предположения о том, что соляная толща гаурдакской свиты локально подвергалась длительному и активному воздействию вторичных процессов, однако масштабы и причины, обусловившие их, и условия осуществления оставались дискуссионными и не находили решения в свете имеющихся данных. Важные сведения для выяснения указанных вопросов дает изучение содержания и распределения в солях микроэлементов, изоморфных с главными, содержание которых в твердых фазах определяется величиной коэффициентов распределения и интенсивностью вторичных процессов. К их числу относятся в первую оче-

редь бром и рубидий; менее изучены в этом отношении, но весьма перспективны цезий и таллий.

Известно, что для сильвина характер распределения брома и рубидия совпадает; содержание обоих элементов в первых порциях кристаллов сильвина будет наиболее низким и по мере дальнейшей кристаллизации постепенно возрастает. В случае перекристаллизации сильвина при потере маточных растворов минерал будет обедняться бромом и рубидием, поскольку величины коэффициентов распределения обоих элементов < 1 .

Для карналлита характерна обратная корреляция этих элементов, так как величина коэффициента распределения брома между кристаллами карналлита и раствором < 1 , а рубидия > 1 . В связи с этим содержание брома по мере кристаллизации будет возрастать от первых кристаллов карналлита к последним, а рубидия — снижаться. При переотложении должно происходить обеднение этого минерала бромом и обогащение рубидием.

Образование сильвина в калийных отложениях возможно несколькими путями: кристаллизация минерала из сгущающейся морской воды; при инконгруэнтном разложении карналлита; кристаллизация из рассолов, образовавшихся при растворении ранее отложенного сильвинита. Образование карналлита также может происходить в процессе сгущения морской воды и из рассолов, ранее растворивших карналлитовые залежи.

Каждому из этих случаев соответствуют вполне определенные экспериментально установленные содержания брома, рубидия и соответствующие им значения $\frac{Br}{Cl} \cdot 10^3$ и $\frac{Rb}{K} \cdot 10^4$ (Валяшко, Петрова, 1976).

Характерная особенность всех исследованных отложений — низкое содержание брома (Осичкина, Джумахлычев, 1977) в соляных породах по сравнению с нормальными содержаниями, установленными для соляных минералов, кристаллизующихся при испарении морской воды. Вычисление значения бром-хлорных отношений и относительных бром-хлорных коэффициентов (Петрова, 1976)¹ для различных соляных пород по ряду скважин подтвердило, что дефицит брома составляет для калийных солей 90—60%, для галита — 60—80%. Следует отметить также весьма монотонный характер изменения бром-хлорных отношений по разрезам в отличие от нормальных стратиграфических колонок морских отложений, обладающих тенденцией к нарастанию величины бром-хлорного отношения вверх по разрезу. Вычисленные нами средние значения относительного бром-хлорного коэффициента для месторождений показали, что возрастание содержаний брома совпадает с нарастанием калиености: K_{Br} в Акбаше равен 19, в Тюбегатане — 25, в Гаурдаке — 45, в Карлюке — 46.

Нами детально рассмотрены закономерности распределения брома в соляных отложениях, а также причины, которые могли привести к обеднению их этим элементом. Анализ всех факторов (влияние вод континентального стока, процессы сорбции и др.) приводит к выводу, что основные потери брома связаны с перекристаллизацией солей после потери значительной части маточных рассолов. Только перекристаллизацией осадка на раннем диагенетическом этапе можно объяснить различия в величине относительных бром-хлорных коэффициентов калийных солей и галита, находящихся в непосредственном контакте и, следовательно, кристаллизовавшихся из одного и того же рассола.

¹ Относительный бром-хлорный коэффициент — количественная оценка отклонений фактического бром-хлорного коэффициента от минимального нормального значения этого коэффициента для пород того же солевого состава, выраженная в виде математического отношения, в %.

Важным аргументом в пользу высказанной точки зрения является также содержание в породах рубидия и величина рубидий-калиевого отношения. Содержания рубидия в сильвинитах и карналлитах большинства изученных проб в 5—10 и более раз превосходят значения, установленные для первичных образований (Осичкина, Джумаклычев, 1977). Сравнение полученных нами данных с результатами экспериментальных исследований по содержанию рубидия в первичных и вторичных соляных минералах (Петрова, 1974) утверждает нас в мысли о том, что высокие содержания рубидия в сильвинитах гаурдакской свиты унаследованы ими от карналлитов, а сильвинитовые породы многих интервалов разрезов (в частности, почти мономинеральные пласты 95—98% КС1 в Карабиле, юго-западном Ходжаикане) — продукт инкогруэнтного растворения вторичного карналлита, обогащенного рубидием примерно в 10 раз по отношению к исходному.

Коэффициенты распределения цезия в солевых системах еще не установлены, но известно, что накопление его в рассолах идет параллельно рубидию вплоть до садки карналлита, где цезий, несмотря на несколько больший ионный радиус (1,65 Å), может изоморфно замещать калий, образуя цезиевый карналлит.

При сопоставлении содержаний рубидия и цезия особенно отчетливо видна их сопряженность, нашедшая численное выражение в высоких значениях коэффициентов корреляции пары Rb — Cs ($r_{\text{выч}}=0,80$, $r_{0,05}=0,71$, где $r_{0,05}$ — табулированное значение при 95%-ном уровне). Содержание цезия в исследованных пробах, в частности в сильвинитах, как правило, в 4—6 раз ниже, чем рубидия, однако оно почти на два порядка выше, чем в пестрых ($0,11 \cdot 10^{-4}\%$) и красных ($0,14 \cdot 10^{-4}\%$) сильвинитах и карналлитах ($0,11 \cdot 10^{-4}\%$) Верхнекамского месторождения, и в 15—20 раз выше, чем во вторичных карналлитах Голыни и Калуша ($5 \cdot 10^{-4}\%$).

С принятой нами точкой зрения хорошо согласуются и результаты изучения таллия, для которого коэффициенты распределения в солевых системах известны, но весьма малочисленны сведения о его содержании в соляных породах. В среднеазиатских месторождениях определение таллия проводится впервые. Поскольку значения коэффициентов распределения таллия на стадиях кристаллизации калийных солей >1 (Маликова, 1967), можно ожидать, что перекристаллизация последних должна способствовать обогащению таллием калийных пород вторичной генерации, что мы и наблюдаем в некоторых калийных интервалах разрезов.

Таким образом, весь полученный нами фактический материал по содержанию микроэлементов, изоморфно входящих в кристаллические решетки солей, убедительно свидетельствует об интенсивном развитии процессов послеседиментационного преобразования соляных пород, которые проявились как в десцендентном переотложении солей, их перекристаллизации (в химическом понятии этого термина), так и в инкогруэнтном разложении карналлита.

Интенсивные вторичные преобразования солей — наиболее яркая и характерная черта исследуемых соляных отложений, обусловившая специфику их химического состава и структуры пород.

Важные сведения об условиях формирования соляных отложений дает изучение бора и лития, накапливающихся при испарении морской воды вплоть до эвтоники без образования твердых фаз. Проведенные нами исследования показали, что все породы гаурдакской свиты обеднены этими элементами, однако в их распределении наблюдаются некоторые аномалии: все породы северо-восточной части бассейна несколько богаче этими элементами и отличаются большим диапазоном колебаний в их содержаниях (коэффициенты вариации везде превышают 100%). В породах месторождений юго-западной части бассейна содержания ли-

тия и бора более стабильны: дисперсии на 1—2 порядка ниже, а коэффициенты вариации редко достигают 40—50%. Для этих элементов характерно также непостоянство типа распределения в различных зонах разрезов и по площади бассейна. Так, бор и литий, имеющие в породах Акбаша и Тюбегатана резко асимметричные распределения, в Карабиле и Карлюке характеризуются распределениями, близкими к нормальному.

Поскольку ни бор, ни литий не входят в кристаллические решетки солевых минералов, они не затрагиваются вторичными преобразованиями. Процессы метаморфизации морской воды и продуктов ее концентрирования насыщенными растворами бикарбоната кальция (и гипса), как это доказано экспериментально, также не сказываются на содержаниях бора в растворах на любой стадии их концентрирования.

В то же время, по подсчетам А. В. Николаева (1947), даже частичная потеря эвтонического рассола (около $\frac{1}{500}$ начального объема для морской воды), практически не отражающаяся на количестве калия и магния, приводит к потере всего бора. Именно этот факт определил низкие содержания бора и лития в калийных солях гаурдакской свиты. Некоторые локальные повышения содержаний В и Li в породах северо-восточной части бассейна вероятнее всего связаны с привносом их в составе терригенного материала, где они могут находиться в кристаллической решетке алюмосиликатов в качестве эндокриптной примеси. В процессе аутигенного преобразования глинистых минералов в солеродном бассейне происходит обогащение соляных пород этими элементами.

Аналогичные явления в зоне гипергенеза описаны в литературе — озерные отложения формации Баретов в Калифорнии, миоценовые отложения Японии и др. В породах из разрезов, расположенных в тех частях бассейна, которые удалены от источников поступления континентальных вод, содержание лития и бора контролируется накоплением их в рассолах в процессе испарения. Это подтверждается также расчетом величины бор-кальциевого и бор-бромного отношений в различных типах пород исследуемых месторождений, аналогично тому, как это было сделано другими исследователями (А. В. Николаев, М. Г. Валяшко, М. Диаров) при установлении приуроченности бора к стадиям солеотложения. Наиболее чувствительным к изменениям парагенных ассоциаций оказалось бор-бромное отношение. Вследствие особенностей геохимии брома в рассматриваемой формации, мы вправе были ожидать некоторых отклонений получаемых значений коэффициентов от расчетных в сторону увеличения.

Сравнение величин этих отношений в однотипных породах по площади бассейна показывает его закономерное уменьшение от сильно варьирующих значений (0,46—16,38) в Акбаше (что значительно превышает значения для соляных пород морского генезиса) до стабильных величин 0,11—0,47 в Карлюке, показывающих хорошее совпадение с породами морского генезиса. Эти данные подтверждают наши предположения об аллотигенном характере бора в соляных породах северо-восточной части бассейна и «морской» его природе в отложениях юго-западной части бассейна.

При выяснении характера связи бассейна с источниками питания можно использовать также микроэлементы, содержание которых во многом зависит от химического состава пород питающих провинций, глубины их химического выветривания и гидрохимического режима бассейна в момент поступления терригенного материала. В первую очередь это «тяжелые» металлы — железо, марганец, медь.

В настоящее время укоренилось мнение, что указанные элементы привносятся в солеродный бассейн исключительно в виде составных частей терригенного материала, вследствие чего их выделяют в особую «кластофильную» группу. Полученный нами фактический материал по-

казал ясное различие в их размещении по разрезам и типам пород, обусловленное многообразием форм миграции. Марганец тяготеет к породам, обогащенным галопелитовым материалом, прослойки которого соответствуют периодам распреснения.

Медь в соляных отложениях размещается значительно равномернее, не проявляя четкой зависимости ни от состава пород, ни от их стратиграфического положения в разрезах. Распределение меди почти во всех типах пород аппроксимируется законом нормального распределения, в то время как для марганца характерны резко асимметричные распределения с большой амплитудой экстремальных значений концентрации в различных типах пород и интервалах разрезов; значительно отличается и характер связи указанных элементов с макро- и микрокомпонентами соляных пород. Для марганца статистически значимые коэффициенты корреляции получены лишь с нерастворимым остатком, если в последнем над сульфатной составляющей преобладают карбонатно-глинистые компоненты ($r_{\text{выч}}=0,62$, $r_{0,05}=0,34$). Для меди корреляция с нерастворимым остатком не характерна, значительно чаще констатируется связь ее с эвапоритовыми минералами, главным образом с крупнокристаллическим галитом из средних зон разрезов ($r_{\text{выч}}=0,96$, $r_{0,05}=0,88$). Интересно проследить также взаимосвязь распределения в породах указанных элементов с окислительно-восстановительными условиями осадконакопления на разных его этапах, предположительно намечаемыми по косвенным признакам (главным образом по цвету пород). Основанием для этого служит переменная валентность рассматриваемых элементов, которая должна отражать в определенной степени окислительно-восстановительный потенциал среды.

Максимальные содержания марганца (до 0,04%) характерны для кальциевых карбонатов. В большинстве случаев водорастворимого марганца в 10—15 раз меньше, чем кислоторастворимого; содержание последнего возрастает вверх по разрезу, т. е. по мере перехода в отложение, сформировавшиеся во все более окислительной обстановке, когда происходил переход марганца в высшие формы валентности и сорбция его окислов глинистым материалом возрастала. Весьма показательным в этом отношении является распределение по разрезам валентных форм железа: в подстилающей каменной соли отношение $\frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{2+}}$ от 0,6 до 0,8.

Выше по разрезу отношение меняется до 1,0—2,0, и лишь в отдельных интервалах, где обнаружен сильвинит, содержание закисного железа возрастает, что делает весьма вероятным нахождение здесь риннеита ($3\text{KCl}\cdot\text{NaCl}\cdot\text{FeCl}_2$).

Обращает на себя внимание преобладание закисного железа над окисным в солянокислых вытяжках из нерастворимых в воде остатков соляных пород, содержащих повышенное количество карбонатов. Эти данные свидетельствуют о том, что в солях присутствуют не только окислы железа (гематит и др.), но и другие аутигенные минералы, в состав которых входит двухвалентное железо.

Указанные отличия в распределении элементов в соляных отложениях приводит к заключению о различной роли их при выяснении генезиса: железо и марганец являются элементами, коррелирующими условия континентального питания солеродного бассейна; медь, связанная преимущественно с соляными минералами (в составе внутрикристаллических включений маточного раствора), является реликтом рапы бассейна и служит одной из ее химических характеристик.

Итак, основными факторами, определившими образование специфических соляных отложений в верхнеюрском бассейне, являются: 1) процессы глубокой метаморфизации рапы; 2) утрата маточных рассолов; 3) интенсивные вторичные преобразования соляных пород. Наряду с этими

чертами, свойственными всему верхнеюрскому галогенезу, некоторые особенности состава соляных пород (в частности, содержание и состав галопелитов, содержание в породах бора, лития, марганца, меди, железа) обязаны своим происхождением гидрохимическому режиму бассейна и связи его с морской и континентальными источниками питания.

Мы использовали для этой цели компоненты, входящие в состав нерастворимых в воде остатков. Выяснив парагенные изменения в составе карбонатно-глинистых включений и вычислив на их основе отношения $\text{CaSO}_4/\text{сумма карбонатов} + \text{силикатный остаток}$, мы пришли к заключению о преимущественной связи с континентальными источниками питания северо-восточной части бассейна, а с морскими — западной. Эти отношения могут служить дополнительными критериями для палеогеографических реконструкций.

Располагая изложенным фактическим материалом, мы проверили возможность применения к исследованным отложениям существующих геохимических методов, используемых при поисках калийных солей. В первую очередь это касалось наиболее широко применяемого в настоящее время бром-хлорного отношения.

Полученные нами данные по содержанию брома в породах, распределению его в разрезах и по площади бассейна показали, что несмотря на аномально-низкие содержания брома в соляных породах верхнеюрской галогенной формации, значение бром-хлорного отношения как поискового признака на калийные соли, объективного критерия при стратификации соляных толщ и восстановлении истории развития бассейна, полностью сохраняется.

Один из основных вопросов при выявлении перспективности отложений на калийные соли — установление циклов соленакопления и степени их завершенности. Так, в Акбаше установлено шесть больших циклов, из которых два являются завершенными; в Тюбегатане-семь больших и 16 промежуточных циклов, в Карабиле — четыре больших цикла, в Карлюке — пять больших завершенных циклов.

Следует отметить, что в перечисленных выше примерах выделение завершенных циклов облегчалось тем, что в керновом материале присутствовали калийные соли. Однако обширная площадь, занятая галитовыми отложениями при ограниченном распространении калийных солей, делает весьма возможным вскрытие скважинами только каменной соли. В этих случаях для правильного проведения поисковых работ на калийные соли роль бром-хлорного отношения особенно важна.

Итак, отечественная методика геохимического анализа, которую мы применили и стремились всемерно расширить и углубить, позволила нам получить достаточно определенную картину, вскрывающую образование месторождений, и выявить основные особенности среднеазиатского калиеносного бассейна, которые сводятся к следующему.

1. Бессульфатность, т. е. отсутствие растворимых сульфатных солей магния, натрия, калия в составе соляных отложений, обусловлена метаморфизацией морской воды и рассолов на подготовительной стадии в самом солеродном бассейне и на пути к нему на больших пространствах подготовительных бассейнов, расположенных в западной части верхнеюрского эпиконтинентального морского водоема. Глубина процесса метаморфизации была различной в разных частях верхнеюрского бассейна.

Второй причиной бессульфатности была утрата маточных рассолов, с чем связана также бедность соляных пород бором и литием.

2. Отсутствие сезонной слоистости обязано своим происхождением десцендентному переотложению солей и инконгруэнтному разложению карналлита. Этому процессу принадлежит большая роль в образовании сильвинитов.

Интенсивные вторичные преобразования солей — наиболее яркая и характерная черта исследуемых соляных отложений, отличающая их

от других галогенных формаций грандиозными масштабами этого процесса. Именно вследствие этих процессов в соляных породах гаурдакской свиты четко проявились геохимические особенности, отличающие их от всех других известных галогенных формаций: а) монотонность значений бром-хлорных отношений в разрезах; б) бедность соляных пород бромом; в) повышенные содержания в калийных солях рубидия, цезия, таллия.

3. Установление закономерностей распределения микроэлементов в соляных отложениях дает возможность не только получить важные химические характеристики соляных пород и провести их сравнение, но и расширить набор количественных генетических и поисковых показателей, по которым можно судить о законченности процесса солеобразования на данной площади, локализации калийных залежей и вторичных процессах в соляных толщах. Применение геохимических критериев поисков калийных солей в этом регионе представляется особенно перспективным.

ЛИТЕРАТУРА

- Борисенков В. И.* Метод совмещения проекций при изображении состава многокомпонентных водно-солевых систем и его применение в геохимии галогенеза.— *Геохимия*, 1973, № 9.
- Валяшко М. Г.* Экспериментальное исследование процессов метаморфизации. Тр. ВНИИГ, 1952, в. 23.
- Валяшко М. Г.* Закономерности формирования месторождений калийных солей. Изд-во МГУ, 1962.
- Валяшко М. Г.* Генезис и поиски отложений боратов, связанных с месторождениями морских солей.— *Сов. геология*, 1969, № 6.
- Валяшко М. Г.* Геохимические условия формирования отложений тахидрита.— В сб.: *Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд*. М., «Наука», 1975.
- Валяшко М. Г., Петрова Н. С.* Использование брома и рубидия в качестве геохимических индикаторов при оценке генезиса калийных солей.— В сб.: *Бром в соляных отложениях и рассолах как геохимический индикатор их генезиса, истории и поисковый признак*. Изд-во МГУ, 1976.
- Диаров М.* О приуроченности бора к стадии солеотложения.— *Геохимия*, 1967, № 2.
- Курнаков Н. С.* Метаморфизация рассолов Крымских соляных озер.— *Зап. Всерос. Минер. о-ва*, 2-я сер., 1896, вып. 34.
- Малыкова И. М.* Закономерности распределения рубидия, таллия и брома в отложениях калийных солей. Новосибирск, «Наука», 1967.
- Николаев А. В.* Физико-химическое изучение природных боратов. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Осичкина Р. Г., Джумаклычев Д.* О содержании брома в соляных породах верхнеюрской галогенной формации (юго-западные отроги Гиссарского хребта).— *Деп. ВИНТИ*, № 2655-77, деп. 51 стр., 1977.
- Осичкина Р. Г., Джумаклычев Д.* О содержании рубидия и цезия в соляных породах верхнеюрской галогенной формации Средней Азии.— *Деп. ВИНТИ*, № 2654-77, деп. 33 стр., 1977.
- Петров Н. П., Чистяков П. А.* Литология солевых и красноцветных отложений мезозоя юго-западных отрогов Гиссара. Ташкент, «Наука», 1964.
- Петрова Н. С.* Экспериментальное определение коэффициента распределения рубидия между кристаллами карналлита и раствором в системе $\text{NaCl-KCl-MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ при 25° С.— *Геохимия*, 1973, № 6.
- Петрова Е. М.* Относительный бром-хлорный коэффициент и его применение при выяснении генезиса калийных соляных пород.— В сб.: *Бром в соляных отложениях и рассолах как геохимический индикатор их генезиса, истории и поисковый признак*. Изд-во МГУ, 1976.
- Полов В. С.* Условия образования калиеносных фаций.— В сб.: *Физические и химические процессы и фации*. М., «Наука», 1968.
- Рыковсков А. Е.* Проблема бессульфатности Соликамского калийного месторождения.— Тр. Главн. геол.-развед. управления, 1932, в. 43.
- Справочник экспериментальных данных по растворимости многокомпонентных водно-солевых систем, т. 2. Изд-во химической литературы, Л., 1954.
- Седлецкий В. И.* Прогноз калиеносности верхнеюрской и нижнемеловой галогенных формаций юга Средней Азии.— Тр. ВНИИГ, 1972, вып. 60.
- Уразов Г. Г.* Порядок отложения солей калиевого Соликамского месторождения с точки зрения путей кристаллизации четверной системы.— *Изв. Ин-та физ.-хим. анализа АН СССР*, 1930, т. IV, вып. 2.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ СОЛЕНОСНЫХ ТОЛЩ

Д. П. ХРУЩОВ

Рассмотрены общие принципы дифференцирования и корреляции соленосных толщ, которые основаны на выявлении литологических особенностей соленосных горизонтов. Все возможные признаки подвергнуты статистической обработке на основании графического сравнения; из их числа отобраны наиболее коррелятивные для данного региона. Предлагаемый метод корреляции и идентификации с опорными разрезами может применяться в условиях соленосных регионов усложненного геологического строения для поисков и разведки различных полезных ископаемых, связанных с соленосными бассейнами.

В строении большинства соленосных бассейнов участвуют две, три и более разновозрастных соленосных толщ. С этими толщами связан ряд полезных ископаемых — поваренные и калийные соли, бораты, самородная сера, полиметаллы. В соленосных породах с высокой соленасыщенностью оборудуются подземные нефте- и газохранилища. Кроме того, соленосные отложения являются покрывками для нефтегазовых залежей. В связи с этим для решения многих геологических задач необходимо точное определение относительного возраста вскрываемых буровыми скважинами соленосных отложений, которые часто находятся в сложных условиях залегания и взаимоотношений.

ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Общепринят способ корреляции соленосных толщ на основе прослеживания циклов, построенных на литологическом принципе (Richter-Bernburg, 1955; Корневский и др., 1968; Podemski, 1972, и др.). Однако применение его также ограничивается рядом условий, в частности степенью дислоцированности соленосных отложений и изученностью бассейна.

Учитывая факт практически полного отсутствия фауны в соленосных отложениях, а в большинстве случаев и во вмещающих толщах, нельзя признать однозначность датировки по микрофаунистическим и палинологическим данным. Таковы, например, определения возраста миоценовых формаций Предкарпатья Л. С. Пишвановой в 1959, 1962 и 1966 гг.; М. Я. Серовой в 1955 г.; Н. Н. Субботиной в 1953 г. и др. Возраст стенинской свиты в районе Калушской группы месторождений определялся от гелльвета (Буров и др., 1966) до верхнего тортона (Джиноридзе, Ходин, 1974; Джиноридзе и др., 1973). Последние авторы не исключают датирование верхней границы даже нижним сарматом.

Неоднократно проводились попытки определения абсолютного возраста калийных солей (Gentner e. a., 1953, 1954; Полевая и др., 1958; Fechting e. a., 1960; Kaemmel e. a., 1970; Wilhelm, Ackermann, 1972 и др.). Однако они редко приносили положительные результаты в связи с пере-

кристаллизацией изученных минералов. Неудовлетворительные с точки зрения возрастной датировки данные получены и при исследовании глинистых фракций нерастворимого остатка солей, поскольку выяснилось, что в условиях солеродного бассейна роль новообразованных гидрослюдов невелика. Доказательства аутигенного происхождения гидрослюдов (Третьяков, 1974 и др.) нам известны. Доказана возможность получения близких к истинным значений абсолютного возраста калийных солей по калий-аргоновому методу при условии специального минерального-петрографического подбора образцов (Хрущов, 1973). Однако для выполнения этой задачи необходимо проведение чрезвычайно трудоемких, а зачастую и безрезультатных минералого-петрографических работ ввиду того, что вероятность сохранения неперекристаллизованных калийных минералов сравнительно мала.

В связи с этим предпринимались попытки отыскания иных путей дифференцирования разновозрастных соленосных толщ. И. В. Галицкий (1963) указал на различие девонской и нижнепермской соляных толщ для группы газонефтеносных структур Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), заключающееся в разных отношениях CO_2 и SO_3 ; наличии диабазов в девонской соли, а также повышенной битуминозности и преобладания в ней арагонита, кварцина, аутигенного кварца. В. Д. Коганом и В. И. Андреевой (1963) были установлены признаки отличия, в основном минералогического характера, для района работ треста «Харьковнефтегазоразведка» в юго-восточной части региона. О. Ф. Ряхих (1965) отмечены различия средних содержаний микроэлементов в солях девонского и пермского возраста того же района. Для северо-западной окраины Донбасса В. П. Бобровым и И. Г. Прохоровым (1970) указаны признаки отличия соляных пород нижнепермской галогенной формации, выражающиеся в особенностях минерального состава глинистой составляющей соленосной толщи, состава самих соляных пород и изменении содержаний брома. Эти авторы устанавливают лишь частные (а не повсеместные) признаки, действительные для отдельных частей региона.

Попытки установления критериев отличия соленосных толщ предпринимались М. Подемским (Podemski, 1972₂) и Х. Шеттлером (Schettler, 1972). Отличия проводились по одному основному признаку: у первого автора — по бромным соотношениям с учетом циклического строения цехштейна, у второго — по содержаниям и форме аутигенного кварца. Это опять же только частные признаки. Возможность использования для целей стратификации микроэлементов в хемогенных (преимущественно несоляных) породах польского цехштейна была изучена Г. Важны (Ważny, 1970 и др.).

По большому количеству признаков (более 10) Д. П. Хрущовым были выяснены критерии различия разновозрастных соленосных толщ для всей ДДВ на уровне геологических систем (1967). Позднее была установлена применимость этих критериев и для соленосных бассейнов северо-западного Донбасса, развивающихся по общей схеме с ДДВ. Однако в целом разработка метода дифференцирования была проведена только для частного случая этих двух смежных регионов.

Предварительные данные о возможности использования определений концентрации кластофильных элементов (марганца, меди, титана, серебра, свинца, олова), связанных с соляной частью пород, для дифференцирования соленосных толщ девонского и пермского возраста в условиях ДДВ получены по группе структур юго-восточной ее части (Козельская, Высочанский, Козельский, 1972). Методы анализа такого рода довольно сложны, так как они основаны на предварительном концентрировании элементов из раствора.

В последние годы широкое развитие получили детальные геохимические исследования соляных пород и минералов, в основе которых лежит прежде всего изучение галофильных элементов, а также ряда парамет-

ров физико-химической обстановки соленакопления (Петриченко, 1974; Валяшко, 1962; D'Ans, Kühn, 1940—1944; Kühn, 1968, 1972, и др.). Эти методы дают геохимическую характеристику условий галогенеза, подтверждая и углубляя имеющиеся в настоящее время генетические представления. Однако попытки проведения корреляции и дифференцирования на такой основе реальных результатов пока не дали. Это объясняется тем, что получаемые данные характеризуют малостабильные параметры, которые обычно резко изменяются в пределах одного бассейна, либо типичны для определенных стадий или фаций соленакопления вообще. Вероятно, перспективы использования этих методов связаны прежде всего с крупномасштабной корреляцией близко расположенных пластов единого рудного поля.

НОВЫЙ МЕТОД

По-видимому, для целей регионального дифференцирования необходимо использование менее чувствительного механизма, который может быть уловлен в тех или иных его проявлениях по всему солёному бассейну. В настоящее время на примере солёных бассейнов Украины, Польши и Румынии (с использованием некоторых материалов по другим солёным бассейнам СССР) в Отделе геологии и геохимии литогенеза Института геохимии и физики минералов АН УССР разработан метод литологического дифференцирования и корреляции разновозрастных солёных толщ, претендующий на универсальность.

Принципы метода разработаны на уровне от систем (Девонская, нижнепермская солёные формации, ДДВ, северо-западный Донбасс) до серий (воротыщенская и стebníкская серии, тортонская галогенная формация, Предкарпатский прогиб) и в предварительном плане до свит (славянская и краматорская свиты, ДДВ). В основу метода положена посылка о необратимости эволюции солеродных бассейнов. Осуществление метода заключается в выявлении литологических и геохимических особенностей солёных толщ, являющихся производными этой эволюции.

Результаты изучения разновозрастных солёных отложений различных регионов приводят к выводу о том, что каждая солёная толща характеризуется определенным, в полном наборе неповторимым, комплексом признаков, который является своего рода «памятью» толщи. Определение этих онтогенетических особенностей и составляет наиболее ответственную часть метода.

Необратимость эволюции солёных бассейнов отражается на: 1) вещественном составе солёных комплексов, 2) структурно-текстурных особенностях, 3) некоторых геохимических признаках, 4) составе, количественном соотношении минералов-примесей и обломков пород, типоморфных особенностях минералов-примесей, 5) ассоциациях и содержании кластофильных элементов песчано-алевритовых и глинистых фракций нерастворимых остатков соляных и солёных пород¹.

Эта эволюция определяется характером солевого питания бассейна и изменением источников сноса обломочного материала либо их относительной роли.

Рассмотрим перечисленные признаки более детально.

1. Вещественный состав солёных комплексов обусловлен типом бассейна и наиболее общими условиями осадконакопления; оценка степени его применимости на примере ДДВ и Донбасса изложена в работах автора (Хрущов, 1967; Хрущов и др., 1974). С этой позиции одной из

¹ Под солёными породами автор понимает породы с содержанием нерастворимого остатка 75—90%.

основных посылок может быть характер калиенности (хлоридная, сульфатная ветвь) либо признанная некалиенность формации или отдельных ее частей (Иванов, Воронова, 1972). Не следует упускать из виду, что последнее определение может быть в той или иной степени условным, как это отмечается для «некалиенной» субформации — славянской свиты Донбасса (Бобров, Прохоров, 1970; Хрущов и др., 1974). Минеральный состав солей определяется первичным составом рапы и физико-химическими условиями солеродного бассейна. Вещественный состав принимается во внимание при начальной характеристике толщ, играет известную роль при условии хорошей изученности разреза, что встречается недостаточно часто. Следует учитывать наличие пород негалогенного происхождения (например, вулканитов), коэффициент соленакопления, средний петрографический состав. Корреляционное значение признака невелико в силу фациальной изменчивости соленосных толщ и причин, указанных выше.

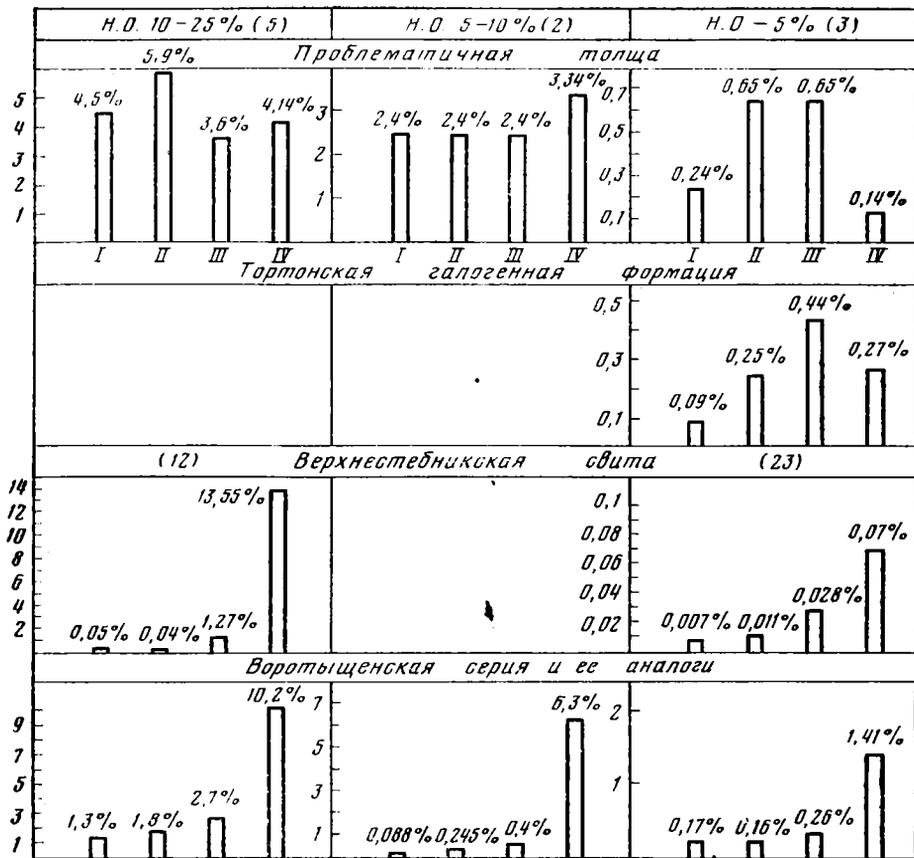
2. Структурно-текстурные особенности соляных и соленосных пород связаны с условиями осадконакопления, в отдельных случаях они являются отражением степени засоления бассейна, наличия примесей в рапе либо связаны со вторичными процессами, проявлениями соляной тектоники и т. д. Различия структурно-текстурных признаков, отмеченные для ДДВ и Донбасса ранее (Хрущов, 1967), в Предкарпатском прогибе выражаются достаточно четко для нижнемолассовой (воротыщенская и стебникская серии) и тортонской соленосных формаций. Так, для каменной соли первой из них наиболее распространена брекчиевая текстура; встречаются пятнистая, сгустковая, каркасная, слоистая; слоистость флишеподобного характера. Для тортонской формации типична слоистая текстура сезонного характера; встречаются: неслоистая, пятнистая, брекчиевая, брекчиевидная. Различия текстур обусловлены «нормализацией» галогенеза в связи с эволюцией бассейна, в частности — миграцией его на северо-восток. Определенные изменения, связанные с общими условиями соленакопления, отражаются в структурах, микроструктурах и микротекстурах. Некоторые, в общем трудноуловимые, отличия отмечены для текстур калийных солей воротыщенской и стебникской серий.

В условиях направленной тектонической эволюции может быть замечено изменение роли различных генетических типов соленосных брекчий и конгломерато-брекчий, в частности седиментационного типа. Некоторый интерес представляют структурно-текстурные особенности соленосных глин и галопелитов, находящиеся в тесной зависимости от условий осадконакопления.

Структурно-текстурные признаки, за небольшим исключением, не могут сравниваться количественно. Поэтому, хотя использование их носит довольно общий, описательный характер, оно необходимо для выяснения основных условий седиментогенеза. В отдельных случаях возможно получение прямых указаний, которые должны учитываться при окончательных выводах.

3. Некоторые геохимические признаки соленосных толщ (и пород), связанные с определением галофильных элементов (брома, хлора, калия, а также рубидия и некоторых других), подсчетом ряда соотношений и коэффициентов используются для корреляции калийных пластов и решения отдельных генетических вопросов. Рассмотрение этих методов в нашу задачу не входит.

4. Существенные данные может представлять определение количественного соотношения фракций нерастворимого остатка соляных пород, прежде всего каменной соли. Эти данные показательны в регионах интенсивного тектонического развития. Они свидетельствуют об изменении характера терригенного осадконакопления, накладывающегося на процесс галогенеза, в частном случае, об изменении роли источников сноса,



Фиг. 1. Сравнение средних содержаний фракций нерастворимого остатка (н. о.) в галитовых породах соленосных свит Предкарпатского прогиба: I—IV — фракции: I — 0,25 мм; II — 0,25—0,1 мм; III — 0,1—0,01 мм; IV — менее 0,01 мм. В скобках — количество образцов

поставляющих преимущественно глинистый и преимущественно песчаный материал. Для условий Предкарпатского прогиба это связано с последовательным приближением северо-восточных источников сноса в ходе эволюции бассейнов. Наиболее удобный способ графического выражения — диаграммы (фиг. 1).

Важное значение придается определению минералогического состава и соотношения минералов песчано-алевритовых фракций нерастворимого остатка соляных пород. Целесообразно выделение генетических групп минералов-примесей (обломочные, аутигенные, минералы наложенных процессов), а также обломков пород и измененных агрегатов.

Группа обломочных минералов, отражающая взаимоотношения солеродного бассейна с источниками сноса, с точки зрения целей литологического дифференцирования наиболее информативна. Изучение тяжелых минералов также может дать определенные указания, однако незначительность их количества в соляных породах обычно обуславливают нестатистичность получаемых параметров.

Обломки пород и измененные агрегаты по своему значению и генетической информации сходны с описанной группой.

Среди минералов аутигенного происхождения карбонаты и сульфаты являются индикатором изменения солености рапы, в частных случаях — отклонений солевого состава в связи с метаморфизацией рассолов, до-

полнительными поступлениями в бассейн и т. д. Ввиду этого использование их соотношений результативно в случае соленосных толщ, разделенных значительным диапазоном времени или сильно отличающихся по химизму рассолов. Данный признак оказался действительным в условиях Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Изменения характера аутигенных минералов кремнезема отражают как условия седиментации и диагенеза, так и постседиментационных процессов, проходящих преимущественно без дополнительного привноса вещества. В общем случае в соответствии с известными закономерностями литогенеза наблюдается уменьшение интенсивности выпадения кремнезема во времени, а также изменение количественного соотношения в пользу халцедона. Особенно четко это проявляется в соленосных формациях Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса.

Минералы наложенных процессов распространены в локальных зонах соленосных толщ, чем и определяется ограниченное их значение для целей дифференцирования. В целом роль наложенных процессов уменьшается от более древних к более молодым и от более дислоцированных (в особенности характеризующихся развитием диапировых структур) к более спокойно залегающим породам. Однако практически развитие этих процессов обуславливается не столько первоначальным характером формации, сколько распространением определенной системы нарушений, так как образование большей части минералов данной группы обязано явлению рассольного рудогенеза. Тем не менее в Предкарпатском соленосном бассейне этот признак является отличным для соленосных отложений воротыщенской серии и ее аналогов в румынской части прогиба (выражается в наличии марказита и сульфидов меди, свинца, цинка, а также барита и сопутствующих им минералов кремнезема). В пределах ДДВ развитие наложенной минерализации, в частности сульфидного оруденения, типично для девонской соленосной формации (Семененко и др., 1975; Хрущов, 1974).

Определенную информацию об условиях образования может обеспечивать наблюдение типоморфных особенностей аутигенных минералов-примесей. Наиболее заметные отличия проявляет аутигенный кварц (ДДВ, Донбасс).

Г. Шеттлером (Schettler, 1972) для корреляции установлены различия в частоте встречаемости и типоморфных особенностях идиоморфного кварца для восьми разновозрастных подразделений (стассфурт, лянне, аллер I, аллер II, рэт, мушелькальк, кейпер, мальм) района Везер-Эмс. В некоторых случаях резко отличаются формы проявления ангидрита, карбонатов (кальцита, доломита, магнезита), пирита (ДДВ, Донбасс).

Пересчеты содержаний ведутся на всю породу, а не в процентах фракций, что ведет к существенным погрешностям. Установлено также, что целесообразно дифференцированное изучение всех песчано-алевритовых фракций. Первая фракция (1—0,25 мм) в основном повторяет качественный состав второй, но использование ее для построений влечет за собой статистические погрешности. Однако жильные выделения минералов наложенных процессов могут диагностироваться главным образом по первой фракции. В то же время идентификация некоторых групп обломочного материала в третьей фракции (0,1—0,01 мм) затруднена. Таким образом, наиболее информативной является вторая фракция. Однако в целях дублирования желательное использование и третьей и второй фракций ввиду существенного различия состава.

5. Наиболее общие закономерности эволюции бассейнов соленакпления могут быть уловлены также при геохимических исследованиях соляных пород. Однако в этом случае более надежным путем представляется не изучение малостабильных галофильных элементов, а исследование закономерностей распределения кластофильных (в понимании

Н. М. Страхова) элементов, поступающих из источников сноса, т. е. в той или иной степени отражающих их взаимоотношения с областью осадконакопления.

Определение содержаний кластофильных элементов проводится по штуфным пробам, песчано-алевритовым и глинистым фракциям. Установлено, что прямой связи между получаемыми параметрами не наблюдается, так как содержание кластофильных элементов в различных частях породы контролируется различными факторами: в песчано-алевритовых фракциях — закономерностями первичного распределения в отложениях источников сноса (в том числе промежуточных коллекторов), в глинистых фракциях — процессами сорбции (в связи с чем желательна минералогическое изучение глинистых фракций) и теми же особенностями первичного распределения, в целой же породе является результирующим². Несмотря на это, каждый из рассматриваемых параметров может быть коррелятивным. Судя по имеющимся предварительным данным, коррелятивное значение могут иметь определения кластофильных элементов в кислотнo-растворимых и кислотнo-нерастворимых частях фракций нерастворимого остатка.

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ ПО ПОВОДУ ОГРАНИЧИВАЮЩИХ УСЛОВИЙ

В геологической литературе неоднократно высказывались мнения о невозможности сопоставления по терригенным минералам (и соответственно, по-видимому, по характеру распределения кластофильных элементов) осадочных толщ, получавших обломочный материал из различных областей сноса (Батурин, 1947; Логвиненко, 1974 и др.). Согласно с этим положением, корреляция возможна при установлении терригенно-минералогических провинций. В определенной мере это должно касаться и соленосных формаций. Наиболее заметным образом различие питающих провинций может сказываться в ситуации крупных внутриконтинентальных солеродных бассейнов (цехштейн, Прикаспийская депрессия, кембрийская формация Сибирской платформы), имеющих изометричные или сильно усложненные очертания. Естественно, выделение терригенно-минералогических провинций, обычно распространяющихся в пределах довольно значительных площадей, определит максимальную достоверность рассматриваемой группы критериев корреляции. Однако данный тип солеродных бассейнов представляет частный случай. Для формаций вириллского и близких к нему типов в силу причин, связанных с геотектоническими условиями их образования, характерна значительная протяженность как самих бассейнов, так и прилегающих к ним источников сноса (Предкарпатье, Предуралье, ДДВ, Рейнский грабен и др.). Конечно, в этом случае также должны наблюдаться существенные изменения состава кластогенной части пород в пространстве. Однако, как показывает практика, изменения во времени все же более заметны, чем изменения в пространстве. Кроме того, суммарные характеристики сложных (в понимании В. П. Батурина) терригенно-минеральных провинций охватывают ряд соответствующих характеристик простых; таким образом, при усреднении и сравнении их каждая из простых провинций может идентифицироваться как часть сложной. Естественно, необходимо учитывать возможность отклонений от преобладающей закономерности. В конечном итоге достоверность коррелятивов данной группы дублируется другими путями.

² Как коррелятивную роль, так и распределение микроэлементов в глинистых фракциях мы считаем недостаточно изученными, и приведенные данные носят предварительный характер.

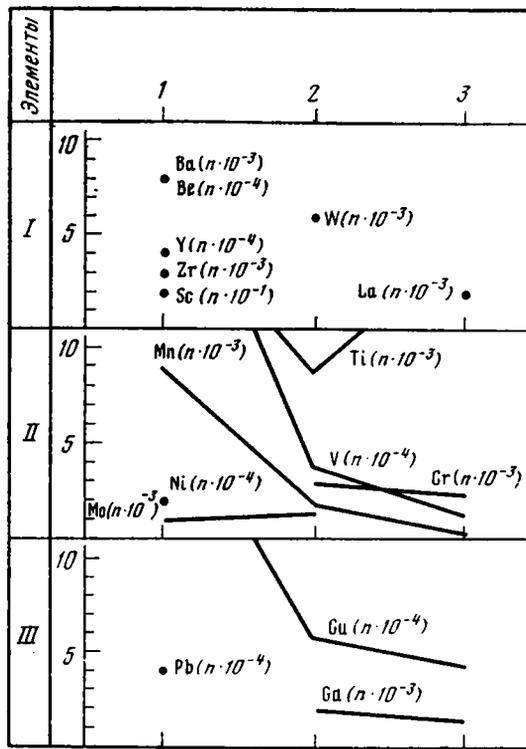
Результаты изучения минералогического состава песчано-алевритовых фракций и определения содержаний кластофильных элементов (а также другие возможные данные) подвергаются статистической обработке. Из статистических параметров могут использоваться среднеарифметические параметры содержаний и коэффициент вариации; при обработке геохимических данных интересны также геохимические формулы многократной корреляции, рассчитанные по методу Ю. К. Буркова, и схемы корреляционных связей, построенные на основе парных коэффициентов прямолинейной корреляции. Последние указывают на характер процессов, управляющих фиксацией кластофильных элементов в соленосных толщах. В условиях Предкарпатского прогиба комплекс кластофильных элементов в соляных (и соленосных) породах формируется в результате трех основных процессов: привнос обломочного материала (в случаях глинистых минералов значительна роль сорбции на этапах, предшествующих седиментации), т. е. по пути процесса терригенного осадконакопления, накладывающегося на галогенез (большая часть элементов); выпадение из растворов в ходе седиментогенеза (медь, проблематично — свинец, цинк и др.); наложенные процессы (медь, цинк, барий). В геохимических формулах многократной корреляции и схемах корреляционных связей эти процессы достаточно четко отражены в виде обособления определенных ассоциаций элементов (фиг. 2). Для условий наиболее изученных соленосных бассейнов рассмотренный случай, по-видимому, наиболее общий. Данные геохимических исследований сопоставляются с результатами минералогического анализа.

Для уровня крупных формационных и стратиграфических единиц (системы, формации) со значительным временным разрывом уловимы признаки, обусловленные сменой характера галогенеза и основных источников сноса. Для уровня более мелких подразделений (серии, свиты), находящихся в близком временном диапазоне, часто возможно установление особенностей, которые связаны лишь с незначительным изменением условий соленакопления и относительной роли источников сноса, что является значительно более сложной задачей. В некоторых случаях коррелятивное значение приобретают проявления наложенных процессов и специфика постседиментационных преобразований пород и минералов.

Исходя из обоснованной проведенными экспериментами посылки о том, что рассмотренный комплекс признаков для каждой соленосной толщи индивидуален, для практических целей возможно рациональное использование отдельных элементов этого комплекса по разработанной схеме.

По опорным горизонтам региона определяются характерные особенности соляных (и соленосных) пород развитых в нем галогенных толщ. Все возможные признаки подвергаются статистической обработке. По полученным для нескольких (оптимально, трех) типов пород параметрам строятся графики изменения соответствующих признаков. Для мелких стратиграфических единиц, залегающих в разрезах галогенных комплексов с незначительным разрывом во времени, изменения ряда параметров зачастую носят характер тенденций, а не определенных однозначных направлений. Выявление этих тенденций представляет довольно сложную задачу, выполнение которой обеспечивается многократным дублированием по различным типам пород. Получаемые данные логически увязываются с общегеологическими представлениями.

С целью выбора рационального коррелятивного для данного региона (соленосного бассейна) комплекса средств, обеспечивающего максимальную достоверность и однозначность результатов, при сопоставле-



Фиг. 3. Идентификационный график средних содержаний кластофильных элементов в каменной соли: I — литофильные элементы, II — сидерофильные элементы, III — халькофильные элементы. 1 — воротыщенская серия, 2 — проблематическая толща, 3 — тортонская галогенная формация. Линиями показаны изменения содержаний элементов

нии неограниченного количества параметров отбираются от трех до пяти признаков, испытывающих наибольшие закономерные изменения. Три коррелятивных признака обеспечивают необходимую достоверность результатов; определение более пяти признаков оказывается слишком трудоемким. Эмпирически установлено, что наиболее коррелятивными являются параметры: минерального состава песчано-алевритовых фракций нерастворимого остатка; содержания микроэлементов штучных проб и различных фракций нерастворимого остатка (в частности, кластофильных элементов); соотношение фракций нерастворимого остатка.

В отличие от иных групп осадочных пород, характеризующихся широким спектром фаций, в соленосных отложениях выделяется довольно малочисленный ряд литолого-фациальных комплексов (в понимании С. М. Кореневского, 1973). Это обуславливает возможность ограничения исследований достаточно узким диапазоном геологических условий путем отбора небольшого числа наиболее распространенных типов пород, представляющих четко фиксированные зоны и стадии развития солеродного бассейна. Таким образом, по сравнению с другими осадочными образованиями обеспечивается удовлетворительная «чистота» эксперимента. В завершающем этапе возможно построение графиков экспериментальной идентификации проблематичных соленосных разрезов на основе сравнения с графическими изображениями по опорным горизонтам (фиг. 3).

Таким образом, предлагаемый универсальный способ литологического дифференцирования позволяет установить принадлежность вскрывае-

мого в процессе различных геологических работ разреза к определенному стратиграфическому подразделению.

Конкретным примером выполнения методики может служить проведенное автором дифференцирование соленосных толщ ряда структур ДДВ и Донбасса (Хрущов, 1971 и др.), а также идентификация проблематичных толщ, вскрытых при проведении поисковых работ различного профиля на территории Предкарпатского прогиба.

При региональном прослеживании соленосных горизонтов возможна корреляция их с фаунистически охарактеризованными стратиграфическими уровнями. В результате регионального сопоставления соленосных горизонтов они могут использоваться в качестве реперных, что при построении стратиграфических схем может дать возможность определения места в разрезе палеонтологически немых терригенных толщ, соседствующих с соленосными.

На основании этой методики нами построена стратиграфическая схема сопоставления соленосных формаций Предкарпатского прогиба как единой геологической структуры (включая румынскую и польскую ее части) и соленосных толщ Геттской депрессии.

Методика литологического дифференцирования может быть применена в условиях соленосных регионов усложненного геологического строения как для поисков полезных ископаемых, связанных с галогенными формациями, так и при расшифровке локальных структур для целей нефтегазовой геологии. Ценность предлагаемой разработки заключается в надежности (в силу многократного дублирования) и однозначности решения, простоте и дешевизне применяемых аналитических методов³.

Перспективы использования методики литологического дифференцирования не ограничиваются только соленосными отложениями. В настоящее время получены предварительные данные о возможности применения ряда приемов рассматриваемого метода стратификации осадочных пород вообще, в том числе песчано-глинистых и карбонатных.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин В. П.* Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.—Л., Изд-во АН УССР, 1947.
- Бобров В. П., Прохоров И. Г.* Осадочные серии в разрезе палеозоя и мезо-кайнозоя Донбасса. Четвертая геологическая конференция «Степановские чтения». Тез. докл. Артемовск, апрель, 1970.
- Буров В. С.* и др. Проект унифицированной схемы стратиграфии неогена западных областей Украины. Палеонтолог. сб. Изд. Львовского ун-та, 1966, № 3, вып. 1.
- Валяшко М. Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. Изд-во МГУ, 1962.
- Галицкий І. В.* Деякі особливості будови та історії розвитку структур південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини.— Геол. ж., 1963, т. XXIII, вип. 3.
- Джиноридзе Н. М., Поликарпов А. И., Телегин В. П., Коринь С. С., Ратникова Г. Н., Рудашевская Н. С.* Геология восточного поля Голыни Калуш-Голынского калийного месторождения. М., Изд. ВНИИ Галургии, 1973, вып. 64.
- Джиноридзе Н. М., Ходин А. М.* Типы разрезов и зональность Калуш-Голынского калийного месторождения. Геология месторождений калийных солей и изменчивость их свойств. М., ВНИИ Галургии, 1974, вып. 71.
- Иванов А. А., Воронова М. Л.* Галогенные формации. М., «Недра», 1972.
- Коган В. Д., Андреева В. И.* Возраст диатриповых структур восточной части Приднепровского грабена.— Геол. нефти и газа, 1963, № 4.
- Козельская А. И., Высочанский И. В., Козельский Д. Д.* К вопросу о дифференцировании разновозрастных солей на Беляевской структуре. Геол. ж., 1972, т. 32, вып. 2.

³ Научно-исследовательской группой Мобил Ойл А. Г. в районе Везер-Эмс (северо-западная часть ФРГ) для дифференцирования соленосных толщ пермского и триасового возраста в течение 20 лет было изучено 300 000 (!) образцов (Шеттлер, 1972). В этой же работе утверждается, что возможность использования типоморфных особенностей аутигенного кварца в качестве стратиграфического индикатора установлена данной научно-исследовательской группой. В целях защиты приоритета следует отметить, что на корреляционную роль аутигенного кварца для Днепровско-Донецкой впадины указывалось нами еще в работе 1967 г.

- Кореневский С. М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М., «Недра», 1973.
- Кореневский С. М., Бобров В. П., Супрунук К. С., Хрущов Д. П. Галогенные формации северо-западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины и их калиеносность. М., «Недра», 1968.
- Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М., «Высшая школа», 1974.
- Петриченко О. И. Включения в минералах как источник информации об условиях солеобразования.— В сб.: Геология и полезные ископаемые соленосных толщ. Киев, «Наукова думка», 1974.
- Полевая Н. И., Титов Н. Е., Беляев В. С., Спринтсон В. Д. Применение кальциевого метода в определении абсолютного возраста сильвинитов. Геохимия, 1958, № 8.
- Рябых О. Ф. Опыт применения спектрального анализа для определения возраста каменных солей в диапирах.— Нефтегазовая геол. и геофиз., 1965, № 3.
- Семененко Н. П., Хрущов Д. П., Строев В. М., Лапигов Г. Д. Рудная минерализация солянокупольных структур ДДВ.— В кн.: Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. Киев, «Наукова думка», 1975.
- Третьяков Ю. А. Состав карбонатов и гидрослюды в отложениях зон разубоживания Верхнекамского месторождения.— Тр. ВНИИ Галургии, Л., 1974, вып. 68.
- Хрущов Д. П. О возможности дифференцирования разновозрастных соляных толщ.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 1.
- Хрущов Д. П. Літологія і калієність соляних відкладів ДДЗ. Київ, «Наукова думка», 1971.
- Хрущов Д. П. Визначення абсолютного віку калійних солей Дніпровсько-Донецької западини та Донбасу.— Доповіді АН УРСР, сер. «Б», 1973, № 12.
- Хрущов Д. П. Галогенные формации девона.— В кн.: Прогноз месторождений полезных ископаемых в осадочных формациях Украины. Киев, «Наукова думка», 1974.
- Хрущов Д. П., Кореневский С. М., Бобров В. П. Галогенные формации нижней перми. Днепровско-Донецкая впадина.— В кн.: Прогноз месторождений полезных ископаемых в осадочных формациях Украины. Киев, «Наукова думка», 1974.
- D'Ans G., Kühn R. Über den Bromgehalt von Salzgesteinen der Kalisalzlagerstätten, 1940, 1944, v. 34—38.
- Fechtig H., Gentner W., Zahringer J. Argonbestimmungen an Kaliummineralien — VII. Diffusionsverluste von Argon in Mineralien und ihre Auswirkung auf die Kalium — Argon — Altersbestimmung.— Geochim. et cosmochim. acta, 1960, v. 19, No. 1.
- Gentner W., Prag R., Smits F. Das Alter eines Kalilagers im unteren Oligozan.— Geochim. et cosmochim. acta, 1953, v. 4, No. 3.
- Gentner W., Goebel K., Prag R. Argonbestimmungen und Kaliummineralien. Vergleichende Messungen nach der Kalium-Argon und Uran-Helium Methode.— Geochim. et cosmochim. acta, 1954, v. 5, No. 3.
- Kaemmel T., Pilots S., Pöslner H., Schwab M. Radiogeochronologische Daten von Perm der DDR. Z. angew. Geol. 1970, B. 16, Hf. 2.
- Kühn R. Geochemistry of the German potash Deposits. A Symposium based on Paper from the International Conference on Saline Deposits, Houston, Texas, 1962, N. Y., 1968.
- Kühn R. Combined evaluation of Br and Rb — contents for the genetic characterization of carnallites and sylvite rocks.— Geology of Saline Deposits, Proceedings of the Hanover Symposium, UNESCO, Paris, 1972.
- Podemski M. Some remarks on sedimentological bases of Zechstein stratigraphy.— Geology of Saline Deposits. Proceedings of the Hanover Symposium. UNESCO, Paris, 1972.
- Podemski M. Cechsztyńskie sole kamienne i potasowe cyklotemów Z_2 i Z_{1w} okolicach Nowej Soli. Z Badań złóż surowcow chemicznych w Polsce.— Inst. geol., Warszawa, 1972, B. 260, t. 11.
- Richter-Bernburg G. Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins.— Z. Dtsch. geol. Ges., Hanover, 1955, B. 105, t. 4.
- Scheitler H. The stratigraphical significance of idiomorphic quart crystals in the saline formations of the Weser-Ems area, north-western Germany.— Geology of Saline Deposits. Proceeding of the Hanover Symposium, UNESCO, Paris, 1972.
- Wazny H. Charakterystyka geochemiczna utworów, cechsztynu północnozachodniej Polski.— Z. badań petrograficzno-mineralogicznych i geochemicznych w Polsce, t. VI. Inst. Geol., 1970, b. 238.
- Wilhelm H. G., Ackermann W. Altersbestimmung nach der K-Ca Methode an Sylvin des Oberen Zechsteines des Werragebites.— Z. Naturforsch., 1972, 27^a No. 8—9.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.352

**«ПРИНЦИП СООТВЕТСТВИЯ» Л. А. ЗЕНКЕВИЧА
И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ТЕОРИИ ОКЕАНСКОГО
ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ**

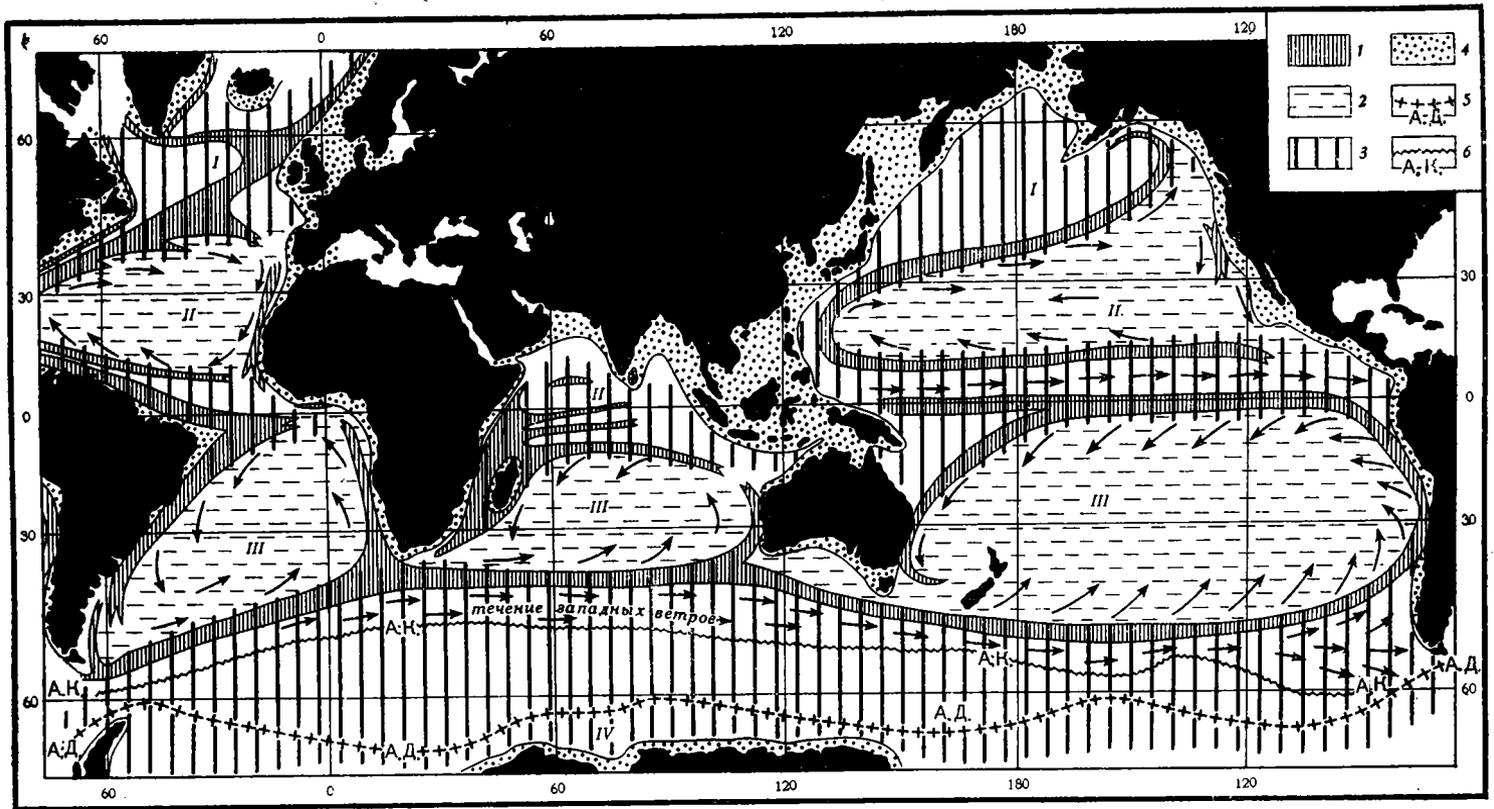
Н. М. СТРАХОВ

1

Исследованию современного осадкообразования в океанах присуща одна характерная особенность. Океанская водная масса находится в постоянном и разнообразном движении — вертикальном, горизонтальном, но это остается вне внимания литологов. Донные отложения изучаются так, как если бы они возникли в бассейне со стоячей водой. Во введениях к крупным монографиям неизменно дается краткий очерк движений водной массы, но при описании самих осадков и осадочного процесса эти данные полностью игнорируются («Осадкообразование в Тихом океане» и др.). Сильно выдвигается влияние климата, органического мира, рельефа, даже состава водосборных площадей, но гидродинамика самого океана забывается. Между тем имеются факты, которые свидетельствуют, что гидродинамический режим, особенно поверхностного водного слоя (0—200 м), является весьма важным, даже главным, решающим фактором, контролирующим распределение на дне абсолютных масс терригенной кластики, $C_{орг}$, SiO_2 , $CaCO_3$, Fe, Mn, Cu и, несомненно, других микроэлементов.

На фиг. 1 показаны самые общие, основные черты гидродинамического режима поверхностного слоя воды. В нем различаются обширные активные участки, отличающиеся интенсивными горизонтальными движениями воды (течениями) и ее вертикальным перемешиванием, и пассивные — халистазы II и III, где оба эти типа движений резко занижены. Наибольшие скорости седиментации всех семи перечисленных компонентов приходятся на гидродинамические активные зоны, а минимальные — на халистазы (Страхов, 1976_а). Эти факты и породили гидродинамическую концепцию океанского литогенеза, впервые в общих чертах изложенную автором в монографии «Проблемы геохимии современного океанского литогенеза», а затем более подробно в последующих статьях 1976—1978 гг.

Хотя большое сходство картины гидродинамического режима поверхностных вод с картами скоростей осаднения всех основных семи компонентов казалось бы однозначно указывает на огромную роль гидродинамического режима поверхностного слоя воды, все же появи-



■ Фиг. 1. Гидродинамический режим верхнего слоя океанской воды

1 — циркулярные течения; 2 — гидродинамически мало подвижные зоны; 3 — гидродинамически активные зоны; 4 — циркумконтинентальная зона; 5 — антарктическая дивергенция; 6 — антарктическая конвергенция; I, IV — халистазы циклонические; II, III — халистазы антициклонические; стрелки — направление течений

лась попытка оспорить такое толкование и считать предложенный мною гидродинамический подход к анализу океанской седиментации ошибочным (Лисицын, 1977_a).

Сущность возражения А. П. Лисицына состоит в следующем. Водная масса океана ниже поверхностного слоя ведь не неподвижна, а тоже движется, и нередко в направлениях, противоположных движению поверхностного слоя; тем самым она разрушает картину распределения масс, созданную в поверхностном слое. Стало быть, придавать решающее значение в совпадении осадков именно поверхностному слою невозможно, действует-де вся водная масса в целом. А почему все-таки существует близкое сходство между картой гидродинамического режима именно поверхностного слоя и картами скоростей седиментации основных компонентов, это остается А. П. Лисицыным неразъясненным.

Попробуем разобраться, насколько серьезно выдвинутое им соображение и действительно ли оно отклоняет тот гидродинамический подход, который был намечен автором этих строк.

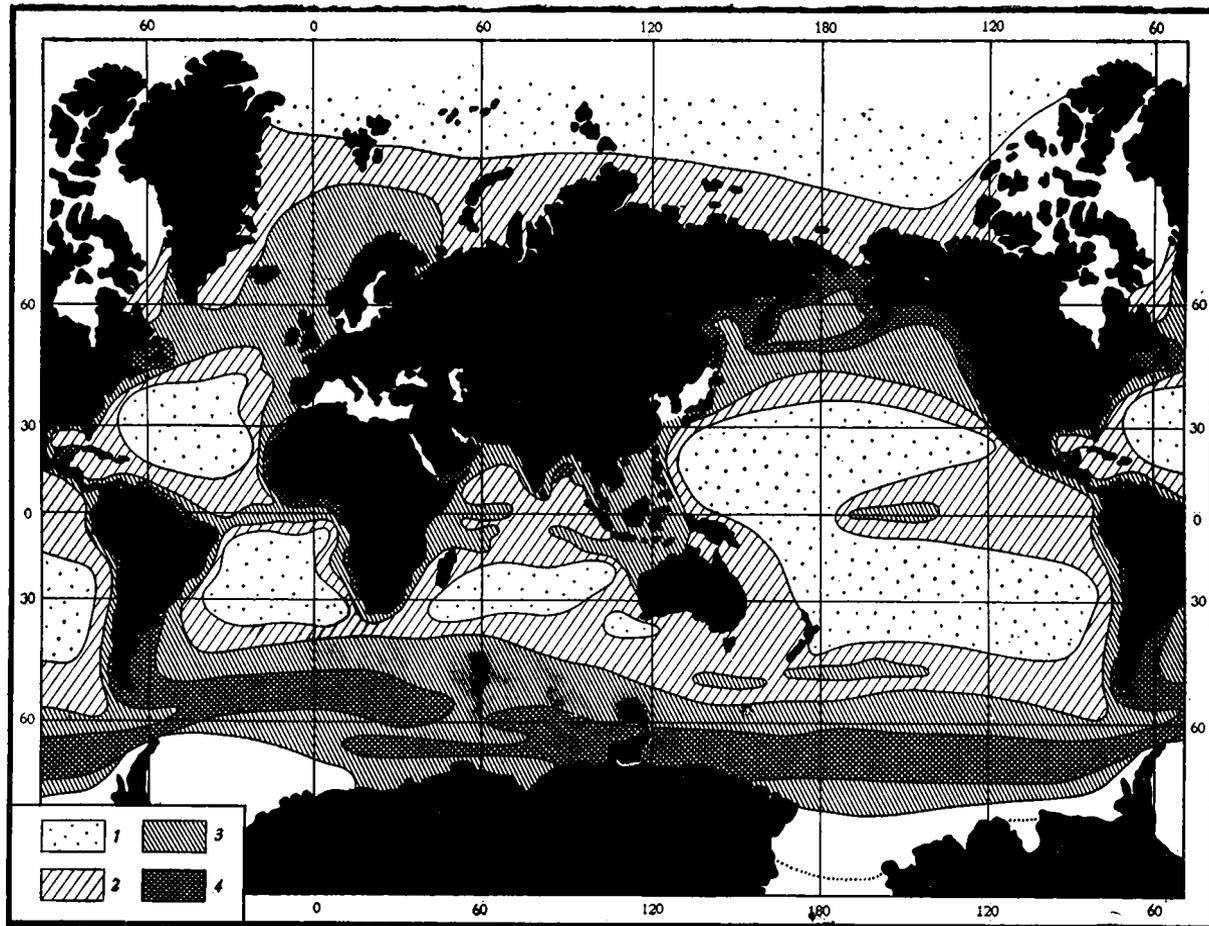
Наиболее удобным объектом в этом отношении является биогенная группа компонентов (C_{org} , SiO_2 , $CaCO_3$), ибо пока только для нее мы располагаем достоверными картами абсолютных масс как для планктонной пленки, так и для бентоса.

2

Первичным генератором органического вещества в океане является фитопланктон, обитающий в главной части своей на глубинах 0—100 м, но опускающийся местами и ниже. Эти глубины обусловлены возможностями проникновения в толщу воды света, необходимого для фотосинтеза.

Для жизнедеятельности фитопланктона необходим постоянный подток в зону фотосинтеза питательных солей — в первую очередь фосфатов и нитратов, а также микроэлементов (Mn, Cu, Co и др.) Поскольку сверху, из атмосферы с дождями, эти биогенные элементы не поступают (ибо дожди их не содержат), единственным источником пищи фитопланктона являются более глубокие горизонты океанской водной толщи, где находятся колоссальные ресурсы P, N, SiO_2 , Mn и других биоэлементов. Поступление их в зону фотосинтеза осуществляется вертикальным перемешиванием воды, которое имеет место как на местах подъема вод (в так называемых дивергенциях), так и на участках обычного поступательного движения вод в течениях (турбулентное перемешивание, гидродинамические фронты, апвеллинги и др.). Перемешивание происходит также при изменениях температуры поверхностных вод: зимой более холодные и, значит, более тяжелые воды погружаются вниз, а их место занимают более глубокие, но более легкие по удельному весу воды, обогащенные биогенными элементами. Интенсивность вертикального перемешивания, обусловленная гидродинамическим режимом поверхностных вод, в разных географических регионах (под разными широтами) существенно неодинакова; сочетание ее с температурным режимом сложное. Это приводит к тому, что в океанах условия для развития фитопланктона и его годовая продуктивность на разных участках резко неодинаковы; различаются места благоприятные для фитосинтетической работы фитопланктона и места неблагоприятные; количественно преобладают последние.

Расположение их видно на фиг. 2. На ней бросаются в глаза пять огромных участков в субтропических областях всех океанов к северу и югу от экватора. Они отвечают так называемым антициклоническим халистамам II и III, в которых движение вод осуществляется в антициклоническом направлении (т. е. по часовой стрелке в северном полушарии и против часовой стрелки в южном). При таком движении вода с перифе-



Фиг. 2. Распределение клеток фитопланктона в поверхностном слое воды (0—100 м), по В. В. Волковинскому с соавторами (1972)

Количество клеток в 1 л воды: 1 — менее 10^2 ; 2 — от 10^2 до 10^3 ; 3 — от 10^3 до 10^4 ; 4 — более 10^4

рии халистаз сгоняется к их центральным частям; здесь возникает избыток масс и вода погружается, оттекая на глубинах в обратном направлении (Степанов, 1974). Вертикальное перемешивание вод в халистазах II и III практически отсутствует, заменяясь латеральным сгоном воды из периферии и окружающих циркулярных течений; питательных солей в этих водах ничтожно мало, число клеток в 1 л воды и продуктивность их также ничтожны — меньше 10^2 в 1 л воды.

На крайнем севере ($> 50^\circ$ с. ш.) и на крайнем юге ($> 50^\circ$ ю. ш.) полагаются I и IV халистазы с циклоническим круговоротом (т. е. движениями воды по часовой стрелке на севере и против нее — на юге). При таком гидродинамическом режиме поверхностные воды сгоняются из центральных частей халистаз к периферии, а в центре происходит подъем глубоких вод, богатых микроэлементами, N и P. Эти глубинные воды местами постоянно выходят на поверхность в широкой зоне (например, в антарктической дивергенции) либо достигают ее временно и локально — в халистазе I. Вспомогательным механизмом передачи питательных солей из этих восходящих (дивергентных) вод к поверхности являются колебания температуры, содействующие, как сказано выше, вертикальному перемешиванию. В результате обильного поступления солей количество клеток в дивергентных халистазах очень велико: $> 10^4$ в 1 л воды; продуктивность планктона высока.

Между халистазами пролегают так называемые циркулярные течения, подвижность воды в которых значительно выше, чем в халистазах (30—50—80 см/сек, а местами и выше). Особенно значительна подвижность вод в экваториальном поясе между II и III халистазами, где местами возникают дивергенции, преимущественно в восточной части пояса. Здесь число клеток и продуктивность тоже велики.

В зоне циркулярных течений число клеток значительно, но оно не одинаково и меняется от района к району в зависимости от интенсивности перемешивания воды.

Особенно интенсивное перемешивание отмечается на стыке холодных и теплых течений (Лабрадорское и Гольфстрим в Атлантике, Куросиво и Ойясиво в Тихом океане и др.); в местах, где интенсивно развиты муссоны, то нагоняющие воду на континент, то отгоняющие ее в открытое море; в местах апвеллингов (upwelling), т. е. в прибрежье аридных зон, где пассатные ветры отгоняют поверхностную воду от берега и как бы вытягивают кверху более глубокие водные слои, богатые биогенными элементами.

Пространственные соотношения числа клеток фитопланктона, которые видны на вышеописанной карте (см. фиг. 2), близко воспроизводятся на карте продуктивности фитопланктона О. И. Кобленц-Мишке с соавторами (1971) и на карте распределения биомасс зоопланктона В. Г. Богорова с соавторами (1969). Мы можем сказать поэтому, что количественное распределение жизни в поверхностном слое океана (0—200 м) контролируется его гидродинамической активностью, т. е. интенсивностью вертикального перемешивания воды. Продуктивность выше там, где гидродинамический режим и вертикальное перемешивание поверхностных вод интенсивнее. Этот принцип в качестве «ведущего в теории продуктивности» был выдвинут В. Г. Богоровым (1974). Учитывая его важность для литологической теории, мы будем именовать его в дальнейшем «гидродинамическим принципом Богорова».

Фотосинтез зависит, как известно, и от света. Зависимость эта сложная. Существует оптимум освещения, при котором фотосинтез достигает максимальной силы. В обе стороны от оптимума интенсивность фотосинтеза убывает. До сих пор нет карты зависимости продуктивности фитопланктона от силы света, и потому анализ с этой точки зрения карты числа клеток и продуктивности пока невозможен.

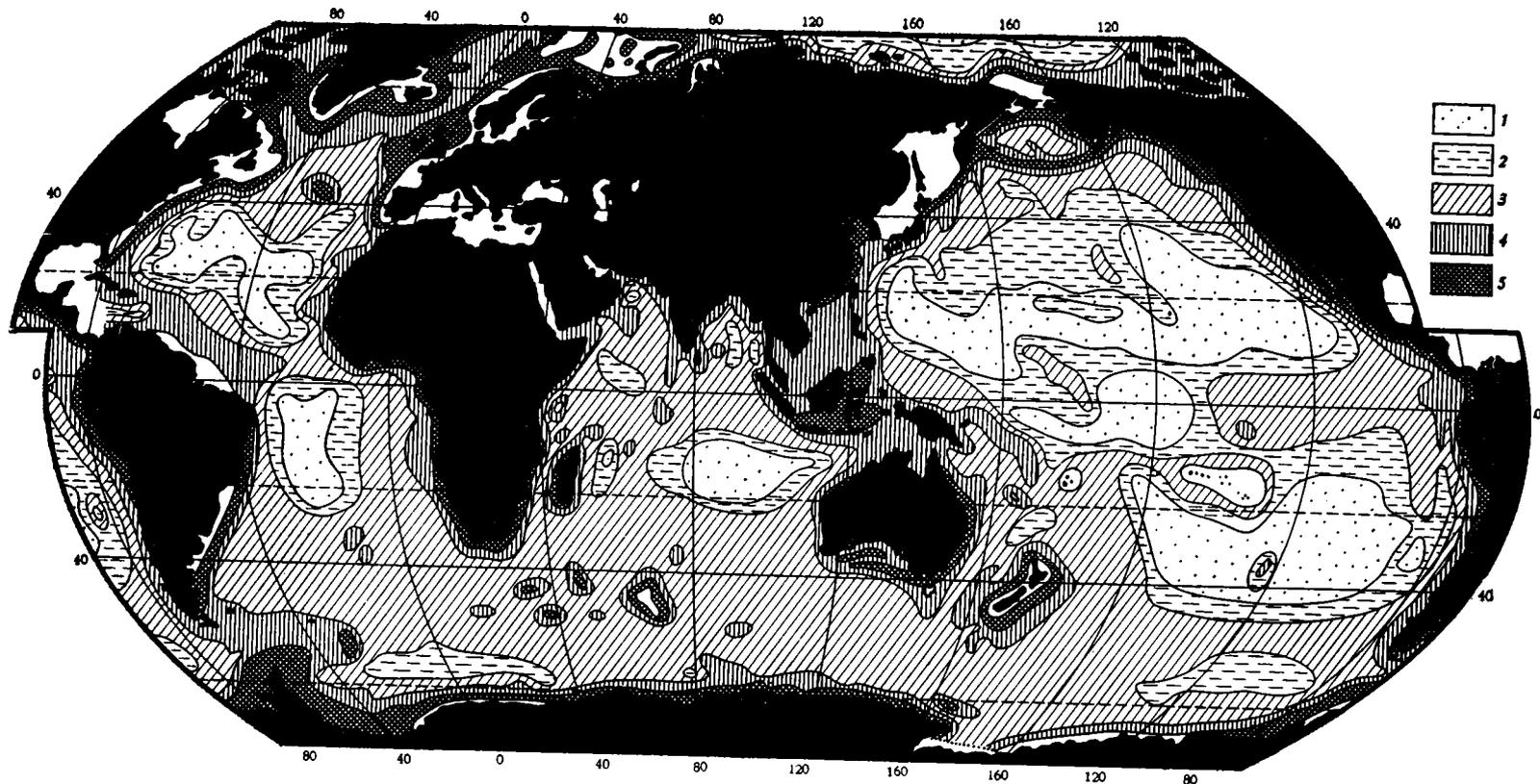
Наряду с планктонной пленкой жизни в океане существует, как известно, еще донная пленка — бентос. За исключением самых мелководных частей океана он образован только представителями животного мира и является зообентосом. Не обладая способностью синтеза органического вещества из минеральных веществ, зообентос существует за счет падающих из зоны фотосинтеза на дно трупов фитопланктона. При таких условиях естественно ожидать, что между площадями развития высоких и низких биомасс планктона и площадями высоких и низких биомасс зообентоса должно быть известное соответствие. Имеется ли оно в действительности или отсутствует, может решить только сопоставление карт биомасс планктона и бентоса, основанных каждая на возможно большем фактическом материале. Именно этот прием и был использован Л. А. Зенкевичем с соавторами в 1971 г., причем получился совершенно отчетливый результат.

На фиг. 3 воспроизведена карта биомасс бентоса, составленная этими авторами. Сравнивая ее с картой числа клеток фитопланктона (см. фиг. 2), нельзя не видеть их большого сходства, конечно в основных, общих чертах, но не в деталях. Халистазам II и III во всех океанах, где фитопланктон беден, отвечают очень сходные площади, весьма бедные бентосом (биомасса $0,1 \text{ г/м}^2$). На участках между халистазами II и III, а также I—II и III—IV, где фитопланктон развит интенсивнее, богаче и бентос ($0,1—1,0 \text{ г/м}^2$). Характерно заметное повышение биомасс бентоса в восточной части экваториальной зоны в виде клина, расширяющегося в направлении к берегу. Этот клин весьма близок к такому же клину, наблюдающемуся на карте числа клеток и на карте дневной продуктивности фитопланктона. В прибрежных зонах океана — на континентальном склоне и шельфе — резко повышены биомассы как фитопланктона, так и бентоса. Если на площади II и III халистаз биомасса бентоса колеблется около 10 мг/м^2 , то в прибрежных зонах она поднимается до нескольких кг/м^2 . В тропических районах биомасса обычно не превышает нескольких десятков г/м^2 ; но в прибрежных районах умеренной зоны — в северной части Атлантического океана и в северо-западной части Тихого — биомасса достигает сотен граммов, местами и выше. То же в холодноводных морях Северного Ледовитого океана (Баренцево, Карское, Чукотское) и на Антарктическом шельфе.

Для описанного тяготения жизни к прибрежным зонам характерно еще, что проявляется оно на близких (почти идентичных) географических участках. В частности, оно отмечается на северо-западе Атлантики, северо-западе Тихого океана, юго-востоке Южной Америки, в приантарктической зоне.

Таким образом, с полным правом можно сказать, что локализация биомасс бентоса в основных, общих чертах контролируется распределением биомасс планктона в верхних слоях океанской воды. Этот вывод и был сделан Л. А. Зенкевичем с соавторами: «Поскольку, однако, влияние на донную фауну населения поверхностных вод опосредствовано всей разделяющей их толщей вод с существующей в ней системой течений, нельзя ожидать, что такое соответствие может быть полным и совпадающим в деталях. Картина количественного распределения жизни в поверхностных слоях, по-видимому, может проецироваться на дне лишь в обобщенном и размытом виде» (1977, стр. 186), как это и видно на карте.

Что же дает для интересующего нас вопроса установленное Л. А. Зенкевичем соответствие карты распределения бентоса карте распределения биомасс фитопланктона?



Фиг. 3. Распределение биомассы бентоса в Мировом океане, $г/м^2$, по Л. А. Зенкевичу с соавторами (1971)
 1 — менее 0,05; 2 — 0,05—0,1; 3 — 0,1—1,0; 4 — 1,0—10,0; 5 — 10,0—50,0

Оно нацело отвергает утверждение А. П. Лисицына, будто подповерхностные слои воды разрушают своими движениями распределение биомасс планктона, когда трупы его опускаются на дно, падая через 3—4-километровую толщу воды. В действительности хотя движения водных масс между поверхностью и дном океана как-то и деформируют первичное распределение биомасс планктона, созданное в поверхностной пленке жизни, деформации эти сравнительно невелики и второстепенны, так что основные черты картины локализации планктонных биомасс уверенно распознаются в распределении биомасс бентоса. Стало быть, гидродинамический режим, обусловивший размещение биомасс планктона в поверхностном слое воды, как бы проецируется в своих основных чертах (не деталях) на дно, проявляясь здесь в локализации биомасс бентоса. Огромная ценность карты Л. А. Зенкевича для теории океанической седиментации несомненна. Поэтому мы будем в дальнейшем называть установленное им соответствие распределения биомасс планктона и бентоса «принципом соответствия Л. А. Зенкевича». Вместе с гидродинамическим принципом Богорова он образует фундамент количественной геохимии биогенных компонентов в океанских отложениях.

Нельзя пройти мимо следующего весьма характерного факта. Карта Л. А. Зенкевича с соавторами (1971) была известна А. П. Лисицыну и даже воспроизведена им в монографии 1974 г. Однако вывод из нее, сделанный авторами карты, был оставлен им в пренебрежении. В то же время сам А. П. Лисицын опубликовал в разные годы данные, которые являются ничем иным, как частным случаем принципа соответствия Зенкевича, и тем самым его поддерживают. Так, еще в 1966 г. в работе о кремненакоплении А. П. Лисицын писал о диатомеях: «Если сопоставить положение основных зон подъема вод, которыми обеспечивается подача все новых и новых запасов питательных солей к поверхности, с зонами пышного развития диатомовых и обогащения взвеси аморфным кремнеземом, то можно заметить очень близкое сходство» (1966, стр. 60). «Основные пояса кремненакопления, отмеченные для поверхностного слоя вод, как бы проецируются на дно» (там же, стр. 78). «Несмотря на сильное растворение взвешенного кремнезема при осаждении, кремнистые пояса, обнаруженные на поверхности океана, всюду прослеживаются до дна даже при глубинах в 5 км и более. При этом поверхностного слоя донных осадков, или, другими словами, придонного слоя воды достигает всего 1/10—1/100 часть количества кремнезема, продуцированного на поверхности» (там же, стр. 195; подчеркнуто мною.— Н. С.) Эти утверждения были повторены в 1976 г. и стали методом предположенной им реконструкции динамики поверхностного слоя в тропической зоне Атлантики за длительное время.

Аналогичные наблюдения сделаны над известьювыделяющим планктоном. В только что появившейся монографии, посвященной геохимии карбонатов и кремнезема в осадках Атлантического океана (Лисицын и др., 1977), можно прочесть следующее: «Доказано, что количественное распространение и видовой состав планктонных карбонатных организмов (в Мировом океане.— Н. С.) без существенных смещений в пространстве проецируется после их гибели на дно» (1977, стр. 43). При этом, однако, раковинный материал растворяется в глубинных водах, и на глубинах 4500 м осадки становятся бескарбонатными. Стало быть, принцип соответствия Зенкевича здесь сохраняет силу до определенных глубин, меньших примерно 4500 м.

Эти примеры являются несомненно лишь частными случаями общего принципа соответствия Зенкевича. Поразительно, что, пропагандируя разрушение распределения биомасс планктона движениями подповерхностных вод, А. П. Лисицын в то же время публикует весьма доказательные частные случаи проявления принципа соответствия Зенкевича и

таким образом вступает в противоречие с собой. Очевидно, самые основные вопросы количественной геохимии живого вещества для А. П. Лисицына до сих пор не ясны и не продуманы, несмотря на длительную работу в океане. Ни гидродинамический принцип Богорова, ни принцип соответствия Зенкевича, без которых нечего делать в этой области, им не используются. Работая бок о бок с этими выдающимися гидробиологами, А. П. Лисицын не усвоил того самого главного, что ими сделано для познания процессов, происходящих в океане. Взамен им пропагандируется «генеральная климатическая установка», направленная против гидродинамического подхода к океанской седиментации, и голословное ошибочное утверждение, будто подповерхностные воды разрушают распределение биомасс, возникшее в планктонной пленке.

Устранение этих возражений позволяет считать намеченный автором этих строк гидродинамический подход в теории океанского литогенеза оправданным, правильным и потому имеющим обязательную силу. Его нельзя уже больше игнорировать, ставить в кавычки и т. д., а следует внедрять в исследования и разрабатывать дальше, как один из важнейших путей построения теории океанского литогенеза.

5

Мы можем сейчас более конкретно представить себе, что происходит при падении биомасс планктона, созданных гидродинамическим режимом поверхностного слоя воды, через более глубокие ее горизонты. Здесь «работают» два процесса.

Первый состоит в том, что размещение биомасс, конечно, испытывает известную деформацию в пространстве. Но эта деформация, как показал Л. А. Зенкевич с соавторами (1971), относительно невелика, ограничена, и поэтому распределение биомассы бентоса существующего за счет падающих на дно трупов планктона, сохраняет в главных, основных чертах большое сходство с распределением биомасс планктона в поверхностном слое воды. Тем самым гидродинамический режим, контролирующей генерацию масс $C_{орг}$, SiO_2 и $CaCO_3$ в поверхностной пленке, как бы проецируется на дно, проявляясь здесь в распределении биомасс бентоса.

Второй процесс, сопровождающий падение на дно планктонных масс, состоит в их прогрессирующем разрушении, распаде и минерализации. Динамика этого процесса у $C_{орг}$ и SiO_2 принципиально иная, чем у $CaCO_3$. У первых двух компонентов растворение происходит главным образом в верхних 50—100 м морской воды, ниже которых темпы его постепенно снижаются. При такой динамике размещение их первичной массы, продуцированной планктонной пленкой, воспроизводится в осадке без существенных искажений их размещения в этой пленке. Растворение $CaCO_3$, продуцированного планктонной пленкой, происходит по противоположной схеме: оно отсутствует в верхней толще водной массы (500—1500 м) и прогрессивно усиливается в более глубоких слоях, достигая максимума на глубинах более 4500 м. Такая динамика приводит к сохранению первичной продукции $CaCO_3$ на менее глубоких участках дна и к исчезновению ее в глубоководных впадинах.

О силе процессов растворения (минерализации) биомасс планктона, падающего на дно, можно судить по тому, что, например, у $C_{орг}$ и SiO_2 до дна доходят в разных местах лишь 10—5 и меньше процентов от количеств, созданных в поверхностной пленке; у $CaCO_3$ выше критической глубины карбонатакопления ~100—90%, ниже — доли процента. Эти величины характеризуют процессы растворения как весьма сильные, но пестрые по интенсивности на разных участках площади океана, что не может не сказаться на степени соответствия картины распределения

$C_{\text{орг}}$, SiO_2 и CaCO_3 на дне и в планктонной пленке. Наибольшее соответствие наблюдается у SiO_2 , несколько меньше оно у $C_{\text{орг}}$, где массы на дне больше сдвинуты в направлении к берегу сравнительно с тем, что наблюдается в поверхностной пленке. У CaCO_3 соответствие существует лишь на участках с глубинами < 3700 м. На более глубоких горизонтах (ниже 4500 м) от CaCO_3 , генерированного в планктонной пленке, на дно поступают обычно доли процента или не поступает ничего.

Из сказанного явствует, что чисто гидродинамически вызванное нарушение картины распределения биомасс в целом и CaCO_3 , $C_{\text{орг}}$, SiO_2 , созданной в планктонной пленке, гораздо меньше сравнительно с интенсивностью их растворения. Вполне вероятно, что отклонения в карте биомасс бентоса, опубликованной Л. А. Зенкевичем с соавторами, обусловлены главным образом не динамическим фактором, а интенсивно протекающими процессами распада и растворения трупов организмов планктона, падающих через 3—4-километровую толщу воды.

ЛИТЕРАТУРА

- Богоров В. Г. Планктон Мирового океана. Сборник статей. М., «Наука», 1974.
- Богоров В. Г. Общие закономерности распределения планктона океана. В кн.: Планктон океана. М., «Наука», 1974.
- Волковинский В. В., Зернова В. В., Семина Т. И., Суханова И. Н., Мовчан О. А., Сенина Л. В., Тархова И. Л. Распределение фитопланктона в Мировом океане.— Промысловая океанология и подводная техника, 1972, сер. 9, вып. 3.
- Зенкевич Л. А., Филатова З. А., Беляев Г. М., Лукьянова Т. С., Суетова И. А. Количественное распределение зообентоса в Мировом океане. Бюл. МОИП, отд. биол., 1971. Цитируется по «Избранным трудам» Л. А. Зенкевича, 1977, вып. 1.
- Кобленц-Мишке О. И., Волковинский В. В., Кабанова Ю. Т. Первичная продукция планктона Тихого океана. В кн.: Программа и методика изучения биоценозов водной среды, 1971.
- Лисицын А. П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью.— В сб.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.
- Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974.
- Лисицын А. П., Беляев Ю. В., Богданов Ю. А., Богоявленский А. Н. Закономерности распределения и формы кремнезема, взвешенного в воде Мирового океана.— В сб.: Геохимия кремнезема. «Наука», М., 1966.
- Лисицын А. П. Биогенная седиментация в океанах и зональность.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 1.
- Лисицын А. П., Емельянов Е. М., Ельцина Г. Н. Геохимия осадков Атлантического океана. Карбонаты и кремнезем. М., «Наука», 1977.
- Степанов В. Н. Мировой океан. М., «Знание», 1974.
- Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М., «Наука», 1976а.
- Страхов Н. М. К вопросу о климатических типах литогенеза в современных океанах.— Литол. и полезн. ископ., 1976б, № 6.
- Страхов Н. М. Две концепции современного глобального осадконакопления и их методология.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 6.
- Страхов Н. М. Гидродинамический механизм распределения $C_{\text{орг}}$, SiO_2 и CaCO_3 в океанских отложениях.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 1.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АЛЛЮВИЯ р. НИЛ

Е. М. ЕМЕЛЬЯНОВ, А. А. МУССА, А. Ю. МИТРОПОЛЬСКИЙ

Нил является главной речной артерией в бассейне Средиземного моря. Его роль в осадкообразовании в этом море огромна. Выносы этой реки фактически определяют весь ход осадконакопления в море Леванта, делают своеобразным минеральный и химический составы осадков так называемой Нильской провинции (Емельянов, 1964, 1968, 1975; Malovitskiy et al., 1975).

До зарегулирования р. Нил Ассуанской плотиной (1964 г.) она ежегодно выносила в море 120 млн. т наносов (Holeman, 1968); 95% нильского стока сбрасывалось в море во время наводнений в период с августа по октябрь. Транспорт выносов во взвешенном состоянии составляет 98—99%, в виде влекомых наносов — 1—2% (Nielsen, 1971). До 1964 г. максимальная концентрация взвешенного вещества в воде Нила во время паводка составляла 5800 мг/л при максимальном стоке воды $1 \cdot 10^8 \text{ м}^3$ в день (Quelenec, Kruk, 1976).

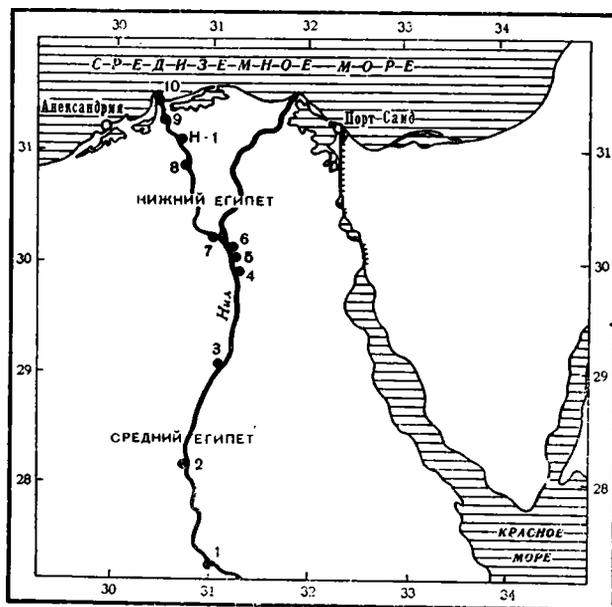


Схема расположения проб аллювия Нила, упоминаемых в табл. 1—4

Минералогический и химический составы аллювия р. Нил изучены слабо (Shukri, 1950, 1951; Kholief et al., 1969). Ранее нами был детально изучен химический состав одной пробы аллювия Нила и минеральный и химический составы 10 проб его аванделты (Емельянов, 1968, 1975). С целью более детального изучения состава наносов нами (А. А. Мусса) в августе 1976 г. дночерпателем было отобрано 10 проб аллювия из русла р. Нил от г. Асьют (проба 1) до г. Рашид (проба 10) (фигура). Пробы затем были детально изучены в лаборатории геологии Атлантики Атлантического отделения ИОАН (г. Калининград). Цель

настоящей статьи — охарактеризовать состав выносов Нила с тем, чтобы в дальнейшем использовать эти данные при выяснении процессов седиментогенеза в районе авандельты Нила и моря Леванта.

Истоки Нила берут свое начало в горных областях Юго-Восточной Африки, образуя три крупных водостока: Атбара, Голубой Нил и Белый Нил. Эти реки дренируют в основном участки суши, сложенные вулканогенными породами плато Абиссинии. В Судане три упомянутые реки

Таблица 1

Гранулометрический состав аллювия р. Нил

Проба	Содержание фракций (мм), %				Тип осадка
	0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01	
1	14,44	34,20	34,74	16,63	Ил мелкоалевритовый
2	46,90	32,54	14,64	5,92	Крупный алеврит
3	13,10	51,87	27,41	7,62	То же
4	14,98	42,79	27,06	15,17	»
5	8,56	12,43	59,51	19,50	Ил мелкоалевритовый
6	2,59	6,33	61,64	29,44	То же
7	2,53	0,58	53,79	43,09	»
8	50,92	42,46	4,83	1,79	Песок
9	1,08	13,76	54,21	30,94	Ил мелкоалевритовый
10	2,58	0,89	28,19	68,34*	Ил алевритово-пелитовый

* Фракция 0,01—0,005 мм — 15,39%; 0,005—0,001 мм — 29,04%; < 0,001 мм — 23,91%. Аналитики Ю. О. Шафдуров, Ц. Х. Яблуновская, Н. Г. Лозовая и Г. В. Журавлева.

соединяются в главное русло Нила, которое пересекает всю Африканскую пустыню и впадает в Средиземное море. На всем протяжении египетской части Нила (1530 км) русло реки не имеет притоков. От Ассуана до Асьюта берега реки сложены нубийскими песчаниками верхнего мела (Said, 1962), частично перекрытыми плиоценовыми аллювиальными отложениями. От Асьюта до Каира берега сложены эоценовыми известняками. На западе и востоке дельты обнажаются плиоцен-плейстоценовые известняковые песчаники.

Гранулометрический и минеральный состав аллювия р. Нил. Аллювий Нила представлен терригенными и биогенно-терригенными (кремнистыми) крупными алевритовыми и мелкоалевритовыми илами (табл. 1—3)¹. Реже это пески или алевритово-пелитовые илы. Среднее содержание песчаного, алевритового и пелитового материалов во взвеси Нила во время наводнения составляет соответственно 25, 45 и 35% (Quelenec, Kruk, 1976).

В аллювии преобладает терригенный материал. Это в первую очередь обломки пород, выветрелые зерна и глинистые агрегаты. Среди обломочных минералов на первом месте стоят кварц, полевые шпаты, эпидот-клиноцоизит, моноклинные пироксены, слюды и обыкновенная роговая обманка. Среди глинистых минералов резко преобладает монтмориллонит (Ратеев и др., 1966). Кварц-полевошпатовое, пироксен-амфиболовое отношения обычно > 1. Моноклинные пироксены — наиболее характерные минералы выносов Нила. Именно по этим минералам, а также по монтмориллониту наиболее четко удастся оконтурить Нильскую терригенно-минералогическую провинцию.

Обращает на себя внимание очень высокое содержание в наносах Нила кремнистых остатков фитопланктона — диатомей. Особенно их

¹ В связи с тем, что при изучении фракции 0,1—0,05 мм количество материала было незначительным, результаты минералогического анализа фракции и валового осадка одной и той же пробы не всегда совпадали (табл. 2 и 3).

Минералогический состав (%) валовых (растертых до фракции 0,05—0,005 мм) проб аллювиальных осадков Нила

Минералогический состав	Проба								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Черные непрозрачные частицы*	16,3	11,1	12,5	20,0	8,2	7,7	2,3	10,7	5,1
Выветрелые зерна, обломки пород, глинистые частицы	25,4	15,5	18,8	14,3	42,9	43,8	52,3	21,2	70,3
Кварц	17,2	27,6	26,8	24,9	12,6	9,0	2,3	36,4	7,5
Полевые шпаты	13,4	15,8	20,3	8,1	4,7	6,6	2,3	13,0	3,5
Слюды	3,9	4,3	4,4	7,2	9,1	4,3	4,6	2,1	1,1
Амфиболы**	2,0	3,0	2,8	2,3	1,8	2,4	0,3	4,2	1,9
Моноклинные пироксены	7,1	8,8	6,0	10,0	5,0	4,8	2,3	7,0	2,5
Минералы группы эпидота	4,9	4,0	2,3	2,6	1,1	1,6	0,5	3,6	1,0
Акцессории: циркон, апатит, рутил, сфен, гранат	0,3	0,6	0,9	0,3	0,5	0,3	0,3	0,3	0,3
Стекла вулканические	0,6	0,3	0,3	0,5	0,3	0,8	0,6	0,3	0,3
Карбонатный материал***	4,6	8,0	4,7	6,7	12,0	14,8	18,1	0,7	5,4
Кремнистый материал (диатомеи, радиолярии, спикулы губок)	4,2	1,0	0,3	3,1	1,8	4,0	14,1	0,3	0,9
	99,9	100,0	100,1	100,0	100,0	100,1	100,0	99,8	100,0

* В состав входят: рудные минералы, обломочки нераскristализованной массы базальтовых пород, обугленный детрит.

** Преимущественно обыкновенная роговая обманка.

*** Биогенный, химогенный и терригенный.

много в мелкоалевритовых илах, что, очевидно, позволяет их назвать диатомово-терригенными илами.

Много также в аллювии кальцита и доломита. Эти минералы попадают в реку, очевидно, эоловым путем, из прилегающих участков пустынь. Они могли образоваться при высыхании временных озер, заливов, небольших (временных) рек и т. д. Поэтому кальцит и доломит — характерные минералы для почв пустынь Африки, а следовательно, и для эолового материала. Не исключено, что карбонаты могли образоваться в илах западных заливов, а также на берегу самой р. Нил при сильном перегреве воды или ила. Хомогенные кальцит и доломит — основной вид карбонатов в речных илах. Между CaCO_3 и их содержанием проявляется прямая корреляционная связь.

Химический состав аллювия. Для аллювия Нила очень характерны повышенные содержания Fe, Ti, Mn, Na, Cr, V, Zn (табл. 4). Их средние содержания находятся между кларками этих элементов в глинах и сланцах и основных породах. Особенно много Fe, Mn и Zn найдено в пробе 4. Однако эта проба отобрана вблизи металлургического завода Хелуан. Наносы Нила заметно обогащены также $\text{C}_{\text{орг}}$. Его содержание повышается по мере возрастания примеси пелита. Исходя из средних содержаний элементов в аллювии и валового поступления наносов Нила в Средиземное море (120 млн. т/год) были рассчитаны абсолютные массы поступающих элементов с речными выносами. Для макрокомпонентов они оказались равными (млн. т/год): CaCO_3 — 7,0; $\text{C}_{\text{орг}}$ — 1,43; Fe — 7,1; Mn — 0,13; Ti — 1,48; Na — 1,46; K — 1,20. Количество малых элементов равнялось (тыс. т/год): Cr — 16,2; Cu — 6,2; Zn — 12,9; Ni — 15,1.

Обсуждение результатов. Данные по минералогии и геохимии говорят о том, что аллювий Нила состоит из разнородного материала. Его источниками являются: продукты химического и физического выветривания основных пород горных областей верховьев Нила (в основном плато Абиссинии; Shukri, 1950, 1951; Kholief et al., 1969), эоловый материал пустынь Африки, осадочные и метаморфические породы, сла-

Минеральный состав песчано-алевритовый (0,1—0,05 мм) фракции аллювия Нила *

Минералы, компоненты	Проба									Среднее
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
<i>Легкая подфракция</i>										
Кварц	39,1	42,9	38,8	45,9	31,2	18,2	1,9	46,2	27,6	32,4
Полевые шпаты	19,6	32,8	26,1	16,0	14,6	17,2	2,5	19,7	9,2	17,4
Слюда	11,2	3,8	8,2	12,0	12,8	14,4	6,1	1,3	4,1	8,2
Стекла вулканические	0,3	0,3	0,4	0,7	0,3	1,1	0,7	0,6	1,0	0,6
Карбонаты обломочные	0,3	0,3	—	0,7	0,7	0,4	—	—	—	0,4
Карбонаты хемогенные	0,7	1,0	0,4	0,7	2,0	4,8	0,3	1,4	1,4	1,4
Выветрелые частицы, обломки пород	25,4	18,3	25,4	21,6	36,0	37,6	36,0	29,4	55,2	31,6
Биогенные остатки	3,3	0,3	0,7	1,6	2,1	6,0	52,2	1,3	0,6	7,6
Другие	—	—	—	0,3	—	—	—	0,3	—	0,1
<i>Тяжелая подфракция (уд. в. >2,9)</i>										
Выход тяжелой подфракции	21,11	27,97	15,60	20,07	9,86	7,63	2,90	19,03	7,07	14,58
Рудные (ильменит, хромит, лейкоксен)	10,8	24,8	8,1	7,8	4,7	7,3	9,1	14,7	12,9	10,1
Гетит-гидрогетит	1,4	1,1	2,3	3,5	2,5	3,9	1,6	1,0	2,0	2,1
Пироксены моноклинные	33,7	39,1	29,9	41,2	32,2	23,9	31,7	30,8	21,8	31,5
Роговая обманка обыкновенная	14,3	8,9	12,8	10,6	13,0	12,4	10,3	10,4	16,0	12,1
Другие амфиболы (актинолит-тремолит и др.)	0,4	0,3	0,3	0,6	0,8	0,3	—	0,9	—	0,4
Эпидот-клинозоцит	10,0	10,0	7,7	5,3	5,1	6,3	7,4	8,0	9,5	7,7
Слюды	0,4	1,4	1,7	0,3	1,8	1,0	0,8	0,3	1,0	9,7
Гранат	—	—	0,7	—	0,7	0,7	—	0,3	—	0,3
Циркон	—	1,1	0,6	—	0,4	—	0,4	0,7	0,3	0,4
Апатит	—	0,3	0,7	—	0,4	0,6	—	0,3	0,3	0,3
Рутил и сфен	—	—	—	0,6	0,4	—	—	0,3	0,3	0,2
Турмалин	—	—	—	0,3	—	0,3	—	0,7	0,3	0,2
Обломки базальтовых пород	28,0	12,1	33,9	29,6	37,3	42,8	37,4	30,4	34,7	31,8
Другие обломочные породы	—	0,3	1,0	—	0,8	—	—	—	0,3	0,3
Хемогенные минералы	1,2	0,3	0,3	—	—	0,3	0,8	0,6	—	0,3

* Аналитик Н. Г. Лозовая.

гающие берега Среднего и Нижнего Нила, и биогенный и, частично, хемогенный материалы, зарождающиеся в самой реке (диатомовые водоросли, карбонаты). Сравнивая вклад каждого из этих источников, мы можем утверждать, что основная роль принадлежит продуктам денудации основных пород, распространенных в верховьях реки. Об этом свидетельствуют, во-первых, моноклинные пироксены, вулканическое стекло, основные плагиоклазы и монтмориллонит, а затем — очень высокие содержания в наносах Fe, Ti, Mn, Cr, V, преобладание Na над K и другие признаки, характерные для основных пород. О вкладе золотого материала в баланс наносов говорят такие минералы, как кварц, кислые плагиоклазы (часто с «рубашками»), кальцит, доломит. Однако,

№ пробы	Тип осадка	Содержание в %							
		фракция <0,01 мм	СаСО ₃	Сорг		Fe		Mn	
				а	б	а	б	а	б
1	Ил мелкоалевритовый	16,63	2,99	0,63	0,64	6,66	6,87	0,10	0,11
2	То же	5,92	5,99	0,48	0,51	5,20	5,53	0,08	0,08
3	»	7,62	2,50	0,42	0,43	6,46	6,63	0,09	0,09
4	»	15,17	5,49	0,87	0,92	9,15	9,68	0,14	0,15
5	Ил мелкоалевритовый	19,50	11,73	1,41	1,60	6,66	7,55	0,10	0,12
6	То же	29,44	8,49	1,92	2,10	6,71	7,33	0,10	0,11
7	»	43,09	13,48	2,22	2,57	6,53	7,55	0,12	0,14
8	Песок	1,79	0,50	0,39	0,39	4,38	4,38	0,10	0,10
9	Ил мелкоалевритовый	30,94	5,00	2,16	2,27	7,38	7,77	0,17	0,18
10	Ил алевритово-пеллитовый	68,34	5,74	1,80	1,91	7,08	7,51	0,11	0,12
Н-1	То же	—	2,05	0,78	0,80	7,80	8,77	0,09	0,10
	Среднее	23,84	5,81	1,19	1,28	6,73	7,23	0,11	0,11
	Среднее для осадков Средиземного моря (слой 0—5 см)	—	—	0,59	1,23	2,87	5,17	0,10	0,15
	Кларки для глин и сланцев	—	—	—	—	3,33	—	0,07	—
	Кларки для основных пород	—	—	—	—	8,56	—	0,20	—

Примечания: а — в натуральном сухом осадке; б — в пересчете на бескарбонатное вещество. В пробе Н-1 определено (%): Р — 0,10 (0,12); SiO₂ аморф — 1,18 (1,33); Sr — 1100 (1240)·10⁻⁴; V — 200 (204)·10⁻⁴; Zr — 100 (102)·10⁻⁴.

судя по их количественному содержанию, а также по химическому составу, этот вклад невелик. Невелико также содержание песчаников и известняков, разрушающихся на берегах Среднего и Нижнего Нила. Доля биогенного материала в наносах Нила также мала, особенно в его низовьях. Таким образом, решающая роль в формировании минерального и в особенности химического состава принадлежит основным вулканическим породам, которые дренируются в верховьях реки. По пустыням Судана и Египта продукты их денудации проходят как бы транзитом, до самого устья сохраняя те характерные черты, которые были заложены на расстоянии нескольких тысяч километров от устья реки.

ЛИТЕРАТУРА

- Емельянов Е. М. Особенности современного осадкообразования в Средиземном море. Автореф. дис. Ин-т океанологии, М., 1964.
- Емельянов Е. М. Минералогия песчано-алевритовых фракций современных осадков Средиземного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 2.
- Емельянов Е. М. Донные осадки Средиземного моря.— В кн.: Осадконакопление в Атлантическом океане. Результаты исследований по Международным геофизическим проектам. Калининград, 1975.
- Ратеев М. А., Емельянов Е. М., Хеиров М. Б. Особенности формирования глинистых минералов в современных осадках Средиземного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 4.
- Holeman J. N. The sediment yield of major rivers of the world.— Water Resources Res., 1968, v. 4.
- Khollef M. M., Hilmy E., Shahat. Geological and mineralogical studies of some sand deposits in the Nile Delta.— J. Sediment Petrol., 1969, v. 39, No. 4.
- Malovitskiy Ya. P., Emelyanov E. M., Kazakov O. V., Moskalenko V. N., Osipov G. V., Shimkus K. M., Chumakov S. S. Geological structure of the Mediterranean sea floor (based on geological geophysical data).— Marine geol., 1975, v. 18, No. 4.

донных осадков Нила

Содержание в %						Содержание в $\cdot 10^{-4}$, %									
Ti		Na		K		Cr		Cu		Zn		Ni		Cd	
a	б	a	б	a	б	a	б	a	б	a	б	a	б	a	б
1,40	1,44	1,15	1,19	1,05	1,08	144	148	46	48	95	98	71	73	<5	<5
1,26	1,34	0,98	1,04	0,87	0,93	148	157	31	33	67	71	48	51	<5	<5
1,33	1,42	1,21	1,24	1,01	1,04	133	136	42	43	85	87	73	75	<5	<5
1,13	1,20	1,45	1,53	1,07	1,13	144	152	48	51	216	299	65	69	<5	<5
1,31	1,48	0,91	1,03	0,83	0,94	135	153	58	66	135	153	65	74	<5	<5
1,30	1,42	1,03	1,13	0,93	1,02	136	149	66	72	120	131	66	72	<5	<6
1,18	1,36	0,76	0,88	0,81	0,94	114	132	68	79	101	117	73	84	<5	<5
0,86	0,86	1,12	1,12	0,99	0,99	120	121	26	26	62	62	58	58	<5	<6
1,27	1,34	1,08	1,14	1,06	1,12	148	156	62	65	142	150	85	89	<5	<5
1,13	1,20	2,53	2,68	1,39	1,47	128	136	70	74	86	91	85	90	<5	<5
1,38	1,53	—	—	—	—	—	—	—	—	79	81	83	93	—	<5
1,23	1,33	1,22	1,30	1,00	1,07	135	147	52	56	108	126	67	77	<5	—
0,27	0,45	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	<5
0,45	—	0,66	—	2,28	—	100	—	57	—	80	—	95	—	0,30	—
0,90	—	1,94	—	0,83	—	200	—	100	—	130	—	160	—	0,19	—

Nielsen Ev. Compilation and analysis of information and data published by the Egyptian Government, Coastal Erosion.—Studies UNESCO, Alexandria, 1971.

Quelenec R. E., Kruk C. B. Nile suspended load and its importance for the Nile Delta morphology. UNDP—ASRT—UNESCO.—Proc. Sedimar Nile Delta sedimentolog., 1976.

Said R. The geology of Egypt. Elsevier, Amsterdam—New York, 1962.

Sanford K. S. and Arkell W. J. Paleolithic man and the Nile Valley in Lower Egypt. Chicago Univ., Oriental Inst. Publications, Chicago, 1939, vol. 6.

Shukri N. M. The mineralogy of some Nile sediments.—Quart. J., Geol. Soc. London, 1950, v. 105.

Shukri N. M. Mineral analysis tables of some Nile sediments.—Bulle. Inst. Desert Egypte, 1951, v. 1, No. 2.

Атлантическое отделение
Института океанологии,
Калининград,
Институт геологических наук АН УССР,
Киев

Дата поступления
8.VI.1977

РОЛЬ КРЕМНЕЗЕМА В РЕАЛИЗАЦИИ НЕФТЕМАТЕРИНСКОГО ПОТЕНЦИАЛА ПОРОД ДОМАНИКОВОГО ТИПА

В. И. ТИХОМИРОВ

Породы доманикового и мендымского горизонтов среднефранского подъяруса верхнего девона, широко распространенные в восточной части Русской плиты, в пределах Волго-Уральской и Тимано-Печорской нефтегазоносных провинций имеют глинисто-кремнисто-карбонатный состав, значительно обогащены органическими веществами, сингенетичными битумоидами, содержат микроскопления жидких и твердых нефтидов в трещинах и порах. Большинство исследователей рассматривали эти породы как типичные нефтематеринские.

Близкие к среднефранским по литологическому облику и химическому составу породы (так называемые породы доманикового типа, доманиковые фации) имеются также в карбонатных толщах и верхнефранского, фаменского и турнейского возраста, выполняющих осевые зоны некомпенсированных осадконакоплением Камско-Кинельских прогибов.

Карбонатные породы доманикового типа обладают, как было показано расчетами К. Ф. Родионовой (1967), Л. А. Гуляевой и др. (1975), очень высоким нефтегазоматеринским потенциалом, заключая в себе многие миллиарды тонн сингенетичных рассеянных битумоидов и углеводородов. Однако до сих пор не совсем ясно, в какой мере эти породы реализовали свои богатые потенциальные возможности генерировать нефть и, следовательно, какой была доля участия их в формировании залежей нефти в нефтегазоносных комплексах восточной части Русской плиты. Н. М. Страхов, К. Ф. Родионова, Э. С. Залманзон (1955), З. Л. Маймин (1955) впервые обратили внимание на неблагоприятные для эмиграции углеводородов особенности состава и структуры пород доманика — микрозернистость, отсутствие в доманиковой толще и в близлежащих толщах пород-коллекторов. Представления о доманике как только битумообразующей, но не нефтепроизводящей свите, нашли отражение также в работах С. Я. Вайнбаума и В. И. Тюрина (1963), Е. Д. Войтовича и Ф. А. Кензина (1974).

З. Л. Маймин (1955) предполагала, что в породах доманика и им подобных практически отсутствуют связанные друг с другом открытые поры и трещины, а все пустоты, в том числе и промежутки между карбонатными кристалликами и глинистыми частицами заполнены аморфным кремнеземом, плотно обволакивающим также и микроскопления органических веществ и препятствующим развитию процессов первичной миграции битумов. Таким образом, предполагаемому аморфному кремнезему в глинисто-кремнисто-карбонатных породах приписывалась роль главного консерватора как первичных, так и новообразованных в литогенезе сингенетичных битумоидов и углеводородов.

Наблюдения пород доманикового типа под микроскопом и определения коллекторских свойств подтверждают, что условия эмиграции и в особенности коллекции битумоидов и нефти в доманиковых фациях действительно не очень благоприятны. Об этом свидетельствует и малочисленность залежей нефти в среднефранском подъярусе и в верхнефранско-турнейских отложениях осевых зон Камско-Кинельских прогибов, непромышленный в основном их характер.

Но можно ли считать, что эмиграция и первичная миграция битумоидов и углеводородов в доманиковых фациях вовсе не имели места и что кремнезем был главной причиной предполагаемой малой подвижности битумоидов и углеводородов в окремнелых карбонатных породах?

В сложных по составу, многокомпонентных породах доманикового типа трудно выяснить детали распределения и взаимоотношение четырех основных породообразующих веществ — карбонатных, глинистых, кремнистых и органических вследствие очень малых размеров частиц и тесного их контакта. Даже при максимальных увеличениях под микроскопом структура таких пород не поддается полностью расшифровке, и в особенности плохо видно именно соотношение между кремнеземом и органическим веществом.

В пластовых силицитах из карбонатной формации верхнего девона — нижнего карбона Урало-Поволжья, судя по петрографическим данным, основная масса кремнезема представлена халцедоном, тогда как опал и кварц содержатся в очень небольших количествах. Практическое отсутствие опала подтверждается проведенными нами тремя опытами по растворению в 5%-ной КОН растертого до 0,1 мм порошка турнейского силицита из разреза Еква на западном склоне Урала, фаменского силицита из скв. 2 — Калинино (Пермская область) и доманикового силицита из скв. 250 — Решетниковская (Удмуртия). После выдерживания 1 г порошка в 100 мл раствора КОН в течение двух часов на кипящей водяной бане в вытяжку перешло лишь 8—10% исходного кремнезема.

В породах доманикового типа выделения опала и зерна кварца встречались очень редко, и весь видимый кремнезем был представлен, так же как и в силицитах, халцедоном. Для оценки количества кремнезема ($\text{SiO}_{2\text{своб}}$) в глинисто-кремнисто-карбонатных породах доманикового типа мы использовали не прямые химические определения различных форм кремнезема посредством последовательной щелочной обработки пород Na_2CO_3 , КОН или NaOH при возрастающей их концентрации, а определяли содержание $\text{SiO}_{2\text{своб}}$ косвенным путем, по данным силикатных химических анализов нерастворимого в 5%-ной соляной кислоте остатка пород (НО).

Литолого-петрографические и рентгено-дифрактометрические исследования пород карбонатной формации показали, что глинистые минералы в них представлены преимущественно гидрослюдами. Присутствие полевых шпатов и прочих алюмосиликатов практически не отмечалось. Поэтому вполне можно было допустить, что все определяемое в валовых анализах нерастворимых остатков количество Al_2O_3 принадлежит гидрослюдам, в которых молекулярное отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ равно 2.

Исходя из этого отношения, можно было рассчитать сначала количество кремнезема, связанного с глинистой составляющей пород, а затем по разности между общим количеством SiO_2 и количеством кремнезема в глинистом веществе вычислить содержание $\text{SiO}_{2\text{своб}}$. Для расчета алюмосиликатного кремнезема нами было выбрано молекулярное отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 4 : 1$, т. е. намеренно завышенное, чтобы не превеличить расчетное количество свободного кремнезема относительно истинного его содержания. Расчеты показали, что $\text{SiO}_{2\text{своб}}$ в породах доманикового типа составляет значительную часть некарбонатного минерального вещества — до 50—60% в глинисто-кремнисто-карбонатных породах и до 95% в силицитах.

Примерно в 200 образцах среднефранских, верхнефранских, фаменских и турнейских пород доманикового облика из различных площадей Урало-Поволжья было определено наряду с $\text{SiO}_{2\text{своб}}$ еще содержание органического углерода ($\text{C}_{\text{орг}}$) и хлороформенных битумоидов (ХБ). В среднем эти породы содержат 17,2% $\text{SiO}_{2\text{своб}}$, 3,35% $\text{C}_{\text{орг}}$, 0,83% ХБ; средняя степень битуминизации органического вещества (β), т. е. отношение углерода хлороформенных битумоидов к общему органическому углероду, составляет 0,198 (или 19,8%).

Были рассчитаны коэффициенты корреляции свободного кремнезема с тремя параметрами, характеризующими органическое вещество — $\text{C}_{\text{орг}}$, ХБ и β . Они составляют соответственно 0,42; 0,37 и 0,10. Эти невы-

сокие, хотя и значимые, величины коэффициентов корреляции дают основание предполагать, что свободный кремнезем оказывает довольно слабое влияние как на накопление в породах органических веществ, так и на их битуминизацию. Об этом же свидетельствует и незакономерный, хаотичный характер расположения точек на графиках зависимости ХБ и β от $\text{SiO}_{2\text{своб}}$ и от отношения $\text{SiO}_{2\text{своб}} : \text{C}_{\text{орг}}$ (фиг. 1—3). Чтобы учесть влияние закономерности Успенского — Вассоевича, на графики связи $\beta\text{-SiO}_{2\text{своб}}$ и $\beta\text{-SiO}_2 : \text{C}_{\text{орг}}$ наносились только данные анализов пород, содержащих одинаковые количества $\text{C}_{\text{орг}}$. Если бы кремнезем оказывал консервирующее воздействие на битумоиды в породах доманикового типа, то следовало бы ожидать возрастания величин ХБ и β по мере увеличения содержания $\text{SiO}_{2\text{своб}}$ в породах и отношения $\text{SiO}_2 : \text{C}_{\text{орг}}$, чего на графиках не наблюдается.

Таким образом, представление о том, что кремнезем крепко запечатывает органическое вещество и его битуминозные компоненты в доманиковых породах, не позволяя им перемещаться, не находит подтверждения в данных корреляционного анализа. Эмиграция битумоидов серьезно затруднена, вероятно, только в пластовых силицитах, тонкие прослои которых встречаются в среднефранских породах и верхнефранско-турнейских доманиковых фациях осевых зон Камско-Кинельских прогибов.

Известно, что некоторые палеозойские и кайнозойские силициты содержат довольно значительные количества рассеянных органических веществ и битумоидов (Хворова, Залманзон, 1963; Хворова, 1963; Габинет, 1961). По нашим определениям, в известковистых и известковисто-глинистых силицитах карбонатной формации верхнего девона — турне Волго-Уральской провинции содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ достигает 8%, а ХБ — 3,5% (Решетниковская, Калининская, Юмышская, Тулвинская и другие площади). Причем степень битуминизации рассеянного органического вещества этих кремней колеблется в пределах 15—35%, в среднем лишь незначительно превышая величины β во вмещающих силициты глинисто-карбонатных и карбонатных породах доманикового типа с таким же примерно, как и в силицитах, содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$.

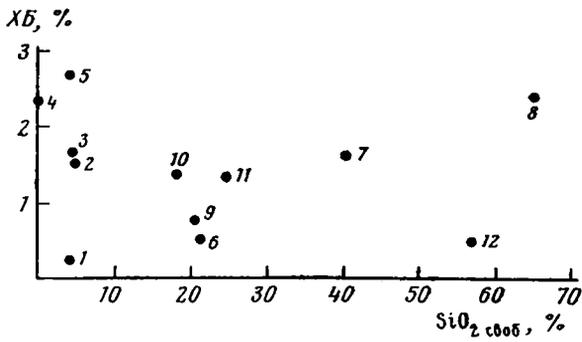
Это дает основание предполагать возможность частичной эмиграции какой-либо доли подвижных битуминозных веществ даже из силицитов.

О путях передвижения битумоидов в окремнелых карбонатных породах и кремнях дают некоторое представление данные электронно-микроскопического исследования сильнобитуминозных и нефтенасыщенных карбонатных и кремнистых пород Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (фиг. 4).

Применив метод двухступенчатых углерод-полистирольных реплик, удалось получить отпечатки агрегатов твердых коллоидных смолисто-асфальтеновых частиц нефти и твердых битумов и даже выявить нечеткие следы от капелек и пленок жидких компонентов нефти и битумов (вследствие растворяющего воздействия на полистирол ароматических углеводородов нефти и битумов) на поверхностях кристаллов кальцита, в межкристалльных промежутках и трещинах. Нанесенные на полистирольные отпечатки углеродные пленки отделялись растворением полистирола в парах толуола и оттенялись серебром.

Идентификация органических веществ производилась посредством сравнения электронно-микроскопических картин поверхности примерно одного и того же участка свежего скола пород до и после удаления органических веществ ионным травлением на установке ВУП-2К или осторожным прокаливанием в муфеле. Кроме того, специально изучались отпечатки с поверхности твердых нафтидов (асфальтиты, оксикериты).

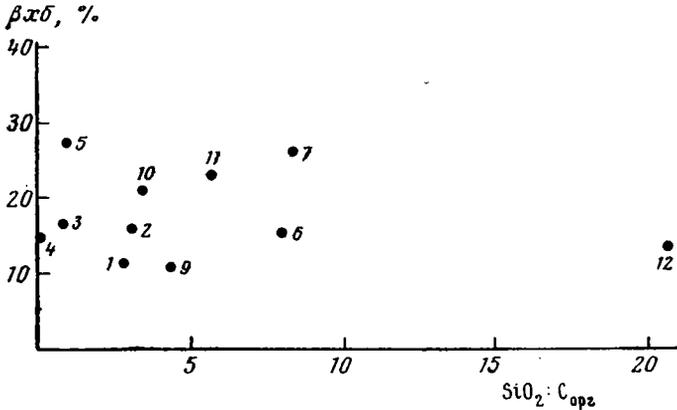
При просмотре реплик в просвечивающем электронном микроскопе ЭМ-7 при увеличениях более 10 000 раз в глинисто-кремнисто-карбонатных и кремнистых породах доманикового типа выявлена густая сеть тончайших трещин с раскрытостью в десятые и даже сотые доли микро-



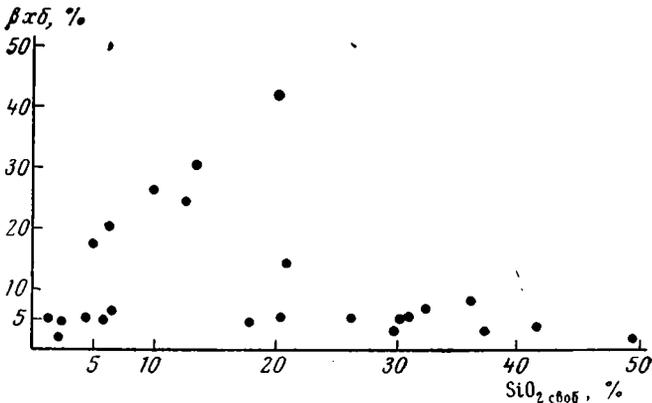
Фиг. 1. График зависимости содержания хлороформного битумоида (ХБ) от количества свободного кремнезема в среднефранско-турнейских глинисто-кремнисто-карбонатных породах

1 — известняки (53); 2 — глинистые известняки (15); 3 — мергели (9); 4 — глинистые мергели (2) 5 — известковистые глины (2); 6 — кремнистые известняки (28); 7 — кремнеизвестняки (8); 8 — известковистые силициты (4); 9 — кремнисто-глинистые известняки (28); 10 — кремнистые мергели (16); 11 — кремнисто-известковистые глины (2); 12 — известковисто-глинистые силициты (2).

Примечание: Терминология дана по Г. И. Теодоровичу (1958); в скобках — число анализов



Фиг. 2. График зависимости значений степени битуминизации органического вещества ($\beta_{хб}$) от величины отношения $SiO_{2\text{своб}} : C_{\text{орг}}$. Условные обозначения те же, что на фиг. 1



Фиг. 3. График зависимости значений степени битуминизации органического вещества ($\beta_{хб}$) доманиковых пород от количества свободного кремнезема (при постоянном содержании $C_{\text{орг}}$, равном 1%)



Фиг. 4. Электронно-микроскопические снимки поверхностей сколов кремнистых и карбонатных пород

a — нефтенасыщенный микрокристаллический известняк из латышского горизонта турне разреза «Косая Речка» на западном склоне Среднего Урала. Нефть заполняет промежутки между микрокристалликами кальцита и трещины. $\times 17\,500$. *б* — бутиминозный микрокристаллический известняк из доманикового горизонта разреза «Камень Мултык» на западном склоне Урала. На поверхности кристаллов кальцита видны скопления смолисто-асфальтеновых частиц, а в межкристалльных промежутках — жидкого битума (темные расплывчатые пятна). $\times 17\,000$. *в* — пластовый силицит (халцедонолит), содержащий около 2% органического углерода. Фаменские отложения осевой зоны Шалымо-Сылвенского некомпенсированного прогиба (Калининская площадь, скв. 2). Видна сеть тончайших трещин, заполненных органическим веществом (черные пленки и комочки на снимке). $\times 10\,000$

на. Отмечается также довольно четко проникновение жидких и смолисто-асфальтовых компонентов нефти и битумоидов в самые тонкие трещины менее 1000 Å в межкристалльные промежутки и мельчайшие поры.

Эти данные говорят о том, что эмиграция и первичная миграция битумоидов в доманиковых фациях могла осуществляться по ультратонким трещинам, большинство которых нельзя заметить с помощью обычных методов литолого-петрографических исследований. Кстати, в этих породах не являются большой редкостью и более крупные раскрытые трещины шириной в десятые доли миллиметра и выше. Они особенно хорошо видны в шлифах под люминесцентным микроскопом благодаря обычному заполнению их подвижными «легкими» битумоидами, люминесцирующими в ярко-голубых и ярко-белых тонах, резко выделяющихся на фоне слабой бурой или темно-коричневой флюоресценции основной массы рассеянного органического вещества и слабой желтоватой люминесценции кристаллов кальцита и доломита.

Еще один признак развития процессов эмиграции и миграции углеводородов из сингенетичных битумоидов доманиковых фаций — относительная обедненность масляной фракции этих битумоидов легкими метано-нафтеновыми углеводородами, более подвижными, нежели ароматические углеводороды, преобладающие в данной фракции (Бурова и др., 1975).

Приведенные материалы противоречат представлению о «законсервированности» битумоидов в доманиковых фациях палеозоя Русской плиты и о чрезвычайно сильном негативном влиянии свободного, не входящего в состав алюмосиликатов и частиц терригенного кварца, кремнезема на эмиграцию и миграцию битумоидов в окремнелых карбонатных породах.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурова Е. Г., Жузе Т. П., Тихомиров В. И.* Углеводородный состав хлороформенных битумоидов карбонатных пород среднефранко-турнейского возраста в Актаныш-Чишминском прогибе.— В сб.: Геохимия карбонатных отложений системы Камско-Кинельских прогибов. М., Изд. ИГиРГИ, 1975.
- Вайнбаум С. Я., Тюрин В. И.* Соотношение форм залегания битумов и их состава как критерий оценки нефтеносности карбонатных отложений.— В сб.: Проблемы нефтеносности карбонатных коллекторов Урало-Поволжья. Бугульма, изд-во Министерства культуры ТатарССР, 1963.
- Войтович Е. Д., Кензин Ф. А.* Закономерности размещения нефти в нижних горизонтах карбонатного девона Татарии и обоснование методики ее поисков.— Геол. нефти и газа, 1974, № 3.
- Габинет М. А.* Окремнение битуминозных пород менилитовой серии Восточных Карпат.— В сб.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 6. Изд-во Львовского ун-та, 1961.
- Гуляева Л. А., Глезер В. Г., Поделько Е. Я., Тихомиров В. И.* Геохимические особенности зон нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции в карбонатной толще верхнего девона — турне Камско-Кинельских прогибов.— В сб.: Проблемы геологии нефти, вып. 5. М., «Недра», 1975.
- Маймин Э. Л.* Некоторые результаты по изучению условий образования нефти.— В сб.: Об условиях образования нефти. Тр. Всес. н.-и. нефтяного геологоразвед. ин-та, вып. 82. Л., Гостоптехиздат, 1955.
- Родионова К. Ф.* Геохимия рассеянного органического вещества и нефтематеринские породы девонских отложений Волго-Уральской нефтегазонасыщенной области.— Тр. Всес. н.-и. нефтяного геологоразвед. ин-та, вып. 53. М., «Недра», 1967.
- Страхов Н. М., Родионова К. Ф., Залманзон Э. С.* К геохимии нефтеносных отложений (нижнефранские породы Второго Баку). Тр. ИГиРГИ АН СССР. Геол. сер., 1955, вып. 155, № 66.
- Теодорович Г. И.* О классификации кремнисто-карбонатно-глинистых пород.— Разведка и охрана недр, 1958, № 6.
- Хворова И. В., Залманзон Э. С.* Особенности состава фтанитов и яшм Южного Урала.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1.
- Хворова И. В.* Кремнеаккумуляция в геосинклинальных областях прошлого.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. 1, ч. 1. Тр. ГИН АН СССР, вып. 195. М., «Наука», 1968.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 553.495

**ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ
УРАНОМЕТРИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ АРИДНОЙ ЗОНЫ
И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДОЛОГИИ ИССЛЕДОВАНИЯ**

(по поводу статьи А. В. Коченова и А. А. Черникова

«К вопросу о природе поверхностных концентраций урана
в аридных районах», Литология и полезные ископаемые, № 1, 1976 г.)

С. Г. БАТУЛИН

Геохимические методы поисков рудных месторождений на первом этапе рассчитаны, как известно, на обнаружение ореолов, намного превышающих по своим размерам рудные тела. Без представления о процессах, формирующих структуру концентрационного поля, невозможно выделение ореолов из совокупности выявленных геохимических аномалий. Классификация аномалий и оценка ореолов, составляющие содержание второго этапа работ, являются наименее совершенными звеньями в технологии поисков. В значительной мере это связано с неразработанностью ряда вопросов массопереноса применительно к задачам геохимии.

С внедрением математических методов в учение об ореолах рудных месторождений этот недостаток успешно преодолевается. Важным достижением работ геолого-математического направления является установление возможности развития малоконтрастных, но весьма обширных по размерам, ореолов в условиях диффузионного массопереноса.

Основной вклад в учение об ореолах внесен традиционными геолого-геохимическими исследованиями, и недостаточная эффективность оценочных работ — отражение уровня этих исследований. Отсутствие ряда новых методов и подходов к изучению вещественного состава и условий локализации аномалий особенно остро ощущается при исследовании приповерхностных урановых аномалий гипергенной природы. Уран имеет высокую миграционную способность в зоне гипергенеза, резко снижающуюся на локальных участках (геохимических барьерах). Он может образовывать ореолы на больших расстояниях от рудных тел, а также аномалии, не связанные с конкретным источником.

В публикациях по данному вопросу нет недостатка, но, к сожалению, информация об аномалиях во многих работах ограничивается рассмотрением количественных параметров аномальных тел и их морфологии в пределах условной изолинии концентраций. Нередко для распознавания природы урановых аномалий привлекаются данные изотопных анализов, но сведения по геохимии природных тел, вмещающих аномалию (почв, кор выветривания и т. д.), как правило, не используются. На практике вопрос о природе аномалии обычно решается путем поиска «нож-

ки» или «корня», по которым происходит поступление элемента-индикатора в основной объем аномального тела.

Общепризнанной теоретической базой развития работ геолого-геохимического направления в области совершенствования поисковых методов является геохимия ландшафта. Это положение закономерно, поскольку данное учение, по мысли его основателя акад. Б. Б. Полынова, призвано изучать вопросы взаимодействия между природными телами в зоне гипергенеза. Именно в результате такого взаимодействия развиваются ореолы в почвах и рыхлом покрове, гидрогеохимические и биогеохимические ореолы. Однако в том объеме, в котором это учение излагается последователями Б. Б. Полынова, оно не содержит конкретных представлений о процессах формирования самих природных тел, таких, как почвы, коры выветривания и т. п., и это вполне нормально, поскольку оно не может заменить соответствующих дисциплин. Отсюда понятна характерная особенность многочисленных научных работ по изучению геохимических аномалий, использующих в качестве теоретической основы только геохимию ландшафта: они, как правило, ограничиваются рассмотрением распределения элементов в пространстве и соотношения между элементами (топoгеохимия). Процессы массопереноса, столь важные для понимания природы аномалий, в таких работах не рассматриваются. Направление массопереноса часто предполагается интуитивно ясным и указывается стрелками на схемах.

Между тем именно в отношении рассматриваемой группы аномалий направление и интенсивность массопереноса во многих случаях совершенно неясны. Большая мощность зоны аэрации, «подвешенное» состояние поровых растворов, влияние высоких градиентов влажности, температуры и засоленности на передвижение растворов — все эти факторы оказывают определяющее воздействие на параметры массопереноса при образовании геохимических аномалий. Понятно, что прогресс в решении рассматриваемой проблемы может быть достигнут только при условии преодоления той узости методических приемов, которая до сих пор характерна для работ геохимического направления.

Исследовательские работы, ограниченные выяснением только статистических параметров концентрационного поля и морфологии аномальных тел, не сопровождающиеся ни аппроксимацией их определенной моделью массопереноса, ни исследованием физико-химических условий среды, не углубляют представлений об условиях образования аномалий.

Типичным примером работ морфологического плана является статья А. В. Коченова и А. А. Черникова (1976). Фактический материал, приведенный в статье, содержит данные по распределению урана, молибдена и свинца в профиле на нескольких аномалиях, приуроченных к древним корам выветривания и покровным отложениям в районе с засушливым климатом. Конкретных сведений о засоленности пород, о физико-химической обстановке среды ореолообразования, кроме общего указания на щелочной характер природных вод, не приводится. Материал собран в районе с широким проявлением оруденения уран-молибденовой формации. Как заявляют авторы в начале статьи, предметом их рассмотрения являются локальные контрастные приповерхностные аномалии с наличием вторичной минерализации урана, иногда с наличием радиогенного свинца, тяготеющие к структурам, контролирующим гидротермальное урановое оруденение.

Можно было бы согласиться с выводом авторов о повсеместном «ореальном» характере приповерхностных урановых аномалий (т. е. об обязательной связи их с оруденением), если бы он касался только объектов подобного рода. Однако авторы явно стремятся распространить эту точку зрения на все приповерхностные уранометрические аномалии аридной зоны, за исключением торфяников. Между тем практический опыт поисков в аридной зоне и опыт изучения аномалий свидетельствуют о

другом. При детальном поиске вокруг некоторых одиночных месторождений обнаруживаются десятки аномалий, проверка которых не дает положительных результатов, и ореольная природа им приписывается только на основании пространственной близости к той или иной потенциально рудоконтролирующей структуре.

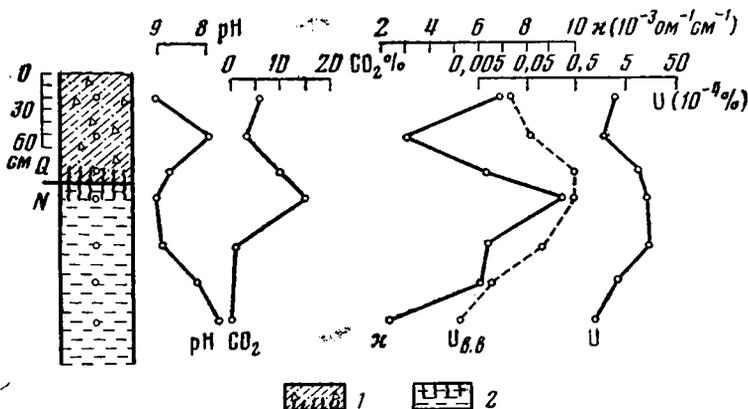
Основные особенности миграции урана в аридной зоне и важнейшие ландшафтно-геохимические условия локализации приповерхностных литохимических аномалий установлены с достаточной достоверностью. Перечислим некоторые из них.

1. Содержание урана в грунтовых водах аридной зоны повсеместно повышено по сравнению с водами в аналогичных породах в гумидной зоне. В настоящее время этот факт не вызывает сомнения. Здесь не место рассматривать причину этого явления. Можно отметить одно из следствий. Как известно, сорбция урана из природных вод регулируется так называемым коэффициентом распределения. В одной из работ (Коченов, Расулова, 1971) показано, что коэффициент распределения урана в аридной зоне ниже, поскольку щелочно-кислотные условия сорбции и характер сорбентов менее благоприятны. Однако на материале этой же работы видно, что уменьшение коэффициента распределения вполне компенсируется тем обстоятельством, что сорбция в аридной зоне происходит из вод с повышенным содержанием урана. Это приводит к тому, что тонкодисперсные современные осадки аридной зоны практически не отличаются по количеству сорбированного урана от аналогичных образований гумидной зоны.

2. За редким исключением, приповерхностные урановые аномалии аридной зоны располагаются в засоленных грунтах. Распределение солей по вертикали, отражающее особенности массообмена, обычно характеризуется одним или несколькими максимумами, и однородные грунты в пределах этих максимумов отличаются повышенным содержанием урана по сравнению с выше- и ниже расположенными горизонтами. Это установлено нами на нескольких десятках разрезов за пределами известных рудных полей и даже рудных провинций. Типичный пример подобного разреза в кровле неогеновых глин показан на фиг. 1. Глины имеют мощность 8—12 м и подстилаются эффузивными породами среднего состава, неперспективными в отношении обнаружения уранового оруденения. Но принципиально аналогичная картина наблюдается и в том случае, когда глины подстилаются рудоносными породами. На фиг. 2 показан разрез аномалии в кровле глин такой же мощности, перекрывающих рудоносные фельзиты. Рудные тела выходят на эрозионный срез фельзитов своими первичными ореолами. На уровне максимального засоления второй разрез практически не отличается от первого по содержанию урана. Коренное различие наблюдается в более глубоких горизонтах. В ходе разведки месторождения было установлено, что глины над рудными телами обогащены ураном на всю мощность, в них образуется наложенный ореол, тогда как в первом примере содержание урана на глубине около 2 м снижается до кларка.

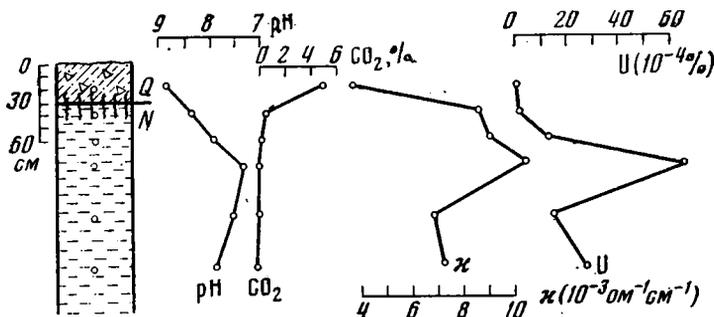
Итак, максимальные содержания урана приурочены к зоне приповерхностного засоления грунтов, но максимумы урана более локальны, чем солевые, и величина их в общем случае не зависит от величины засоления.

3. За последние годы в практике исследования металлотрических аномалий широко используется анализ механического состава полидисперсных пород с выявлением фракции, являющейся носителем элементиндикатора. Наибольший интерес представляет распределение урана в трех фракциях: солевые новообразования, щеленистая фракция кор выветривания и покровных отложений, тонкодисперсная фракция (менее 0,1 мм). Солевые новообразования независимо от природы объекта характеризуются наименьшим содержанием урана (менее процента от об-



Фиг. 1. Распределение урана и некоторые показатели геохимической обстановки в зоне выветривания и приповерхностного засоления неогеновых глин (безрудный участок)

1 — склоновые суглинисто-щебнистые отложения, в основании огипсованные; 2 — плотные зеленовато-серые монтмориллонитовые глины, в кровле огипсованные, карбонатные. На графиках: значения pH суспензии пород, CO_2 карбонатов, κ — удельная электропроводность водных вытяжек 1 : 10, содержание урана общее (сплошная линия) и в водных вытяжках (пунктир)



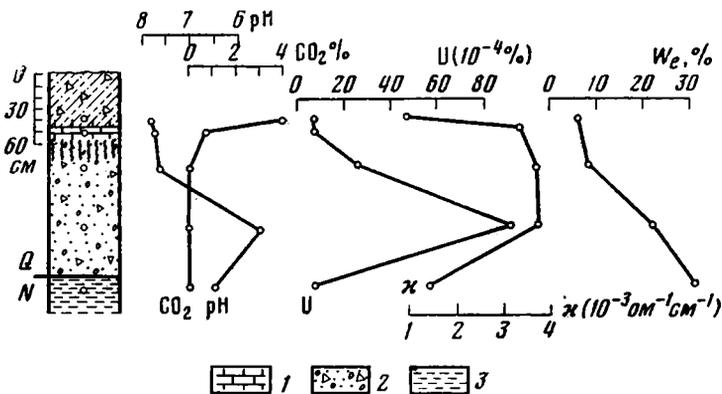
Фиг. 2. Распределение урана и некоторые показатели геохимической обстановки в зоне выветривания неогеновых глин, перекрывающих рудные тела. Условные обозначения см. на фиг. 1

щего содержания). На тех многочисленных объектах, связь которых с первичным источником не была установлена, преобладающая доля урана (не менее 80%) сосредоточена в тонкодисперсной фракции.

4. Приповерхностные урановые аномалии в большинстве случаев не имеют непосредственного контакта с грунтовыми водами. Они находятся в зоне аэрации. В ряде случаев аномалии располагаются в практически не фильтрующих (но, тем не менее, в кровле эпигенетически засоленных) глинистых отложениях молодого возраста, перекрывающих трещинные коллекторы.

Этим мы ограничим в рамках данной статьи рассмотрение наиболее общих особенностей, присущих в целом совокупности объектов, именуемых приповерхностными аномалиями урана. Приведенных сведений достаточно для того, чтобы убедиться, что не так просто увязать их в единую генетическую концепцию, не избежав противоречий.

В стремлении увязать между собой эти данные А. И. Перельман (Евсеева и др., 1974) предложил гипотезу о близком контакте урановых аномалий с грунтовыми водами в прошлом, т. е. о древнесолончаковом



Фиг. 3. Распределение урана (фракция $<0,25 \text{ мм}$) и некоторые показатели геохимической обстановки в зоне аэрации. Неогеновые глины перекрыты четвертичными щебенистыми суглинками — продуктами размыва пород с сульфидной минерализацией, выходящих на поверхность в 200 м от разреза

1 — карбонатный горизонт в основании современной почвы; 2 — щебнисто-суглинистые плотные древнечетвертичные отложения; 3 — неогеновые глины, W_e — естественная весовая влажность, определенная высушиванием при 105°C . Остальные обозначения см. на фиг. 1

Таким образом, характер кислотности среды указывает на то, что и безрудные аномалии, и так называемые оторванные ореолы связаны в основном с сорбцией урана в условиях испарительного режима зоны аэрации. Безусловно, количество аномалий возрастает на урановых рудных полях, где они характеризуются иными значениями параметров и дополнительными признаками в вещественном составе. В то же время при мелкомасштабных работах с применением поверхностной геофизики за пределами рудных полей единичные аномалии часто не фиксируются, поскольку они в общем случае не выходят на поверхность, имеют расплывчатые границы в плане и характеризуются урановой природой радиоактивности. Не случайно многие из них обнаружены в строительных выемках.

Отношение промышленности к подобным аномалиям будет зависеть от того, насколько будут уточнены критические значения параметров, отделяющих безрудные аномалии от ореолов. До сих пор этот вопрос решается чисто эмпирически, на основе опыта исследований в том или ином районе. Принципиальные решения, исходящие из основ теории массопереноса, имеют весьма общий характер.

Подчеркивая широкое развитие приповерхностных аномалий, мы отнюдь не отрицаем их возможной поисковой значимости как индикаторов глубоко погребенных месторождений. Опытно-методическими работами на полиметаллических месторождениях в последние годы вскрыты факты развития приповерхностных литохимических ореолов над рудными телами при мощности перекрывающих отложений в несколько десятков метров. Г. Н. Засухин (1968) на основании работ, проведенных на Южном Урале, приходит к выводу, что миграция химических элементов над рудными телами в вертикальном направлении обеспечивает возможность выявления медноколчеданных месторождений по аномалиям в гумусовом горизонте почв при мощности перекрывающих отложений до 50—100 м. По данным Н. Ф. Майорова (1968), мощность перекрывающих моренных отложений в 10—12 м в условиях Кольского полуострова не препятствие для проявления аномалий никеля, меди и других элементов на глубине около 1 м.

В. К. Кушнеренко и Г. И. Россман (1972), описывая условия образования урановых ореолов в аллохтонных глинах над оруденением трещин-

но-жильного типа, указывают, что интервал между приповерхностными аномалиями и оруденением достигает 50 м.

Г. Ф. Ларионовым (1972) установлено, что в Центральном Казахстане солевые ореолы, фиксируемые в кровле неогеновых глин, отчетливо отражают положение рудных тел полиметаллических и железомарганцевых месторождений при мощности перекрывающих отложений также до 50 м. Солевые ореолы цинка, бария, свинца, меди по площади соответствуют проекции рудных тел на поверхность глин.

Указанные факты могут быть интерпретированы только с учетом диффузионно-осмотических явлений в грунтах и особенностей передвижения подвешенной влаги к поверхности. Понятно, что возможность проведения поисков в районах со сплошным покровом глин мощностью до нескольких десятков метров намного увеличивает резерв благоприятных площадей. Поэтому задача изучения приповерхностных аномалий на современном этапе сводится, с одной стороны, к уточнению различий в параметрах ореольных и безрудных аномалий и, с другой — к выяснению возможности образования ореольных аномалий урана в слабодопроницаемых отложениях в далеком отрыве от рудных тел. Затронутые вопросы представляют интерес также в связи с выяснением условий образования промышленного оруденения в так называемых пустынных корках, известного в ряде районов аридной зоны (Козеренко, Ларцев, 1976). Для успешного решения этих задач необходимо более тесное сотрудничество специалистов различных направлений, изучающих необычные по условиям локализации и сложные по способу образования приповерхностные аномалии урана и других рудных элементов.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамова М. М.* Передвижение воды в почве при испарении.— Тр. Почвенного института им. В. В. Докучаева, т. ХLI. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Базилевич Н. И.* Геохимия почв содового засоления. М., «Наука», 1965.
- Батулин С. Г., Сидельникова В. Д.* Некоторые вопросы геохимии молибдена и урана в водах и современных отложениях пустынь.— В кн.: Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений. М., «Наука», 1970.
- Батулин С. Г.* Условия образования урановых аномалий в аридных областях по данным изучения поровых растворов.— В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов. М., «Наука», 1973.
- Евсеева Л. С., Перельман А. И., Иванов К. Е.* Геохимия урана в зоне гипергенеза. М., Атомиздат, 1974.
- Засухин Г. Н.* К методике геохимических поисков перекрытых колчеданных месторождений на Южном Урале по вторичным ореолам рассеяния.— В кн.: Литохимические поиски рудных месторождений, Алма-Ата, 1968.
- Затенцакая Н. П.* Роль поровых растворов глинистых пород в гидрогеологических процессах.— В кн.: Проблема поровых растворов в геологии. Минск, «Наука и техника», 1973.
- Козеренко В. Н., Ларцев В. С.* Геологическое строение и полезные ископаемые Сомалийской Демократической Республики.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении Восточной Африки. Труды ВЗПИ, 1976, вып. 101.
- Коченов А. В., Расулова С. Д.* Факторы, контролирующие распределение урана между водной фазой и донными осадками в различных природных условиях.— В кн.: Поиски урановых месторождений в условиях горной тайги. М., Атомиздат, 1971.
- Коченов А. В., Черников А. А.* К вопросу о природе поверхностных концентраций урана в аридных районах.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 1.
- Кушнеренко В. К., Росман Г. И.* Вторичные литохимические ореолы в рыхлых отложениях как признак скрытого оруденения.— Разведка и охрана недр, 1972, № 4.
- Ларионов Г. Ф.* Солевые ореолы рассеяния и их роль при геохимических поисках глубоководного оруденения в условиях Центрального Казахстана. Матер. Второй сессии Сибирского совета СГГМ. Улан-Удэ, 1972.
- Майоров Н. Ф.* Методика поисков медно-никелевых месторождений по наложенным солевым ореолам рассеяния в моренных отложениях на Кольском полуострове.— В кн.: Литохимические поиски рудных месторождений. Алма-Ата, 1968.
- Панин П. С.* Процессы солеотдачи в промываемых толщах почв. Новосибирск, «Наука», 1968.
- Роде А. А.* Почвенная влага. М., Изд-во АН СССР, 1952.

ХРОНИКА

УДК 552.57

**ЗАСЕДАНИЯ КОМИССИЙ МЕЖДУНАРОДНОГО КОМИТЕТА
ПО ПЕТРОЛОГИИ УГЛЕЙ**

(Англия, 1976 г.; Бельгия, 1977 г.)

П. П. ТИМОФЕЕВ, Л. И. БОГОЛЮБОВА

В Англии (г. Ньюкастл на Тайне) с 27 марта по 3 апреля 1976 г. состоялись заседания комиссий Международного комитета по петрологии углей (XXIX сессия). В них участвовало 58 ученых из 13 стран — Англии, Бельгии, Голландии, Испании, Канады, Польши, Румынии, СССР, США, Франции, ФРГ, Югославии и Южной Африки. От Советского Союза в качестве делегата был чл.-кор. АН СССР П. П. Тимофеев, являющийся вице-президентом этого комитета.

Пленарное заседание 27 марта 1976 г. было открыто президентом комитета *М. Т. Маковской* (Maskowsky, ФРГ), которая приветствовала присутствующих, кратко изложила программу заседаний комиссий комитета и пожелала всем успешной работы. Она поздравила почетного члена комитета, проф. *Е. Штаха* (Stach, ФРГ) в связи с его восьмидесятилетием.

Пленум основное внимание уделил разработке Устава Международного комитета по петрологии углей, включающего процедуру выборов должностных лиц, основных направлений работы его комиссий, порядок приема в члены комиссий и размер членских взносов. В результате дискуссии были выработаны основные положения устава. Было решено окончательный текст устава рассмотреть и принять на следующем заседании в Бельгии в 1977 г.

Во время заседания комиссии по применению данных петрологии углей в промышленности был поставлен вопрос о разработке Международного стандарта по методам петрографического анализа углей и создании новой промышленной классификации углей для Экономического комитета Европы. На заседании комиссии по общей петрологии углей обсуждалась номенклатура литотипов и микролитотипов мягких бурых углей и принципы их выделения. Заседания комиссии по применению данных петрологии углей к геологии были посвящены определению и характеристике диагностических признаков микрокомпонентов рассеянного органического вещества, установлению их исходного материала и происхождения.

Все перечисленные вопросы, которые входили в программу заседаний комиссий в 1976 г. в Англии, были предметом дискуссий на заседаниях комиссий и в 1977 г., состоявшихся в Бельгии.

В Бельгии, близ г. Льежа, в старинном замке Вегимонт с 25 по 30 апреля 1977 г. состоялась сессия заседания комиссий Международного комитета по петрологии углей (XXX сессия). На заседаниях присутствовало 52 делегата из 15 стран мира: Англии, Бельгии, Болгарии, Бразилии, Венгрии, Голландии, Испании, Италии, Польши, СССР, США, Франции, ФРГ, Чехословакии и Югославии. От Советского Союза в работе комиссий участвовали чл.-кор. АН СССР П. П. Тимофеев, кандидат геол.-минер. наук Л. И. Боголюбова (ГИН АН СССР) и проф. И. И. Аммосов (ИГиРГИ Миннефтепром СССР).

I. Пленарное заседание было открыто 25 апреля президентом Международного комитета по петрологии углей *М. Т. Маковской*. Делегатов приветствовал директор Национального института добывающей промышленности (*INEX*) профессор *Р. Стассен* (Stassen, Бельгия), который отметил большое значение углепетрографических исследований для развития коксовой промышленности. Он выразил также уверенность в том, что достигнутые успехи в разработке новых методов анализа углей, а также усовершенствование их номенклатуры помогут открыть новые угольные ресурсы и расширить сырьевую базу каменных углей, в том числе и коксующихся.

Далее был рассмотрен проект устава комитета. М. Т. Маковская изложила основные пункты проекта Устава Международного комитета по петрологии углей. Она отметила, что: высшим органом Международного комитета по петрологии углей является общее собрание, которое проводится не менее одного раза в год. Совет (Council) и Исполнительный комитет (Executive committee) избираются на общем собрании. Совет состоит из президента, вице-президента, генерального секретаря и казначея. В Исполнительный комитет дополнительно входят президенты и секретари комиссий. Переборы руководящего состава комитета и его комиссий происходят каждые четыре года. Они могут переизбираться и еще на один новый срок.

Международный комитет по петрологии углей включает в настоящее время три комиссии: а) комиссию по общей углпетрологии; б) комиссию по применению данных петрологии в геологии; в) комиссию (прикладная) по применению данных петрологии в промышленности. В каждой комиссии имеются подкомиссии или рабочие группы, которые решают отдельные вопросы, входящие в общую программу работы данной комиссии. Каждая комиссия имеет президента и секретаря. Они избираются общим собранием. Руководители рабочих групп предлагаются президентами комиссий.

Каждый член комиссии и рабочей группы должен быть квалифицированным специалистом в данной области и активно участвовать в работе комиссии. В случае его бездеятельности в течение трех лет без уважительной причины он в соответствии с уставом исключается из членов комиссий. Предложения по направлению работ комиссий и организационные планы Международного комитета по петрологии углей разрабатываются Советом комитета, которые обсуждаются и утверждаются на общем собрании членов комиссий.

Казначей комитета *Е. Шнайдер* (Schneider, ФРГ) представил полный отчет расходования средств на рабочие нужды комиссий и указал на неуплату взносов членами комиссий из некоторых стран. Решено рассылать рабочие материалы только тем членам, которые регулярно платят взносы.

Д. Марчисон (Murchison, Англия) сообщил результаты проведенных выборов, в связи с которыми пост президента Международной комиссии по применению данных петрологии углей в промышленности занял Н. Кей (Kaue, Англия), а на пост секретаря избран Р. Ноель.

В заключение утреннего заседания было решено следующую XXXI сессию Международного комитета по петрологии углей и его комиссий провести в г. Ессене (ФРГ) во второй половине апреля 1978 г. Эта сессия будет юбилейной по случаю 25-летия (1953—1978) Международного комитета по петрологии углей со дня его основания. В программе сессии предусматриваются доклады членов комиссий по наиболее актуальным проблемам угольной и нефтяной геологии, а также вещественного состава концентрированного и рассеянного органического вещества осадочных отложений.

II. Комиссия по применению данных петрологии углей в промышленности (президент Н. Кей).

Основное внимание членов этой комиссии было сосредоточено на обсуждении проекта международного стандарта «Методы петрографического анализа углей» и проекта международной промышленной классификации углей.

Проект международного стандарта «Методы петрографического анализа углей» предложен международной организацией стандартизации. Проект состоит из четырех частей: 1. Определение основных понятий и углпетрографических терминов. 2. Рекомендации по изготовлению препаратов. 3. Определение групп мацералов и состава угля (анализ мацералов). 4. Определение степени углефикации угля по отражательной способности витринита. В связи с новыми достижениями за последние годы в методах анализа углей было принято решение подготовить окончательный вариант международного стандарта к заседанию технического совета международной организации по стандартизации.

Вопрос создания новой международной классификации углей стал на повестку дня в связи с насущной необходимостью расширения базы коксующихся углей за счет более рационального их использования. Поэтому международная промышленная классификация углей, принятая экономической комиссией Европы (ECE) на заседании в Женеве в 1956 г., в настоящее время устарела и пересматривается. Эта классификация была построена по трем технологическим параметрам: 1) выходу летучих веществ, рассчитанных на горючую массу; 2) индексу спекаемости (показатель *Рога*) и 3) индексу дилатометрии — показателю Грей-Кинга (Graw-King-Index). При обсуждении параметров этой классификации членами комиссии было высказано единое мнение о том, что выход летучих веществ не может быть одним из основных параметров новой промышленной классификации, так как он отражает двойственную природу вещества угля, связанную с составом компонентов и стадий их углефикации. В экономическую комиссию Европы были представлены на рассмотрение: новая классификация твердых углей, предложенная *И. В. Ереминым* (СССР) и *М. Кошиной* (Kosina, ЧССР); классификация коксующихся углей *Р. Маршалла* (Marschall, Англия); классификация твердых углей, составленная *М. Т. Маковской* с учетом двух указанных выше классификаций, а также классификаций, применяемых в других странах мира.

Параметрами классификации *И. В. Еремина* и *М. Кошиной* являются: 1) отражательная способность витринита; 2) петрографический состав угля; 3) индекс спекаемости (показатель *Рога*) и 4) индекс коксующести (показатель Сапожникова). Классификация *Р. Маршалла* рассчитана только на коксующиеся угли и недостаточно информа-

тивна. Классификация М. Т. Маковской базируется на пяти параметрах, включающих: 1) показатель усредненной максимальной отражательной способности витринита; 2) класс угля по степени углефикации; 3) содержание инертинита в угле; 4) индекс спексаемости (показатель *Roga*); 5) показатель теплотворной способности. Каждая из этих классификаций имеет свой цифровой код.

Б. Альперн (Alpern, Франция) предложил международную классификацию, в основу которой положены три признака: 1) степень углефикации угля (лигниты, коксовые угли, антрациты); 2) тип угля (фюзинитовый, витринитовый — гумитовый, сапропелевый); 3) фация, определяемая соотношением органического и неорганического вещества в угле. Имеется и еще ряд классификаций, которые отличаются от указанных выше то в большей, то в меньшей степени. Все предложенные новые промышленные классификации углей оживленно обсуждались. Было высказано единое мнение о том, что классификация не должна быть сложной, но в то же время она должна отражать все основные пути рационального использования углей в народном хозяйстве и быть научно обоснованной.

В процессе дискуссии было принято решение подготовить окончательный вариант новой Международной промышленной классификации углей для обсуждения ее на заседании экономического комитета Европы (ЕСЕ). В качестве представителя от Международного комитета по петрологии углей на заседание ЕСЕ была избрана М. Т. Маковская.

На заседании комиссии был заслушан ряд докладов. *Н. Кей* в своем докладе указал на необходимость использования технических, а не лабораторных условий при испытании крепости кокса. *М. Кошина* осветил трудности использования углей для коксования, богатых инертинитом.

В конце заседания *Н. Кей* отметил, что будущее в работе комиссии будет связано с двумя направлениями: 1) дальнейшим выяснением условий коксования углей и 2) установлением факторов, влияющих на качество коксов, и разработкой методов определения их крепости.

III. Комиссия по общей петрографии (Президент *М. Вольф* (Wolf, ФРГ)). На заседании этой комиссии обсуждались предложенные *М. Вольф*, *В. Прейссом* (Preuss, ГДР), *Розельтом* (Roselt, ГДР) и др. тексты по характеристикам литотипов мягких бурых углей, составленных для следующего издания Международного словаря по петрологии углей. Оживленной была дискуссия в связи с предложением *Л. И. Боголюбовой* о выработке единых принципов подразделения мягких бурых углей на литотипы, а также о рассмотрении цвета и структуры в числе основных параметров, отражающих их фациальную принадлежность. *М. Тайхмюллер* предложила в качестве компромисса не акцентировать внимание на основных параметрах выделения литотипов мягких бурых углей, а описывать угли с учетом всех микроскопических признаков. В результате дискуссии было поручено рабочей группе подготовить новый вариант текста «Литотип мягкого бурового угля» для обсуждения его на следующем заседании комиссии в г. Ессене.

Предложенный *М. Ерцеговачем* (Ercegovac, Югославия) и *В. Прейссом* текст «Микролитотип мягкого бурого угля» был принят без существенных замечаний для публикации в следующем издании Международного словаря по петрологии углей.

На заседании этой комиссии был сделан ряд докладов, касающихся вещественного состава углей. *И. Прадо* (Prado, Испания) сообщил о признаках природного (выветривание) и искусственного окисления углей, которые четко проявляются в различиях отражательной способности вещества угля и в образовании позитивного и негативного рельефа.

М. У. Отте (Otte, ФРГ) рассказала о резинитах саарских углей, которые имеют различную отражательную способность, связанную скорее всего с различными ботаническими видами растений.

К. Хамбергер (Hamberger, Польша) сообщила о новом мацерале — сапровитринита и новом литотипе — сапрогумолите, которые встречаются в углях, богатых сапропелевым веществом.

Б. Нанди (Nandi, США) отметил особенности семифюзинита канадских углей. Он показал, что имеются семифюзиниты с низкой отражательной способностью, которые плавятся и принимают участие в процессе коксования. Семифюзиниты с сильной отражательной способностью оказываются инертными при коксовании углей.

В конце заседания *Н. Кей* информировал о новом методе автоматического углепетрографического анализа углей, основанного на использовании электронной техники. Материал по этому методу поступил в комиссию от *Каллкотта* (Callcott, Австралия). В заключение заседания *М. Вольф* сформулировала основные задачи, стоящие перед комиссией на ближайшее время: 1. Автоматизация углепетрографических методов анализов. 2. Выяснение влияния полированных материалов и пропитывающих веществ, используемых при изготовлении препаратов на отражательную способность мацералов. 3. Установление сферы границ витринита и инертинита. 4. Выяснение влияния величины частиц инертинита на свойства кокса.

IV. Комиссия по применению данных петрологии углей к геологии. Президент *Б. Альперн* (Alpern, Франция).

На заседании комиссии *Н. Бостик* (Bostik, США) сообщил результаты определения петрографического состава и стадии катагенеза по величине отражательной способности витринита образцов осадков МОД-16, -17 и -18, которые были получены из раз-

личных лабораторий мира. В связи с трудностями диагностики микрокомпонентного состава рассеянных органических частиц и точного установления аллохтонного или автохтонного их происхождения было решено изучение рассеянного органического вещества проводить комплексно — как химическими, так и оптическими методами с учетом фашиальных особенностей накопления осадков.

В целях обмена мнениями по определяемым и пока неопределимым фито- и зоокластам были продемонстрированы цветные слайды и микрофотографии Б. Альперном, П. Робером (Robert, Франция) и И. Прадо. П. П. Тимофеев и Л. И. Боголюбова показали микрофотографии петрографических компонентов органического вещества «черных сланцев» и охарактеризовали их природу и происхождение.

П. П. Тимофеев и Л. И. Боголюбова доложили о новых материалах по петрографическому и химическому составу органического вещества «черных сланцев» скважин 368 и 367, пробуренных в Восточной Атлантике во время 41-го рейса американского судна «Гломар Челленджер». Они установили, что исходным веществом «черных сланцев» Восточной Атлантики в районе Островов Зеленого Мыса явились водоросли с примесью остатков высших растений, превращенных в витрен, кsilовитрен и фюзен, а также панцирей различных животных, в том числе и костей рыб. Судя по отражательной способности витринита (R_{\max} в масле $< 0,5\%$), «лигнитовой» структуре древесных обломков, коричневатым тонам гумусового вещества можно констатировать низкую стадию преобразования органического и минерального вещества «черных сланцев», определяемую пределами перехода землистых бурых углей в твердые (блестящие) бурые. Результаты петрографического анализа полностью подтверждены исследованиями органического вещества «черных сланцев» с помощью химических и физических методов (компонентный состав органического вещества, компонентный состав хлороформенных экстрактов, состав углеводородов масел, элементный анализ битумоидов, гуминовых кислот и керогена, инфракрасные спектры битумоидных компонентов, ядерный магнитный резонанс, электронный парамагнитный резонанс). На основании результатов комплексного исследования «черных сланцев» Восточной Атлантики сделан вывод о том, что они являются потенциально-нефтематеринскими осадками и при соответствующих геологических условиях окажутся богатым источником нефти.

Материалы доклада вызвали пристальное внимание не только петрографов и геологов, занимающихся теоретическими вопросами нефтяной геологии, но и представителей крупных нефтяных компаний, имеющих дело непосредственно с поисками новых, перспективных площадей с нефтью и газом.

Х. Якоб (Jacob, ФРГ) предложил классификацию битумов, которую он построил по принципу Стоп-Геерленовской.

Б. Альперн доложил классификацию органических остатков, встречающихся в осадочных породах. Он также охарактеризовал схему вещественной классификации рассеянного органического вещества в осадках, предложенную П. П. Тимофеевым и Л. И. Боголюбовой. В связи с тем, что последняя классификация не рассматривалась членами комиссии предварительно, то дискуссия по этим обеим классификациям была перенесена на следующий год.

П. Гайзель (Gijzel, Голландия) сообщил корреляционные параметры отражательной способности и ультрафиолетовой флюоресценции для ряда нефтяных битумов: асфальта, гильсонита, вюрцелинита, альбертита и других.

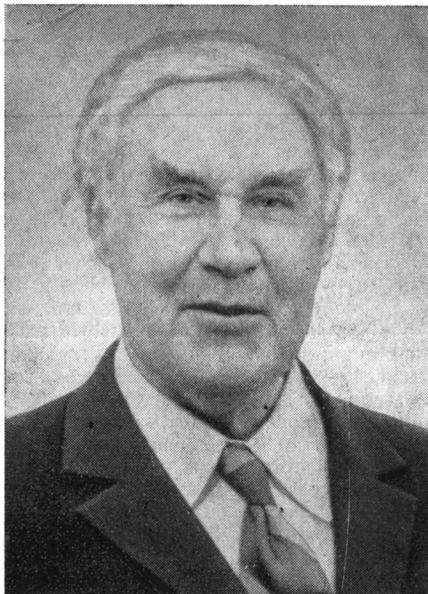
Длительной была дискуссия по вопросу методов определения палеотемператур, установления стадий углефикации рассеянного органического вещества, влияния времени на скорость течения процесса катагенеза.

В конце заседания были сформулированы следующие основные направления работ комиссии на будущее: 1) разработка новых и совершенствование старых методов исследования рассеянного органического вещества в осадочных породах; 2) петрографическая характеристика компонентов рассеянного органического вещества, выяснение его природы и происхождения; 3) построение петрографической классификации рассеянного органического вещества как показателя исходного материала нефтей и газов; 4) определение соотношения палеотемператур и времени в ходе катагенеза рассеянного органического вещества с целью определения скорости процессов нефте- и газообразования.

Подводя итоги работы комиссии, можно отметить, что новым этапом в развитии работ этого года является постановка задачи создания первой петрографической классификации рассеянного органического вещества с учетом стадии его катагенеза и палеотемператур преобразования. Решение этой задачи является ключом к открытию новых поисковых критериев нефти и газа на континентах и шельфовых зонах океанов.

Вместе с тем, несмотря на большие успехи в работе комиссий, следует указать на недостаточное использование данных литолого-фашиального и палеогеографического исследования осадков, вмещающих органическое вещество, которые бы способствовали выявлению общих закономерных связей геологических явлений и еще более быстрому и научно обоснованному решению поставленных задач.

Все заседания, научные дискуссии и встречи проходили в дружеской и деловой обстановке.



АКАДЕМИК В. И. ПОПОВ
(к 70-летию со дня рождения)

Исполнилось 70 лет со дня рождения крупного литолога и геолога академика АН Узбекской ССР Владимира Ивановича Попова.

В. И. Попов окончил в 1930 г. Среднеазиатский государственный университет. Еще студентом он под руководством акад. Д. И. Щербакова и А. С. Уклонского начал изучение рудных месторождений Ферганской депрессии и окружающих ее горных сооружений. В том же году В. И. Попов открыл ряд проявлений ртуты и крупнейшее в СССР ртутное месторождение Хайдаркан среди девонских известняков.

В 1927 г. Владимир Иванович работал в составе Памирской экспедиции Геологического комитета. Результаты этих исследований изложены им в крупной монографии «Полезные ископаемые Таджикистана».

После окончания университета В. И. Попов был оставлен в аспирантуре и работал по поискам золота в Дарвазе. На основе этих исследований им была разработана классификация и теория образования золотоносных россыпей Средней Азии и заложены основы ритмостратиграфического метода изучения осадочных формаций, особенно кайнозойских моласс. В 1930 г. В. И. Попов совместно с Б. Н. Наследовым и другими геологами написал работу «Контурные металлогении и металлорудных возможностей Средней Азии», в которой впервые дана схема ее металлогенического районирования.

С 1935 г. В. И. Попов работал в Комитете наук при СНК УзССР, где по его инициативе была реорганизована работа сектора геологии и созданы отделы комплексного изучения геологических образований. В Среднеазиатском государственном университете (с 1937 г.) он начал развивать новое направление в геологии — учение о геологических формациях. Разработка этого направления проходила успешно, и оно оказалось настолько важным, что в дальнейшем стало обязательным для геологической специализации университетов. В 1940 г. В. И. Попов защитил докторскую диссертацию на тему «История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня». Принцип выделения структурно-формационных зон, разработанный впервые в этой работе, получил широкое признание геологов многих стран. С учетом этой работы построены новые металлогенические прогнозы для территории Средней Азии.

В 1947 г. В. И. Попов предложил новый палеомагнитный метод исследования, который теперь применяется во всем мире для корреляции и расчленения разрезов осадочных толщ, для выяснения смещения оси вращения Земли и миграции материков. На этой основе возникло еще одно направление в геологии: тектоника плит. В этом же году

В. И. Попов разработал новый стадийно динамический принцип фациально-палеогеографического анализа осадочных формаций, который наложен в его книге «Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования» (1963).

В. И. Попов — основоположник среднеазиатской школы литологов. В его книгах «Литология кайнозойских моласс Средней Азии» (2 тома — 1954, 1956 гг.) и «Опыт классификации и описания геологических формаций» (2 тома — 1966, 1968 гг.) синтезирован огромный материал по формациям. Формационный метод теперь прочно вошел в практику советских геологов при расчленении осадочных толщ и при поисках различных полезных ископаемых.

В 1966 г. В. И. Попов избран академиком АН УзССР. Поражает необычайно высокая продуктивность В. И. Попова. Несмотря на большую педагогическую и общественную нагрузку, им опубликовано свыше 300 научных статей и 19 монографий.

Пожелаем юбиляру крепкого здоровья и новых успехов в науке на благо нашей Родины!

Редакционная коллегия

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ,
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, А. К. ЛИСИЦИН,
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора)

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. K. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAÏLOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief)

Адрес редакции:

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

Зав. редакцией В. Д. КОМПАНЕЕЦ

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 2.04.78 Подписано к печати 26.07.78 Т-09599 Формат бумаги 70×108^{1/16}.
Высокая печать Усл. печ. л. 14,0 Уч.-изд. л. 15,2 Бум. л. 5 Тираж 1320 экз. Зак. 4181

Издательство «Наука». 103717, Москва, Подсосенский пер., 21.
2-я типография издательства «Наука». 121099 Москва, Шубинский пер., 10.

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА» имеются в продаже:

Атлас литолого-палеогеографических карт палеозоя и мезозоя Северного Приуралья. 46 карт. История геологического развития Северного Приуралья в палеозое и мезозое. [Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт]. 1972. 108 с. 3 р.

Железо-марганцевые конкреции Тидого океана. 1976. 302 с. 2 р. 76 к.
Рифейские отложения Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений. 1973. 206 с. 1 р. 85 к.

САРКИСЯН С. Г. Литолого-фациальные особенности сеноманских газоносных отложений севера Западно-Сибирской низменности. 1971. 115 с. 84 к.

СТРАХОВ Н. М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. Критический обзор. Труды Геологического института. Вып. 228. 1971. 524 с., 3 вкл. 5 р. 64 к.

ХОЛОДОВ В. Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. Труды Геологического института. Вып. 251. 1973. 278 с., 5 вкл. 3 р. 03 к.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Ленина, 64; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7; 117464 Москва, В-464, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, 90, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700029 Ташкент, Л-29, ул. К. Маркса, 28; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.