

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

# ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

4

1986

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>Лисицын А. П.</i> Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение 5. Обычные механизмы перемещения осадочного вещества и формирования осадочных тел второго глобального уровня. Гравититы, их классы и ряды . . . . .	3
<i>Сочава А. В., Мишин В. И.</i> Петрохимия терригенных пород нижнего протерозоя западной части Витимо-Алданского щита . . . . .	29
<i>Маслов А. В.</i> Фациальные особенности верхнерифейских отложений бассейна р. Зилим на Южном Урале . . . . .	42
<i>Хворова И. В., Воронин Б. И.</i> О преобразовании гналокластитов (на материале рифтовой зоны залива Таджура) . . . . .	53
<i>Муравьев В. И., Ахмад А.</i> Литолого-петрографические особенности сирийских фосфоритов . . . . .	61
<i>Георгиевский А. Ф.</i> Харанурское фосфоритовое месторождение . . . . .	71
<i>Хрусталева Г. К.</i> Петрографические и генетические типы горючих сланцев (европейская часть СССР) . . . . .	86
<i>Осичкина Р. Г., Попов В. С., Тилляходжаев Х. Н.</i> Медь, марганец и железо в соляных отложениях как индикаторы условий их образования . . . . .	96
<i>Хераскова Т. Н., Ильинская М. Н.</i> Терригенно-карбонатные (калькаренитовые) отложения Джидинской зоны Монголии . . . . .	105
<i>Попов В. С., Садыков Т. С.</i> Магнезиальные карбонатные накопления района озера Бешхода (Западный Узбекистан) . . . . .	112
<i>Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Космачев В. Г.</i> О магнезиальных кальцитах осадочного генезиса . . . . .	119

### Краткие сообщения

<i>Гроссгейм В. А., Бескровная О. В.</i> К палеогеографии Тимано-Печорской провинции в среднедевонскую эпоху . . . . .	129
<i>Богомолова М. Г., Усанова Е. П., Шарикова Е. А.</i> Петрографический состав горючих сланцев Перелюбского месторождения . . . . .	134

### Дискуссия

<i>Андреева О. В., Головин В. А., Омеляненко Б. И.</i> К вопросу о возможности развития диоктаэдрических светлых калиевых слюд в корях выветривания . . . . .	137
---	-----

### Хроника

<i>Тимофеев П. П., Хворова И. В.</i> VI Европейское региональное совещание Международной ассоциации седиментологов (МАС) . . . . .	140
--	-----

## CONTENTS

<i>Lisitsyn A. P.</i> Avalanche sedimentation in seas and in oceans. Communication 5. Specific mechanisms of sedimentary substance movement and of the formation of sedimentary bodies belonging to the second global level. Gravitites, their classes and rows	3
<i>Sochava A. V., Mishin V. I.</i> Petrochemistry of lower Proterozoic terrigenous rocks in the western part of the Vitim-Aldan shield	29
<i>Maslov A. V.</i> Facial peculiarities of upper Riphean deposits in the Zilim river basin (South Urals)	42
<i>Khvorova I. V., Voronin B. I.</i> On the transformation of hyaloclastites (exemplified by the Tadzhur bay rift zone)	53
<i>Muravyov V. I., Akhmad A.</i> Lithologo-petrographical features of Syrian phosphates	61
<i>Georgievsky A. F.</i> Kharanur phosphorite deposits	71
<i>Khrustaleva G. K.</i> Petrographic and genetic types of the shale (USSR European part)	86
<i>Osichkina R. G., Popov V. S., Tillyakhodzhaev Kh. N.</i> Copper, manganese and iron in saline deposits as indicators of their formation setting	96
<i>Kheraskova T. N., Ilyinskaya M. N.</i> Terrigenous-carbonate (calcarenite) deposits of the Dzhidin zone in Mongolia	105
<i>Popov V. S., Sadykov T. S.</i> Magnesian carbonate accumulations in the Beshkhod lake area (West Uzbekistan)	112
<i>Logvinenko N. V., Karpova G. V., Kosmachev V. G.</i> On magnesian calcites having sedimentary genesis	119
<i>Brief communications</i>	
<i>Grossgame V. A., Beskrovnaya O. V.</i> On the Timan-Pechora province paleogeography in middle Devonian time	129
<i>Bogomolova M. G., Usanova E. P., Sharikova E. A.</i> Petrographic composition of oil shales from the Perelyub deposits	134
<i>Discussion</i>	
<i>Andreeva O. V., Golovin V. A., Omelyanenko B. I.</i> On possible development of dioctahedral light-coloured potash mica in crust of weathering	137
<i>Chronicle</i>	
<i>Timoŕeev P. P., Khvorova I. V.</i> VI European Regional Conference of the International Association of Sedimentologists (IAS)	140

УДК 551.35 : 551.351

## **ЛАВИННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ В МОРЯХ И ОКЕАНАХ**

### **СООБЩЕНИЕ 5. ОСОБЫЕ МЕХАНИЗМЫ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА И ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ТЕЛ ВТОРОГО ГЛОБАЛЬНОГО УРОВНЯ. ГРАВИТИТЫ, ИХ КЛАССЫ И РЯДЫ**

**ЛИСИЦЫН А. П.**

Рассмотрены закономерности гравитационного распределения осадочного вещества на втором уровне лавинной седиментации. Выделены типы и классы гравититов, их эволюционные ряды, характерные признаки и распределение на дне морей и океанов. Показано, что главная часть осадочного вещества Земли на современном этапе и в геологическом прошлом накапливается не в связи с процессами «нормальной седиментации», а определяется гравититами.

В ряде предыдущих статей [6—10] было показано, что при высоких и сверхвысоких скоростях седиментации происходит переход количества осадочного вещества в новые его качества. Развиваются особого рода процессы, названные автором процессами *лавинной седиментации*. Они приводят к возникновению особых свойств осадочного вещества, особых условий его транспортировки на дне, особых условий скопления в виде осадочно-породных бассейнов первого глобального уровня (устья рек) или второго глобального уровня (основание материкового склона). Отмечалось также и то, что огромные скопления осадочного вещества приводят к изостатической компенсации, к возникновению мощностей (10—15 км и более), характерных для краевых прогибов и геосинклиналей. Осадочным телам первого глобального уровня (дельтам) у основания материкового склона обычно соответствуют осадочные тела второго уровня — подводные конусы выноса, которые, складываясь, образуют крупнейшие на Земле скопления осадочного вещества.

Было показано также [9—10], что для второго глобального уровня в пределах конечного водоема стока могут быть выделены те же этапы седиментогенеза, что и для первого уровня; 1) подготовка и сбор (мобилизация) осадочного материала, 2) транспортировка и 3) отложение. Седиментогенез на первом уровне оказывается как бы надстроенным снизу, в конечном водоеме стока еще одной седиментационной системой (мобилизация → транспортировка → аккумуляция), имеющей, как отмечалось, лавинный характер и накапливающей, по данным новейших исследований, основную часть осадочного вещества Земли. Были рассмотрены также и основные модели подводных конусов второго уровня лавинной седиментации.

Сами механизмы перемещения осадочного вещества на втором уровне лавинной седиментации до недавнего времени были изучены очень слабо и поэтому почти не известны литологам. Ниже приводятся новые данные, которые помогают установить основные классы перемещений осадочного вещества, распространение разных видов перемещений в пространстве и во времени, что позволяет правильно интерпретировать их при изучении в разрезах древних пород, где отложения второго глобального уровня широко распространены.

Уже отмечалось, что большая крутизна склонов сочетается с огромными перепадами глубин и широким распространением обводненных (т. е. подвижных) осадков, способных перемещаться на нижние батиметрические уровни. Эти обстоятельства определяют развитие на склонах особых механизмов перемещений осадочного вещества. Седиментация из взвесей — суспензий, которые сортируются под влиянием динамических

факторов и формируют отложения суспенситов, сменяется здесь седиментацией из гравитационных потоков. Главным агентом перемещения осадка здесь является гравитация, поэтому отложения таких потоков называют *гравититами*. Для всех них характерна привязка к поверхности дна, они движутся как тяжелые жидкости вниз по уклону дна, нередко вызывая эрозию его поверхности. Вертикальная протяженность потоков обычно не превышает десятков или первых сотен метров, самых крупных — до 1000—3000 м.

Таким образом, этот процесс идет вне зависимости от системы поверхностных, промежуточных или даже глубинных течений. Главное направление движения потоков всех видов — по уклону дна, т. е. центростремительное с некоторыми отклонениями, связанными с рельефом или придонными течениями. Отклонения течениями тем больше, чем больше обводненность осадка, чем более тонкие его фракции находятся в движении, чем сильнее течение.

Нормальная седиментация «частица за частицей», как показывает изучение осадочных толщ второго уровня, имеет здесь подчиненное значение, она проявляется лишь в периоды затухания действия гравититов. Не будет преувеличением сказать, что область континентального склона — это царство гравититов, а его подножия (ОПБ-2) — глобальная «копилка» разнообразного материала, принесенного гравититами.

### КЛАССЫ И РЯДЫ ГРАВИТИТОВ

Гравититы — отложения автокинетических потоков подразделяются по реологии, механизмам влечения и текстурам отложений на несколько классов [15, 25, 36, 40, 47, 49, 61], главными из которых являются: 1) потоки без нарушения сплошности осадочного массива (обвалы, оползни) или с частичным нарушением; 2) потоки разжиженного осадочного материала с ламинарным течением; 3) турбулентные мутьевые потоки (турбидные, суспензионные); 4) переходные к суспенситам, так называемые контуриты, тесно генетически связанные с тремя основными классами. Это собственно гравитит-суспенситы, которые питаются осадочным материалом гравититов. Границы между этими классами гравититов постепенные. Более того, удастся выделить ряды гравититов в зависимости от обводненности исходного осадочного вещества и его реологических свойств. При минимальных разбавлениях осадка водой перемещение идет в виде цельных блоков — обвалов или оползней. При разбавлении материала оползня дополнительными порциями воды (например, при движении оползня по крутым склонам, его падениях с обрывов) возникает подвижная масса глинистого вещества с более крупным материалом, сходная с наземным селом. Она несет грубый материал и движется со значительной скоростью, обладая большой разрушительной силой. При дальнейшем разбавлении вещества селей водой происходит смена ламинарного движения на турбулентное, характерное для следующего класса гравитационных потоков — турбидных. Наиболее тонкая фракция турбидного потока, находящаяся в его передней верхней части, больше всего подвергается действию придонных потоков. Она еще больше разбавляется водой и становится сходной с обычными седиментитами. Но в отличие от последних питание идет за счет гравититов, а перенос вещества происходит не на поверхности океана и не в толще его вод, а только у дна (слой повышенной мутности — *нефеллоид*). В местах снижения скорости контурных течений выпадает осадочное вещество с образованием осадочных тел — *контуритов*, иногда крупных осадочных хребтов. В других случаях контурные течения только отклоняют внешние части подводных конусов выноса, сложенные турбидитами (ромбовидные холмы у основания склона Северной Америки), или переносят тонкий материал на небольшие расстояния от них.

**Первый класс гравититов: подводные оползни, обвалы.** *Подводные оползни* — смещение масс горных пород или донных отложений (в озерах, морях, океанах) вниз по склону под влиянием силы тяжести. Обыч-

но в плане оползни имеют вид полукольца, образуют понижение на склоне, называемое *оползевым цирком*. Уступ оползневого цирка называется *стенкой отрыва*. Массы оползня обычно бывают вспучены или беспорядочно нагромождены, что зависит от пластичности отложений. Оползшая масса может сохранять цельность — при оползнях, развивающихся на пологих склонах без крутых уступов и обрывов. На континентальном крутом склоне с многочисленными уступами чаще развиваются оползни с нарушением целостности оползшей массы, нередко, вследствие разбавления их водой, переходящие в потоки, сходные с наземными селями, а затем в турбидиты. Сходные явления имеют место и на суше при очень значительном увлажнении оползневых масс (оползневые потоки или оплывины, переходящие в грязекаменные потоки). Подводные оползни долгое время были слабо изучены. Только в последние годы в связи с развитием бурения на нефть и газ в шельфовой зоне и верхней части континентального склона возникла необходимость изучения подводных оползней, входящего в круг проблем механики донных отложений и геотехнологии.

Донные отложения всегда предельно насыщены водой и потому намного подвижнее, чем субаэральные. Издавна считалось, что оползни под водой должны быть более широко распространены, чем на суше.

Изучение подводных оползней стало необходимым с развитием подводных кабельных линий связи, которые периодически разрушались оползневыми массами. Сводка фактического материала сделана в работе [41].

Х. Стрейм и Т. Милох [71] описали оползни Средиземного моря, которые связаны с изменением уровня моря.

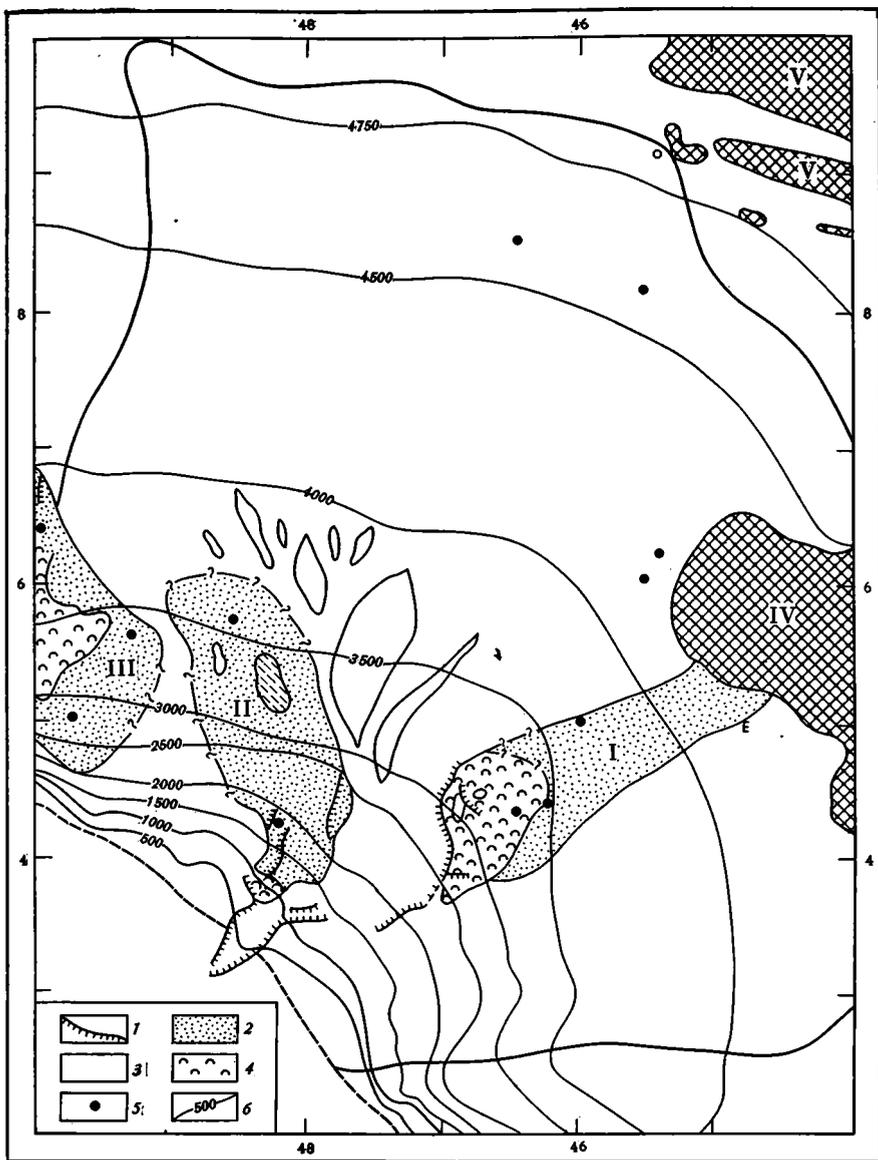
Е. Винтерер [83] указывает, что практически во всех скважинах бурения близ материкового склона имеются доказательства существования турбидитов, зерновых потоков и оползней. Последние особенности часты в верхней части склонов. Оползни встречаются как в сейсмичных, так и в асейсмичных районах, т. е. главная причина их возникновения не связана с сейсмичностью.

Среди оползней (slide) различают блоки, сползшие вниз по склону, без нарушения целостности блока (slide) или с различной деформацией, сминанием или перемешиванием слоев осадков (slump), что хорошо видно на сейсмограммах. Отдельные оползни в океанах объединяются в оползневые фронты длиной до 100 км и более.

Обвалы — гравитационные перемещения без участия воды или с минимальным ее участием; на континентальных склонах встречаются реже. Оползни — отрыв осадочных масс и перемещение их вниз по склону с возникновением оползневого тела (деляпсия). Поверхность склона — это поверхность скольжения оползней. В зависимости от наклона поверхности выделяют: 1) очень пологие оползни (не более  $5^\circ$ ); 2) пологие ( $5—15^\circ$ ); 3) крутые ( $15—45^\circ$ ); 4) очень крутые (более  $45^\circ$ ).

Признаками оползней является деформация слоев, наличие плоскостей скольжения или смещения, а в нижней части — «закатышей» или «закрутышей», а также линз-факоидов. Верхняя поверхность оползней неровная, волнистая, что обычно четко видно на эхограммах.

В верхней части материкового склона преобладают процессы прерывистой эрозии — здесь возникают оползни, поверхности отрыва, т. е. это область эрозии (подготовки) и транспортировки осадочного материала, весьма необычно устроенная. Сход оползневых лавин происходит периодически, т. е. периодичность поступления осадочного материала из рек и на шельф, типичная для лавинной седиментации первого глобального уровня, дополняется здесь периодичностью перемещения оползней (а также других автокинетических перемещений). Это, таким образом, механизм регулирующий периодичность накопления всей осадочной толщи второго глобального уровня. Он включает обычно по мере накопления критических масс, т. е. автоматически. Обычно по ходу движения оползни разжижаются водой и могут переходить далее в разные типы гравитационных потоков — пастообразных или турбидных (фиг. 1).



Фиг. 1. Распространение оползней и пастообразных потоков в подводном конусе р. Амазонки [22]. Данные сейсмопрофилирования (3,5 и 12 кГц) и изучения контрольных колонок осадков

1 — поверхности отрыва оползней; 2 — пастообразные потоки; 3 — погребенные пастообразные потоки; 4 — оползни; 5 — контрольные колонки донных осадков. Римскими цифрами на рисунке показаны: I—III — комплексы (I — восточный, II — центральный, III — западный); IV — подводный хр. Сеара; V — Срединный Атлантический хребет (изобаты проведены через 500 м)

Возникновение оползней зависит от ряда факторов, влияющих на стабильность осадочного образования. Важнейшими среди них являются крутизна склона (особенно нестабильны осадки на склонах с углом более  $10^\circ$ ), высокие скорости седиментации (особенно при почти мгновенных, с геологической точки зрения, выпадениях вулканогенного материала). Важное значение имеют состав и строение осадочной толщи: переслаивание пористых песчано-алевритовых и пепловых отложений с водоупорными (глины и тонкие биогенные осадки), а также наличие прослоев, играющих роль смазки (монтмориллонитовые глины и пеплы, преобразованные в монтмориллонит, слои, обогащенные органическим веществом, газогидраты и др.) [18, 46, 56—60, 68, 72]. Естественно, что

важное значение имеют и сейсмические факторы, как местные, так нередко и очень удаленные,—волны цунами подводных землетрясений пересекают океаны и обрушиваются на склоны и берега, расположенные на многие тысячи километров от эпицентра. Большую роль могут играть и тайфуны, а также тропические циклоны, которые, как это было установлено прямыми измерениями, вызывают возмущения вод на больших (до 5000 м и более) глубинах [30].

Оползни, однако, совсем не обязательно вызываются землетрясениями, как считалось ранее, описаны оползни в сейсмически стабильных районах — фиордах Норвегии [19, 21, 40]. С постройкой подводных трубопроводов проблема оползневой опасности стала особенно актуальной. Обычно оползни связывают с неустойчивостью осадочных масс на склонах и действием какого-либо спускового механизма (чаще всего землетрясения и волны цунами), вызывающего движение оползневых масс. При этом чаще всего исходят из аналогий с наземными оползнями и со снежными лавинами, для срыва которых нередко достаточно даже слабого сотрясения воздуха, вызываемого выстрелом или звуком голоса. Издавна установлено, что оползни возникают чаще всего там, где быстрее всего идет осадкообразование, т. е. это обычный механизм транспортировки осадочного вещества в областях лавинной седиментации. Они отмечаются, однако, и в местах с меньшими скоростями осадконакопления, в частности описаны в районе о-ва Мадейра, где скорость седиментации приблизительно составляет 20 Б.

Оползни чаще всего встречаются на континентальных окраинах, т. е. там, где континентальная кора граничит с океанской, а также в областях лавинной седиментации первого уровня.

Следует иметь в виду, что в пределах материкового склона высотой 3—4 км могут находиться очень крутые участки, чередующиеся с пологими. Эти крутые участки — обрывы, могут быть генераторами оползней для соседних, более пологих участков. В иных случаях не крутизна, а состав осадочных отложений, строение их толчи или другие условия местного порядка могут превратить данный участок дна в генератор оползней. Так называемый *курковый эффект* приводит в движение массы на более устойчивых участках и способствует возникновению возрастающего по масштабам, прогрессирующего оползня.

Чем выше скорость седиментации, тем чаще условия нарушения равновесия на склонах, тем чаще достигается состояние критической для данного склона массы, приводящее к гравитационным оползням. Чем круче склон и больше его вертикальная протяженность, тем чаще происходят оползни и тем выше их скорость. Тем самым возрастает вероятность разбавления осадочных масс оползнями водой при быстром движении и взмучивании, что приводит к возникновению высокоскоростных турбидитов, которые могут перемещаться уже при более пологих (1—0,1° и менее) наклонах дна, т. е. гравититы по мере разбавления водой распространяются на все большие площади дна. Крупные оползни, порождающие турбидиты, возникают 1 раз в сотни лет: на южном побережье Калифорнии 1 раз в 400 лет, близ Большой Банки в Атлантике 1 раз в 100—300 лет [69], мелкие и средние намного чаще.

Итак, причины возникновения оползней можно разделить на: 1) седиментационные (главным образом определяются скоростью седиментации, приводящей к повышению порового давления и снижению устойчивости отложений); 2) геохимические (содержание органического вещества, генерация метана и углекислоты, а на больших глубинах возникновение газогидратов); 3) гидродинамические (сильные волны, особенно при прохождении ураганов, волны цунами); 4) тектонические (землетрясения и локальные толчки, подводные взрывы).

Чаще всего действует не один, а несколько факторов одновременно, чем и определяется широкое распространение оползней и обвалов на подводных склонах. Минимальная крутизна склонов, на которых могут развиваться оползни, составляет менее 10°; описаны оползни на склонах крутизной 1—10° [44, 70, 75] и даже около 1° [24, 28, 29].

В конкретных местных условиях создается локальная система генерации гравититов, которую можно уподобить песочным часам: после накопления критической для данных условий массы осадка блок периодически теряет устойчивость и соскальзывает по склону. Размеры блока и частота сброса определяются местными условиями. Многочисленные примеры строгой ритмичности процесса — доказательство четкости работы этого «порционного механизма», характерного для всех подводных склонов. Только иногда точность работы этого механизма нарушается сейсмикой и другими катастрофическими явлениями, что находит отражение и в характере осадков.

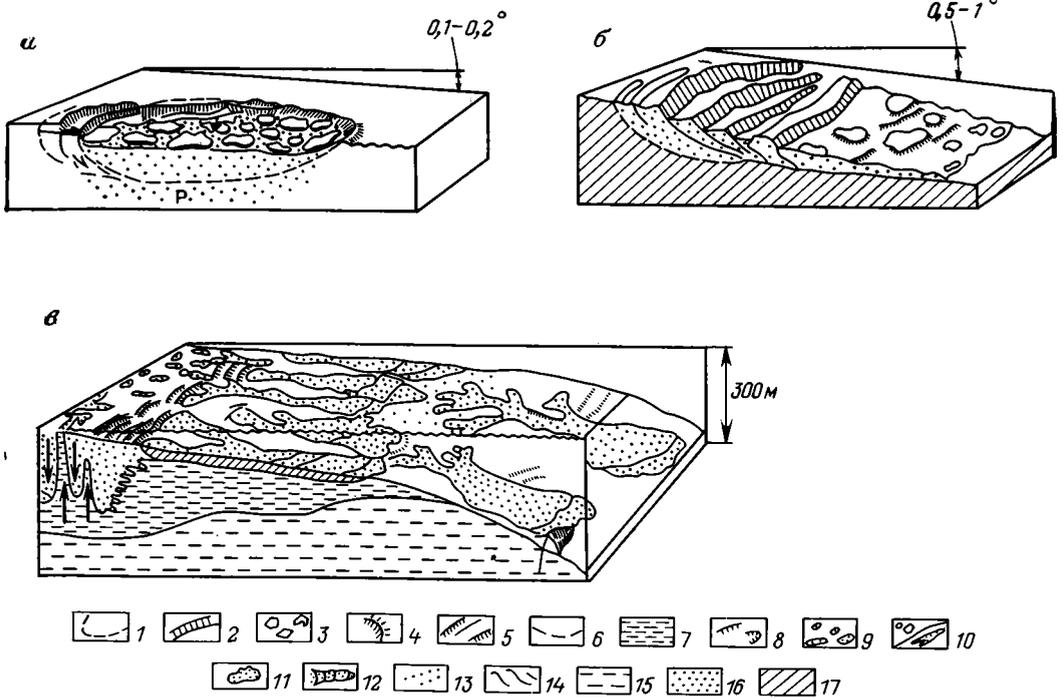
В дельте Миссисипи [64] генерируется особенно большое количество оползней: здесь накопление осадочного вещества идет очень быстро, причем оно богато органикой, которая генерирует метан и другие газы. На глубинах от 5 до 20 м проведены детальные исследования; обнаружены разнообразные формы оползней, в том числе ротационные, в виде цельных блоков, а также зерновые потоки. Перемещения оползневых масс здесь очень активны (достигают сотен метров в год) и вызывают катастрофические разрушения буровых платформ и других сооружений. Для крупных дельт вообще характерно широкое распространение подводных оползней, а также зерновых потоков. Установлено, что их развитие имеет место даже при очень малых наклонах дна (обычно менее  $1^\circ$ ) [46]. Перемещение масс идет обычно по одним и тем же каналам. Обычно для оползней (блоковых и ротационных) удается выделить области питания, транспортировки и отложения. Приведем несколько примеров.

Твердый сток Миссисипи оценивается в  $6,2 \cdot 10^{14}$  кг (620 млн. т.) [64, 82]. В среднем осадочный материал взвеси содержит 65% пелитовой фракции и 35% силта, а материал, перемещаемый донным волочением, на 90% состоит из мелкого песка. Песчаный материал откладывается ближе всего к устью, а во фронтальную часть дельты проникает в основном пелит, который откладывается с большей скоростью, что вызывает очень высокую обводненность осадочного вещества. Его влажность достигает здесь 90% [4]. Кроме того, в этом осадке очень много органического вещества, перерабатываемого бактериями, что приводит к образованию значительного количества газов (в основном  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}_2$ ) и дополнительно повышает влажность [4]. Скорости седиментации в дельте этой реки очень высоки, они составляют в среднем 1 м/год, т. е. 1 млн. Б, но во время паводков в ряде мест за 4 мес накапливается 3—5 м осадка. В это время скорость седиментации достигает 10 млн. Б и более, т. е. сверхлавинных значений. Наряду с этим существуют участки, где скорость составляет несколько сантиметров в год (несколько тысяч единиц Бубнова), а также участки эрозии.

Содержание воды в верхнем слое осадков дельты близко к пределу текучести. Низкая величина сопротивления сдвигу ( $< 0,05$  кгс/см<sup>2</sup>) в сочетании с высоким поровым давлением возникает в результате высоких скоростей седиментации — лавинного осадконакопления.

Углы наклона склонов дельты пологие, редко превышают  $1,5^\circ$ , чаще менее  $0,2^\circ$ .

При отсутствии избыточного порового давления склоны остаются устойчивыми при углах наклона до  $20^\circ$  [58, 82]. Однако оползни возникают при углах наклона менее  $1^\circ$  при наличии избыточного порового давления или при его внезапном возрастании, когда сопротивление сдвигу становится меньше предельного для данного склона и начинается движение оползневых масс. Ф. Шепард [66] показал, что оползни возникают здесь при углах склона менее  $0,5^\circ$ , что теоретически было объяснено К. Терцаги [72] высоким поровым давлением и низкой величиной сопротивления сдвигу. В 1960 г. здесь были установлены первые буровые платформы, число которых в дельте к настоящему времени достигает 500. От них по дну тянутся на тысячи километров газо- и нефтепроводы. Некоторые из них были разрушены оползнями, особенно после прохождения ураганов. Особенно частые разрушения трубопроводов отмечены



Фиг. 2. Различные типы оползней и потоков разжиженного вещества на пологих илистых склонах (конус р. Миссисипи) [64]

*a* — оползень с депрессиями обрушения на склонах  $0,1-0,2^\circ$ ; *б* — ротационный оползень (с поворотом блоков) на склонах  $0,5-1^\circ$ ; *в* — различные виды оползней и потоков разжиженного материала на конкретном участке илистого склона (глубина 0—300 м) по данным детальных исследований

1 — вершинные трещины; 2 — уступ; 3 — блоки «гамачной» формы; 4 — обратный и внешний склоны; 5 — грабенообразная долина; 6 — поверхность сдвига; 7 — глинистые отложения и диапиры; 8 — фронтальные оползни в области баровых песков; 9 — депрессии обрушения; 10 — оползни (*a* — бутылковидные, *б* — вытянутые); 11 — долина потока разжиженного илистого материала; 12 — система уступов на оползневом теле; 13 — оползень края шельфа; 14 — трещины оползания; 15 — алевроглинистые отложения; 16 — пески баров; 17 — разрыхленные и разжиженные отложения потока

на глубинах до 30 м. Эти разрушения связаны с перемещением осадочных масс вниз по склону. В ряде случаев аварии трубопроводов происходили и в спокойную погоду, т. е. не зависели от штормов.

На фиг. 2 показаны основные типы оползней в шельфовой части дельты, а также на склоне. На малых глубинах наиболее распространены ротационные бутылковидные оползни, а также депрессии обрушения. Неравномерность нагрузки в дельте приводит к возникновению многочисленных разломов в толще отложений.

Депрессии обрушения обычны в верхней части дельты на склонах с наклоном  $0,1-0,2^\circ$  и представляют собой образования блюдцеобразной формы диаметром 50—150 м. Блюдцевидные блоки поворачиваются, принимая горизонтальное положение. При этом в верхней их части (вверх по склону) образуется уступ, а в нижней, возвышающийся над дном на 2—3 м, — вал. В плане структура кольцевидная. Угол склона оказывается недостаточным для развития движения вниз по склону. Возможно, что происхождение «блюдец» связано с выходами газа из толщи осадка с последующим обрушением рыхлых отложений.

На более крутых ( $0,1-0,4^\circ$ ) склонах обычно возникают оползни бутылковидной формы, вытянутые вниз по склону. Обычно такие оползни имеют длину 150—600 м и в 1,5—3 раза меньшую ширину.

Более крупными являются вращающиеся (ротационные) оползни, в которых движение идет по четкой криволинейной вогнутой поверхности, что вызывает поворот (вращение) сползающей массы в направлении,

обратном общему смещению. Дно депрессий, остающихся от смещения таких оползней, погружено ниже уровня окружающего дна на 20—30 м, их длина достигает 20 км, а ширина до 1500 м. Такие депрессии внизу обычно заканчиваются оползневым телом, имеющим лопастное строение. Поверхность лопастей почти плоская, а внешние склоны крутые (7—10°), высотой от нескольких метров до 25 м. Фронтальные части лопастей, по наблюдениям, могут продвигаться более чем на 1000 м в год. Мощность лопастей обычно 5—15 м, но в ряде случаев они накладываются, создавая сложные лопасти мощностью более 50 м.

Область бровки шельфа и верхней части склона дельты характеризуется более крутыми склонами, что отражается на распространении и морфологии оползней. Они больше по размерам — достигают в длину 10 км и прослеживаются на глубинах до 1000 м и более. Материал блоков обычно хаотически перемешан, в то время как в оползнях верхней пологой платформы дельты нередки цельные блоки осадочного вещества, пlyingшие подобно плотам на поверхности илистой массы оползня.

Детальное картирование оползней на больших глубинах стало возможным только после 1950 г., когда в практику работ вошли многоканальные и многолучевые эхолоты, локаторы бокового обзора (ближние и дальние), методы высокочастотной сейсмоки, сейсмотомографии и др.

Масштабы подводных оползней намного превышают те, с которыми имеют дело геологи при изучении оползней на суше. Так, оползень, вызвавший землетрясение в районе Большой Банки в 1929 г., имел мощность около 400 м при длине и ширине более 100 км [33, 36, 56]. Вертикальное смещение этих оползневых масс, перешедших далее в турбидитный поток, достигает нескольких тысяч метров, чем обеспечивается огромный запас энергии.

На континентальной окраине Бразилии изучен оползневый блок мощностью около 500 м и длиной около 20 км [32]. Его вертикальное перемещение составило около 2,5 км, а горизонтальное — до 50 км. Широко развиты оползни также у берегов северо-западной Африки и восточного побережья Северной Америки [27]. У берегов северо-западной Африки оползни развиваются на склонах наклоном 1—1,5°, а местами и менее 0,1°. Общий объем отложений, перемещенных оползнями, составляет приблизительно 1100 км<sup>3</sup>, площадь около 30 тыс. км<sup>2</sup>, а площадь оползневых цирков — 18 тыс. км<sup>2</sup>. В Беринговом море только в подводной долине Каяк объем оползней, поступивших с северного склона долины, достигает 32 км<sup>3</sup> [55].

Одним из наиболее детально изученных в настоящее время районов развития оползней считается склон Норвегии [21]. Это асейсмичная область, где подача современного осадочного вещества на шельф крайне незначительна (главная часть рек разгружается в фиорды). Детальными исследованиями в районе Сорегга изучены три оползневых тела, образовавшихся в разное время. Самый древний из оползней возник 13—11 тыс. лет назад, т. е. при таянии последнего ледника. Он занимает площадь 34 тыс. км<sup>2</sup>, имеет среднюю мощность 114 м и объем 3880 км<sup>3</sup>. Дальность его перемещения в пелагиаль составляет около 400 км. Второй оползень этого района возник 7—6 тыс. лет назад. Он меньше по размерам (площадь 19,2 тыс. км<sup>2</sup>, средняя мощность 88 м, объем 1700 км<sup>3</sup>), но дальность его проникновения в океан достигает 600 км. Фронтальная часть оползня достигает глубины 2700 м. Наконец, третий оползень, который развивался непосредственно за вторым, занимает площадь около 6 тыс. км<sup>2</sup>.

Поражают гигантские размеры этих оползней: площадь первого из них превышает площадь Бельгии, а объем составляет более 300 годовых стоков рек Мира.

Дальность перемещения крупных оползневых блоков, достигающая 500 км, подтверждается исследованиями, проведенными в Черном море

<sup>1</sup> Ежегодный твердый сток рек Мира в океан составляет около 12 км<sup>3</sup>.

[12], где оползневые образования составляют 50—80% от осадочных образований у основания склона. Оползни здесь имеют мощность до 400 м и протяженность до 40 км. Сейсмопрофилированием внутри многих блоков устанавливаются гравитационные складки.

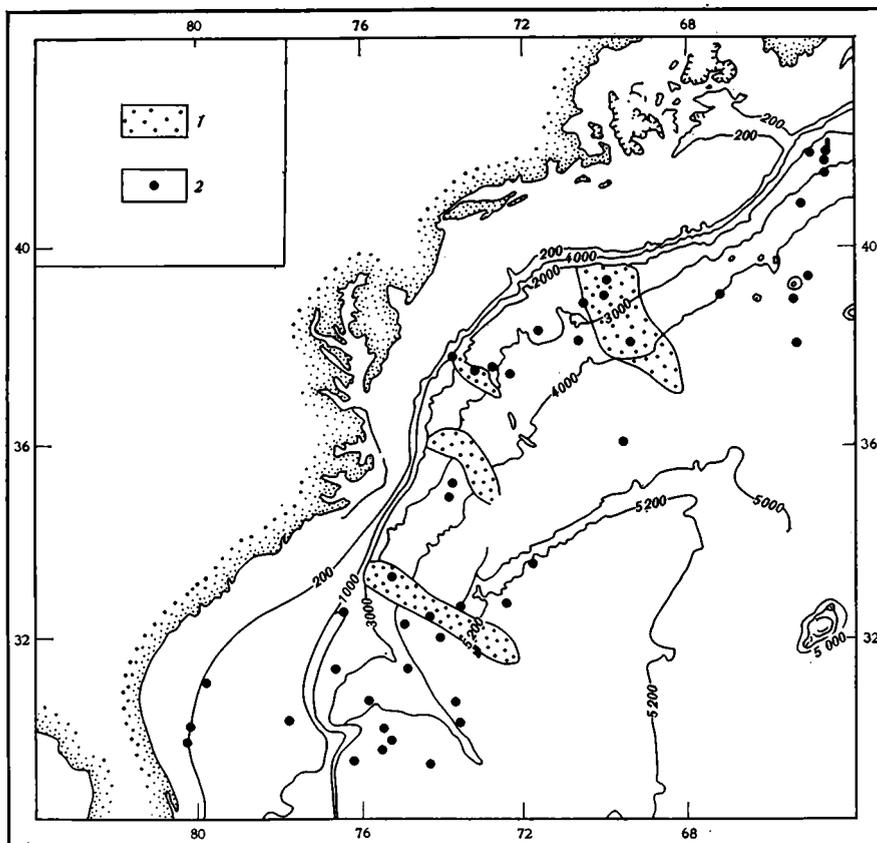
Крупнейшие оползневые блоки называют *олистостримами* (размеры колеблются от сотен до десятков метров, редко достигают сотен километров). Более мелкие по масштабам образования — хаотические скопления несортированных обломков (олистолитов) у основания склона, обычно сцементированных тонкой пелитовой или алевропсаммитовой массой, называют *олистостромами*.

Итак, оползни — это грандиозные скопления осадочного вещества на дне океана. В литолого-геохимическом отношении оползневые блоки отличаются сохранением чуждых по составу и свойствам мелководных отложений в более глубоководных, что выявляется по микрофлоре, содержанию органики и другим признакам. Очень важно сохранение органики в оползневых блоках, опустившихся на большие глубины.

В геологических разрезах оползневые блоки выделяются не только по литолого-геохимическим аномалиям, но и по залеганию дислоцированных чуждых масс между двумя обычно недислоцированными слоями. Масштабы морских подводных оползней в различных древних отложениях часто трудно определить при региональных работах: нередко их протяженность составляет десятки и даже сотни километров, а мощность — сотни метров. Таковы олистостримы и олистостромы Альп, Корсики, Ирана и Марокко, мощность которых достигает в отдельных случаях 2000 м [2]. Сходные по мощности оползни в настоящее время находят также на дне океанов с помощью высокочастотной сейсмоки.

Для описания процессов лавинной седиментации важны следующие обстоятельства. 1. Значительную часть отложений второго глобального уровня составляют оползни, что является одной из уникальных его особенностей. 2. Оползни — родоначальники гравититов других классов, которые распространяются по дну намного дальше оползней. Вообще говоря, в отдельных случаях возможно выделение латеральной зональности распространения гравититов. Таким образом, во внешне хаотическом строении толщ гравититов в склоне намечается некоторый порядок. 3. По масштабам и одновременности они могут подразделяться на локальные, региональные и глобальные, т. е. одновременные в локальном, региональном или глобальном масштабах. Причиной возникновения глобальных сходов оползней, одновременных во всем океане, является понижение уровня, в особенности при достижении поверхностью океана бровки шельфа. Поэтому следует ожидать выделения в лавинных осадках второго глобального уровня эпох массового (глобального) развития оползней и других типов гравититов, которые сменялись эпохами их ослабления или даже нормальной седиментации, т. е. эпохами развития только региональных и локальных оползней. Как увидим далее, это подтверждается новыми данными о строении отложений материкового подножия. Эпохи массового возникновения гравититов второго уровня отвечают эпохам ухода осадочного вещества в отложениях дельт и конусов выноса на шельфах, а также и в отложениях шельфов.

**Второй класс гравититов: отложения потоков разжиженного осадочного вещества (подводные сели, пастообразные потоки, флюктуотурбидиты, динамиктиты, галечниковые аргиллиты).** Второй класс гравититов — отложения разжиженного осадочного материала (mass-flow) в зависимости от крупности преобладающих частиц подразделяются на: а) отложения потоков с крупными частицами (debris-flow) — обломками и глыбами (дебриты [15]) перемещаются массой тонкого заполняющего вещества подобно тому, как при бурении глинистый раствор переносит крупные обломки; б) отложения зерновых потоков (grain-flow) — грейниты [15] с делением на песчаные (sand-flow) и алевроитовые (silt-flow); в) отложения потоков тонкого илистого материала (mud-flow). Все эти потоки отличаются высокой концентрацией суспензии, похожи на часту и потому нередко называются грязевыми или пастообразными



Фиг. 3. Распространение пастообразных потоков у основания континентального склона северо-западной части Атлантического океана [28]  
 1 — области распространения потоков по сейсмическим данным; 2 — места отбора проб донных осадков с отложениями потоков разжиженного вещества

(slurry-flow). Движение в них ламинарное, консистенция пластичная, плотность достигает  $2,5 \text{ г/см}^3$ , типична высокая влажность.

Обвалы, оползни, потоки разжиженного осадочного материала, подводные грязепады обычно приводят к дальнейшему разбавлению обводненного осадка придонной водой, к его переходу в состояние грязевого потока с очень высокой плотностью суспензии, а при еще большем разбавлении — в состояние плотного придонного облака, которое передвигается по склону подобно тяжелой жидкости. При движении эта тяжелая грязевая паста заполняет понижения, перемещается по тальвегам долин и каньонов, а при выходе на равнину распространяется в виде длинных языков или лопастей (см. фиг. 1).

Оползни и обвалы — это гравититы ближнего (до 400—500 км), а потоки разжиженного вещества — среднего радиуса действия (перемещают вещество на сотни километров, реже до 1 тыс. км). Дальше всего (до 1—2,5 тыс. км) в пелагиаль проникают гравититы третьего класса — турбидиты.

До недавнего времени флюктуотурбидиты уверенно выделялись только в отдельных местах, но с появлением техники высокочастотного сейсмопрофилирования и трубок большого диаметра стали выделяться на все больших площадях дна. Главная область их развития — нижняя часть континентального склона. Они по реологическим свойствам являются промежуточными между оползнями и турбидитами: Это очень концентрированная суспензия, подобная селям, потоки насыщенного водой осадка (осадочное вещество содержит или обычное количество поровых вод, или в отдельных случаях — повышенное). Движение определяется самими частицами, а вода действует как смазка.

Для этих потоков характерна остановка в движении, связанная с «замерзанием», т. е. потерей тиксотропной подвижности при снижении скорости или кратковременной остановке. Это приводит к тому, что многие из потоков выделяются в рельефе дна («замерзают»). В отличие от турбидитов движение здесь ламинарное, дифференциации по крупности не происходит, преобладает смешение.

О значении этого типа гравититов свидетельствует то, что, по данным последних работ [26], в Атлантическом океане ими покрыто около 40% основания континентального склона (фиг. 3). В плане эти потоки представляют собой языки длиной нередко в сотни километров, шириной десятки километров. Они проникают на глубины до 5400 м. Минимальные углы склонов до  $0,1^\circ$ , наибольшее расстояние, которое проходят эти потоки, достигает 1000 км [26, 30].

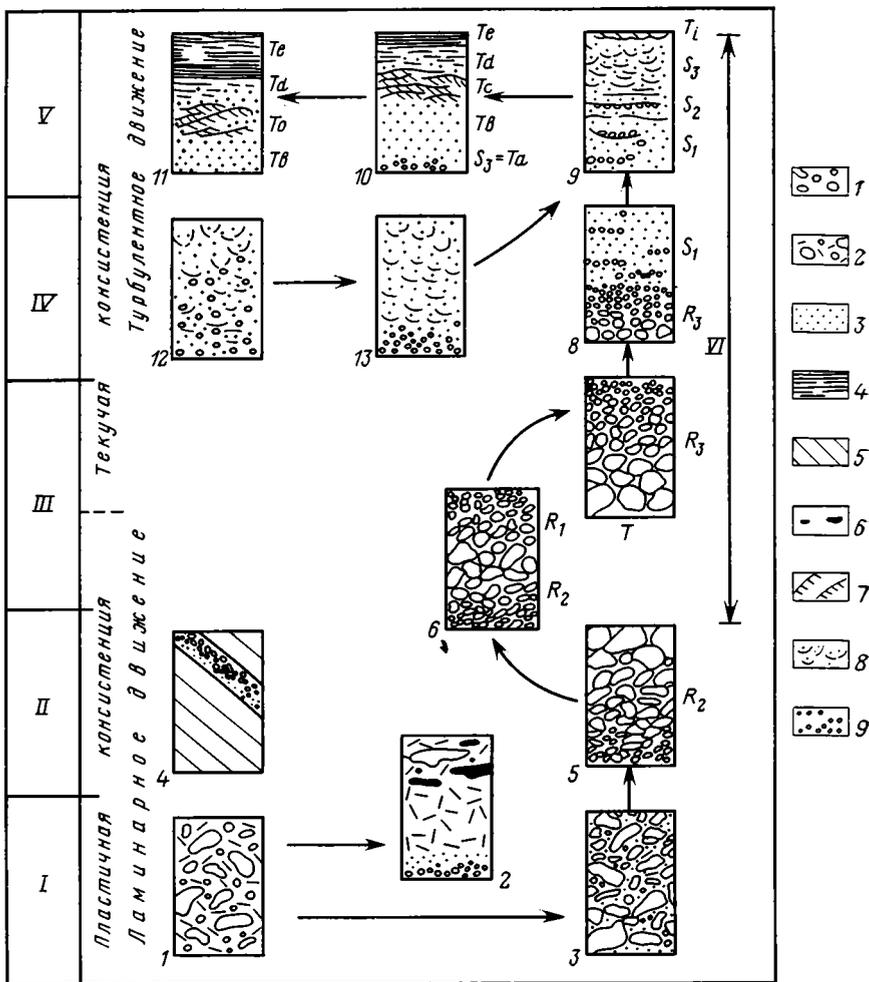
В ходе развития водоема наблюдаются этапы массового развития потоков разжиженного осадочного вещества: они связаны с понижениями уровня океана (как для оползней). В частности, последний такой этап связан со снижениями уровня во время четвертичных оледенений; самому последнему и широко распространенному — висконсинскому (18 тыс. лет назад) соответствует большинство потоков гравититов этого типа. В Атлантическом океане над ними залегают обычно молодые (голоценовые) гемипелагические осадки мощностью до 30 см. При понижении уровня океана насыщенные водой донные осадки подводных частей дельт, шельфа и верха континентального склона оказываются над уровнем океана и начинают размываться и течь, образуя сплошные потоки. Размеры этих потоков отвечают объемам исходных скоплений осадочного вещества. Не удивительно поэтому, что они обычно начинаются близ устьев рек, а главное скопление материала отмечается при остановке потоков на расстоянии многих десятков и сотен километров от устья.

Литологически этот тип гравититов характеризуется перемешиванием исходного материала эстуариев-дельт, а нередко и шельфовых отложений. В эти подвижные массы часто включаются и крупные обломки пород, а также галька, щебень и гравий, которые как бы плывут в плотном глинистом растворе. Минеральный и химический их состав, остатки флоры и фауны, иловые воды, количество и состав органики и другие свойства отвечают исходным отложениям первого уровня.

Отложения этого типа не имеют слоистости и даже следов градиационных текстур. Типичен хаотический гранулометрический состав, напоминающий состав наземных селей. Наряду с тонким заполняющим матриксом присутствует песчано-алевритовый материал, а нередко гравий, галька, щебень и более крупные обломки пород. Нижняя и верхняя границы слоя потока резкие, нижняя нередко эрозионная (фиг. 4).

Полнота перехода оползневых масс в подводные сели или в турбидиты во многом предопределяется строением склона. При пологих склонах, лишенных обрывов и резких перегибов, чаще всего развиваются оползни и потоки разжиженного вещества. При крутых склонах, изобилующих обрывами, нередко происходит отрыв оползневой массы от ложа, она падает с обрыва подобно грандиозному обвалу на сотни и тысячи метров. При этом обрушении происходит энергичное перемешивание с водой и постепенное превращение оползня в разжиженную массу подводного селя. Чем выше содержание воды в суспензии, тем выше скорость ее движения (до определенного предела). Таким образом, имеются участки склонов, генерирующие турбиды и участки, генерирующие преимущественно разжиженные потоки типа селей (см. фиг. 4). Эта закономерность может быть использована при изучении отложений прошлого для восстановления черт морфологии древних склонов.

Следует отметить, что литология отложений разжиженных потоков осадочного вещества изучена пока очень слабо. Увлечение турбидитами увело в сторону от их исследования, тем более, что при широко распространенных в настоящее время методах выделения турбидитов непрерывным сейсмопрофилированием эти потоки выявляются слабо. Между тем, как уже отмечалось, именно этот тип гравититов очень широко



Фиг. 4. Типы текстур гравититов в зависимости от их консистенции и характера движения [47]

1 — грубообломочный материал; 2 — то же с песчаным заполнением (матриком); 3 — пески и алевроиты; 4 — пелиты с горизонтальной слоистостью; 5 — текстуры «замерзания» зерновых потоков с косою слоистостью и гравием; 6 — крупные включения в тонком матриксе; 7 — косая слоистость в последовательности турбидитов; 8 — тонкая косая слоистость и беспорядочные прослои; 9 — гравий в слое волочения и в коврах волочения. Линиями соединены типы текстур гравититов, связанные постепенными переходами, стрелками показаны эволюционные последовательности (переходы 1—3 и 5—6 предположительные).  $R_1$ ,  $R_2$  — обратная и нормальная градационные текстуры зерновых и слабо разжиженных потоков. Текстуры высокоплотностных турбидитов:  $S_1$  — волочения,  $S_2$  — ковры волочения,  $S_3$  — взвеси (нормальной седиментации). Текстуры 1—7 относятся к проксимальной части подводного конуса, 8—13 — к дистальной. Типы гравититов: I—IV — потоки (I — связные, II — зерновые, III — слабо разжиженные, IV — разжиженные); V—VI — турбидиты (V — низкоплотностные, VI — высокоплотностные)

распространен и занимает вместе с оползнями не менее 50% отложений второго глобального уровня. Эти селеобразные потоки в океанах особенно широко развиты, поскольку осадочный материал здесь всегда насыщен и пересыщен водой (в отличие от суши, где это состояние достигается только при длительных дождях), т. е. постоянно подготовлен к перемещениям в форме селей. Понятно, что значительно больше под водой и разнообразие селей, связанное с исходным материалом и морфологией склона. При обрывистых склонах подводный сель отрывается от основания, превращается в обвал — грязепад, насыщается водой и, как и оползни, переходит в турбидит.

Характерные признаки, разделяющие потоки разжиженного вещества от оползней: оползни на сеймопрофилограммах выделяются по

искривленным слоям внутри блоков (перемятые текстуры), беспорядочному прерывистому расположению внутренних рефлекторов, блоковому характеру верхней поверхности; потоки разжиженного осадочного вещества более подвижны, чем оползневые блоки, на сейсмопрофилограммах они выделяются по полному отсутствию внутри осадочного тела рефлекторов (акустически прозрачны).

В отличие от тектур турбидитов, которые характеризуются широким развитием градированности и последовательностями (латеральной и вертикальной), для отложений этого класса характерно большее разнообразие текстур с преобладанием массивной с рассеянными обломками. Наиболее распространены текстуры, которые показывают деформацию при течении (см. фиг. 4). Крупные обломки заполнены тонким матриксом, часты окатыши глиняные или из разного материала («снежные шары»). Изучение современных (кайнозойских) потоков разжиженного осадочного материала по существу только начинается.

**Третий класс гравитов: турбидиты (высоко- и низкоплотностные).** Скорость движения в этих потоках (в отличие от первых двух классов) высока, что приводит к переходу потока от ламинарного (с низким числом Рейнольдса) к турбулентному (с высоким числом Рейнольдса). Выпадение осадочных частиц идет из придонного облака взвеси, обогащенного внизу более крупным материалом. Толща воды, насыщенная взвесью, становится тяжелее окружающей (вмещающей) водной массы без взвеси. Эта разность плотностей и вызывает направленное движение более тяжелой массы по наклонному дну. Распространение турбидитов, таким образом, можно сопоставить с распространением тяжелой жидкости в более легкой. Понятно, что чем больше плотность потока (определяемая главным образом концентрацией в нем взвеси) и чем больше уклон дна, тем больше скорость этого гравитационного потока [15, 50].

Экспериментами в лотках было показано, что эти потоки стремятся двигаться по понижениям дна, желобам или руслам и что при этом обладают значительной эродирующей силой. Для турбидитов характерна градационная слоистость — постепенное уменьшение содержания и размеров песчаных зерен вверх по разрезу.

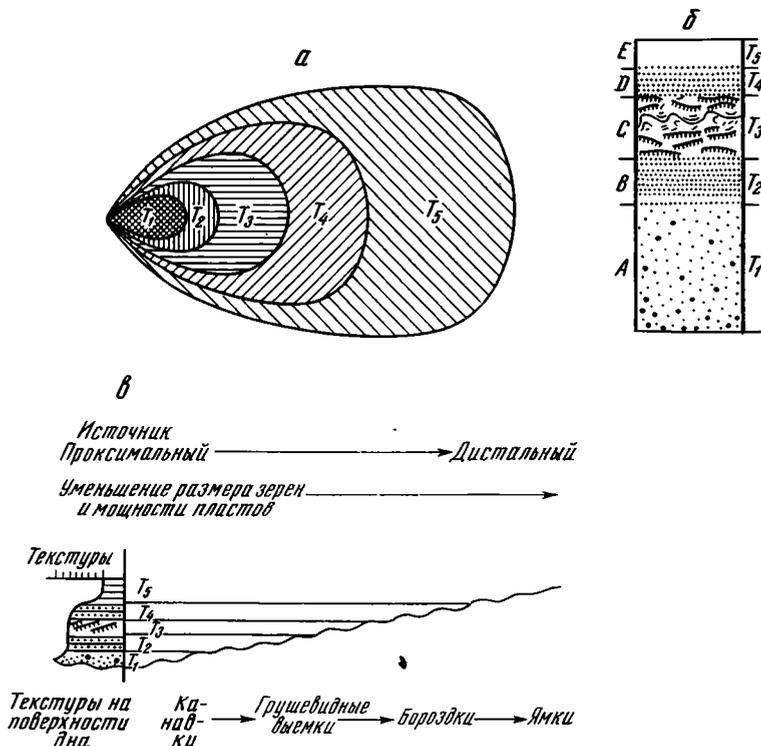
В настоящее время турбидиты разделяют на образования высокоплотностных (с концентрацией частиц более 20—30%, по свойствам приближающихся к подводным селям) и низкоплотностных потоков. Высокоплотностные турбидиты способны переносить не только алевитовопесчаный материал, но и гравий, гальку.

Гидродинамика турбидитов, данные экспериментальных исследований, результаты их полевых исследований достаточно широко освещены в литературе [11, 13, 15, 16, 20, 31, 42—46, 52—54, 63, 68, 76—81].

Для возникновения турбидитов исходным является рыхлый материал крупных обвалов и оползней в верхней части склона; материал при движении пополняется водой и становится все более текучим, разбавленным. В ряде случаев турбидиты бывают инициированы и сбросом с шельфа больших масс рыхлого материала при сильных штормах и ураганах, а также при цунами.

Детальными исследованиями, которые проводились многие годы в районе Большой Банки у берегов Северной Америки, удалось установить, что (судя по обрыву кабелей) максимальная скорость движения таких обвалов, переходящих затем в подводные сели, а затем в суспензионные потоки, достигает 100 км/ч с постепенным снижением в дистальных частях конусов до 20 км/ч и менее [33, 34]. Эти данные широко используются в литературе, однако они спорны (движение идет не по прямой, а, как показывают детальные батиметрические карты, по каньону сложной извилистой конфигурации).

Скорости движения турбидных потоков (с учетом последних данных) находятся в пределах от 27 [67] до 55 км/ч [29], максимальная величина составляет 69 км/ч [51].



Фиг. 5. Ряды фаций и текстурных типов турбидитов (турбидитные фации)  $a$  — гипотетический (латеральный) ряд фаций турбидитов [13];  $b$  — вертикальный (пятислойный) ряд фаций турбидитов [20];  $T_1 - T_5$  (или  $A - E$ ) — фации и соответствующие им текстурные типы:  $T_1$  — нижняя градирующая;  $T_2$  — нижняя параллельно-слоистая;  $T_3$  — потоковая косослойчатая — слоистость ряби течения;  $T_4$  — верхняя параллельно-слоистая;  $T_5$  — пелитовая (заключительная) без специфических текстур;  $c$  — схема изменения текстур турбидитов (на поверхности дна и в разрезе) по направлению потока

По данным изучения гигантского конуса выноса р. Святого Лаврентия, крупные оползни, вызывающие потоки турбидитов, случаются достаточно часто с геологической точки зрения: 1 раз в 100—300 лет [69]. Обычная мощность такого потока достигает 1000 м, концентрация взвеси довольно низкая (около 2500 мг/л), а скорость движения 10—15 м/с (36—50 км/ч) [69].

В соответствии с идеальной моделью турбидного потока для отложенных типична закономерная последовательность смены структур — текстур осадков по горизонтали и по вертикали — «последовательность Боума» (фиг. 5). По горизонтали (латерально) от точки образования потока и к его дистальной части происходит уменьшение размеров зерен и частоты встречаемости крупных зерен песка и алевролита. По вертикали характерна последовательность зон от  $T_1$  до  $T_5$  (иногда их называют также интервалами от  $A$  до  $E$ , или от  $a$  до  $e$ ).

Нижний элемент цикла ( $T_1$  или  $A$ ) отвечает основанию потока. Нередко этот слой лежит на неровной поверхности размывтого ложа и представлен галькой, окатышами илистых отложений (чаще всего это песок с примесью гальки, гравия или раковинного детрита — в зависимости от состава и крупности исходных отложений). Отложения слоя  $A$  представлены чаще всего песками с градиационной или массивной текстурой.

Отложения слоя  $T_2$  (или  $B$ ) — это отложения плоского слоя потока: слоистые песчано-алевритовые отложения (в отличие от слоя  $T_3$ , или  $C$ , где осадки косослойчатые). Наконец, песчано-алевритовая часть последовательности завершается слоем  $T_4$  (или  $D$ ) — тонкослойным. Слой  $T_5$  (или  $E$ ) откладывается из тонких суспензий и сложен, чаще всего, пелитом. Это по существу уже суспензивная часть потока; за пределами

распространения слоя  $T_4$  господствуют суспенситы, а в местах сильных придонных течений — контуриты.

Изучение флиша древних толщ, а также современных отложений показывает, что лишь в редких случаях выдерживаются все пять единиц последовательности: чаще всего в разрезе выпадают нижние и верхние ее члены. Выпадение нижних членов нередко бывает постепенным и связано с исчерпанием запаса (а нередко и с отсутствием) крупнозернистого материала в потоке. Выпадение верхних единиц, отвечающих наиболее тонкому материалу, определяется чаще всего тем, что отложение турбидитов идет не в неподвижной воде, а обычно под воздействием придонных течений, уносящих тонкие фракции потока далеко от мест отложения крупного материала турбидита (контурные потоки). Часто верхняя часть последовательности размыта более поздними турбидными потоками.

Вероятность выпадения нижних членов последовательности Боума следует из среднего гранулометрического состава осадков континентального склона и подножия: 5—10% песка и более грубого материала, 10—20% алеврита и 60—80% пелита. Если оползневый блок такого среднего состава при скольжении по склону разжижается водой и превращается в подводный сель, а потом турбидный поток, то главное значение (60—80%) в нем имеет пелит, сосредоточенный в верхних частях последовательности. Песок и алеврит выпадают раньше, и для периферических частей конуса их просто не хватает: из разреза выпадают нижние более грубые по составу части последовательности.

Очень интересные наблюдения были проведены над турбидитами, вызванными деятельностью человека [60]. В оз. Силвер Бэй (шт. Миннесота) длительное время сбрасывались «хвосты» от обогащения железных руд. Постепенно образовывалась дельта с подводной частью, имеющей наклон около  $17^\circ$  до глубин 180 м. «Хвосты» по крупности представляют собой песчано-алевритовый материал. В 1972—1973 гг. на протяжении 30 нед здесь велись непрерывные наблюдения за развитием турбидных потоков до глубин 60 м с помощью водолазов, а на больших глубинах — с помощью самописцев, которые размещались в 5 м от дна. За 30 нед зарегистрировано 25 турбидных потоков, каждый длительностью от 4 до 328 ч, причем максимальная скорость за время наблюдений достигла 31 см/с. Скорость за время прохождения потока меняется очень быстро. Обычно максимальные скорости приурочены к подводному руслу, которое далее переходит в конус. Таких русел до глубины 280 м отмечено два (на глубинах 0—60 м в слое 3—5 м от дна).

Турбидиты в разрезе отложений второго уровня выделяются следующими признаками: 1. Типичны слои мощностью обычно десятки сантиметров, реже 1—10 м, с четко выделенным основанием и градационной слоистостью. Наиболее крупный материал сосредоточен в нижней части слоя, самый тонкий — в верхней. Для полного турбидитного цикла удается выделить несколько ритмов Боума. Отложения зерновых потоков градационной текстуры не имеют, в них обычно массивная текстура с обломками, их верхний контакт с пелитами очень резкий, а у турбидитов постепенный.

2. Турбидиты выделяются наиболее резко по погрубению материала — первые турбидиты выделялись как песчаные и алевритовые прослои в тонкозернистых осадках. Они резко отличаются от вмещающих отложений по гранулометрическому составу, плотности и другим физическим свойствам, нередко по цвету, текстуре (часты слоистые и конволютные текстуры), по отсутствию следов донных организмов. Наряду с нормальными турбидитами (мощность слоев до 1 м, очень редко до 10 м) выделяют мегатурбидиты с мощностью слоев до 100 м и более, которые связывают с землетрясениями (сейсматурбидиты).

Турбидиты отличаются также от вмещающих их глубоководных осадков по минеральному составу, остаткам флоры и фауны, органическому веществу и форменным органическим остаткам. Происхождение их из мелководных отложений первого уровня лавинной седиментации прояв-

ляется в том, что в них много  $S_{орг}$ , а в иловых водах Р, N, обычны остатки мелководных организмов (фораминиферы, диатомовые водоросли), встречаются остатки наземной растительности и другие признаки мелководий. Минеральные комплексы — типичные для устьев рек. Гранулометрия определяется исходным материалом первого уровня седиментации, часто встречаются пелитовые турбидиты без песков.

4. Чаще всего турбидиты бывают терригенными, но встречаются и вулканогенно-осадочные, а также биогенные карбонатные. При последних извержениях вулканов Исландии возникали потоки талых вод, насыщенные вулканическим материалом, которые, поступая в море, дали начало турбидитам из вулканогенного материала. Отмечены также карбонатные турбидиты близ коралловых островов и в областях широкого развития карбонатов на шельфах.

5. На эзограммах и записях НСП турбидиты выделяются по сильной стратификации толщи, по сильным, нередко многократным, отражениям акустических сигналов, а также по тому, что верхняя их поверхность обычно лежит горизонтально на больших пространствах, создавая «озера заполнения». На этой поверхности отсутствуют осадочные хребты или волнообразные образования типа дюн, а также и другие признаки отложения под влиянием динамических факторов (течения и др.).

6. Турбидиты выделяются также по резко отличной от остальной толщи скорости седиментации. Для характеристики скоростей необходимо ввести понятие мгновенной скорости отложения турбидного потока. Обычно лавинная средняя скорость для толщи включает и этапы медленного отложения суспенсивов, а также перерывы. Средняя скорость поэтому обычно много меньше мгновенной. Очень высокие лавинные скорости седиментации турбидитов чередуются и с периодами неотложения и даже размыва — перерывами. Скорости седиментации убывают в общем от дистальных частей конусов к проксимальным.

7. Главное направление перемещения осадочного материала у турбидитов (как и всей группы гравититов) вниз по склону, по понижениям склона, оно практически не связано с течениями в водной толще.

**Переходный класс: гравититы-суспенсивы (контуриты).** Детальные исследования последних лет показали, что далеко не во всех случаях появление прослоев песчано-алевритовых осадков на больших глубинах океана можно объяснить деятельностью турбидных потоков. Значительная их часть имеет поверхность со знаками ряби (рифелями), что свидетельствует об отложении под влиянием придонных течений. Текстура таких песчаных тел оказывается косослоистой, т. е. не отвечает главному критерию выделения турбидитов — градиционной текстуре. По рифелям на поверхности, косой слоистости и другим признакам эти образования безусловно связаны с влиянием придонных течений.

Своим возникновением они обязаны настоящим гравититам: они кажутся их веществом, связаны с ними пространственно, т. е. обрамляют область континентального склона (лавинная седиментация) со стороны пелагиали, как бы растягивают осадочный материал склона на большие площади, уносят его на огромные расстояния от источников.

Механизм возникновения этих образований связан с существованием в придонных слоях океанов, по периферии глубоководных котловин, особых течений глубинных холодных вод, которые подобно тяжелым жидкостям заполняют наиболее пониженные части дна. Эти воды возникают при переохлаждении [35, 39, 65] поверхностных вод в Антарктиде и Арктике, вследствие чего становятся тяжелыми. Переохлажденные тяжелые воды стекают вниз с материковых склонов Антарктиды и далее распространяются далеко на север — в Атлантический океане они достигают экватора и далее проникают до 30—40° с. ш., где встречаются с встречным потоком придонных вод из Арктики (Пр СА) приблизительно на 30—40° с. ш. Отмечено проникновение к северу от экватора антарктических придонных вод (Пр АН) также в Индийском (до Бенгальского залива) и Тихом (до 20—30° с. ш.) океанах [14]. Эти воды прорываются-

ся сквозь понижения в подводных хребтах, где скорости течений резко возрастают.

Замечательной особенностью распространения этих вод является то, что под действием силы Кориолиса они отклоняются вправо (по направлению течения) в северном полушарии и влево — в южном и при этом как бы упираются в стену — основание склона. Поэтому наибольшей силы эти течения достигают в западных частях океанов и морей, особенно у континентальных подножий. Особенно четко они прослеживаются вдоль атлантических берегов Северной Америки (от высоких широт к экватору) и Южной Америки (также от высоких широт к экватору). Сходно с материковыми массивами ведут себя также и крупные подводные хребты, имеющие меридиональное простирание, например Срединный Атлантический. Вдоль этих хребтов — естественных подводных преград на путях холодных вод — также прослеживаются отложения контуритов.

Скорость придонных течений определяется разностью плотностей, она тем выше, чем больше выхолаживание в высоких широтах и чем меньше плотность местных придонных вод, и таким образом подвержена климатическим изменениям, меняется во времени. В мезозое, когда оледенения высоких широт отсутствовали, эта циркуляционная система резко ослабевала и контуриты не откладывались. Последний этап возникновения этой глобальной системы связан с резким похолоданием в середине эоцена и постепенным развитием оледенения. Сходные условия периодически существовали и в более древних океанах (при палеозойском и более древних оледенениях).

Следует заметить, что тяжелые придонные воды распространяются не точно по изобатам. Они повторяют контуры дна только приблизительно под динамическим воздействием вышележащих вод, под влиянием изменения плотности, а близ срединных хребтов также и под влиянием теплового потока их недр. Поэтому Т. Дэвис и А. Лаутон [23] называют их отложениями, связанными с придонными течениями. Мы считаем рациональным сохранить название «контуриты», имея в виду некоторую условность этого термина.

Скорости движения вод в контурных течениях достигают 20—25 см/с, т. е. достаточны для переноса алевритового и песчаного материала. Данные о скоростях придонных течений в разных океанах сведены В. Лонгиновым в работе [11]. Скорости у дна быстро снижаются; пока не отмечено значений более 10—15 см/с на расстоянии в 1 м от дна, а в 10—20 см от дна скорости течений так незначительны, что обычно не вызывают заметного литологического эффекта. Таким образом, придонные контурные течения очень напоминают струйные течения тропосферы: они имеют характер труб, висящих у дна, на небольшом расстоянии от него. Максимальные скорости отмечаются в центральных частях этих труб с быстрым снижением к периферии. Контурные течения являются транспортными системами придонных вод океана, своего рода «придонными реками», перемещающими осадочный материал и аккумулирующими его в определенных местах. Рассмотрим их работу в пределах седиментационного цикла — подготовки осадочного материала, его транспортировки и отложения.

Подготовка осадочного материала, насколько можно судить сейчас, идет в основном за счет тонких фракций гравититов — взмученного материала, который попадает в нижнюю часть склона, т. е. в область высоких скоростей в трубах (частично это и материал суспенситов, осаждающийся сверху).

Осадочный материал, попавший в контурный поток, переносится часто на очень значительное (сотни, а в некоторых случаях и тысячи километров) расстояние и откладывается в местах снижения скоростей течения. Отложение идет не под осевой частью, а по периферии течения, где оно соприкасается со спокойными придонными водами. При длительном действии этой седиментационной системы возникают крупные седиментационные поднятия, возвышающиеся над дном на многие сотни

метров, а иногда и более чем на 1—2 км и имеющие большую мощность также ниже поверхности дна, так называемые осадочные хребты (или дрефты). Эти образования стали известны только два десятилетия назад, когда в широких масштабах стали использовать непрерывное сейсмическое профилирование, «просвечивание» осадочной толщи, а затем определять состав и природу отражающих слоев глубоководным бурением в ключевых местах.

Наиболее известны контуриты в Северной Атлантике, а также у берегов Южной Америки (Аргентина — Бразилия) [3—5, 17, 50].

Поток придонных арктических вод поступает в Северную Атлантику с севера из Арктики через Фареро-Исландский порог (около 5 млн. м<sup>3</sup>/с) [84] и через Датский пролив (около 5 млн. м<sup>3</sup>/с). Первый из этих потоков проходит к востоку и западу от банки Рокколл и откладывает контуриты с образованием седиментационных хребтов Фэни (к востоку от банки) и Хаттон-Рокколл (к западу от банки). Для этих хребтов характерно, что в их сложении наряду с терригенным материалом присутствуют также и карбонатные наноилы. Скорости седиментации около 30 Б (по данным изучения керна ст. 116 по периферии хр. Хаттон-Рокколл).

Далее контурное течение в своем стремлении на запад огибает подводный хребет Рейкьянес, образуя седиментационный хребет Гардар [38]. Скважина глубоководного бурения 114 пробурена западнее этого седиментационного хребта, но еще в пределах зоны влияния контурного течения. В керне этой скважины алевроглинистые илы, гетерогенные, с огромными (до 120 Б) скоростями седиментации. Типична косая слоистость отложений потоков. Содержание карбонатного материала от 5 до 50%.

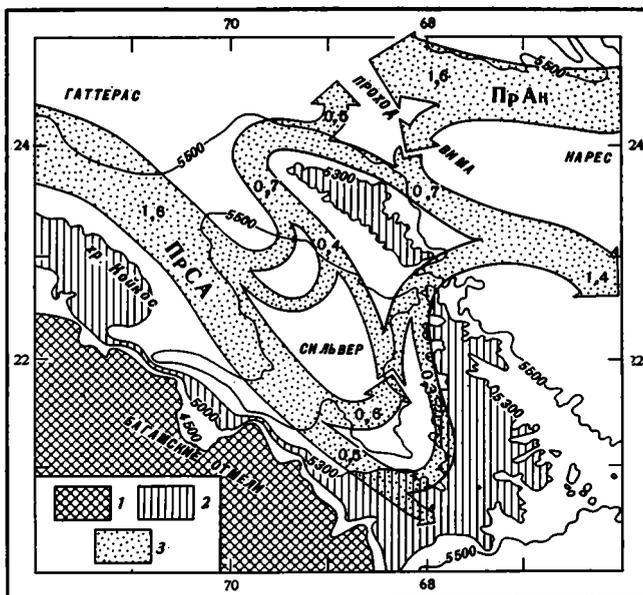
Хребет Рейкьянес контурное течение преодолевает через многочисленные зоны разломов и попадает далее в Лабрадорскую котловину, где к нему присоединяется вторая ветвь, идущая из Арктики через Датский пролив. Здесь образуются седиментационные хребты, огибающие котловину у основания материкового склона, где заканчиваются конуса выноса турбидитов. Толща осадков хребтов, пройденная скважиной глубоководного бурения, акустически прозрачна. В керне преобладают серые пелитовые и алевропелитовые илы. Скорость седиментации в пределах от 15 до 40 Б, т. е. не типичная для лавинной седиментации [23], но значительно выше, чем для седиментитов Атлантики.

Ветвь контурного течения, проходящая через Датский пролив до впадения в Лабрадорскую котловину, некоторое время проходит у основания склона южной Гренландии, где возникает седиментационный хребет Эйрик [38, 45].

После объединения в Лабрадорской котловине двух ветвей контурное течение имеет расход около 10 млн. м<sup>3</sup>/с и называется Западным Пограничным течением (скорость 5—18 см/с). Оно движется далее вдоль берегов Северной Америки — у основания континентального склона Ньюфаундленда, образуя Ньюфаундлендский седиментационный хребет, а затем далее к югу — осадочные хребты у м. Гаттерас, Блейк-Багамский внешний хребет и Антильский Внешний хребет [73].

*Ньюфаундлендский хребет* представляет собой крупное осадочное образование длиной около 500, шириной 250 и высотой до 1,5 км. Мощность осадочной толщи хребта, по данным НСП, около 1,5 км. Поверхность неровная — с многочисленными рифелями, мегарифелями с шагом в несколько метров, а также песчаными волнами высотой 10—20 м и шагом 1—2 км. В отличие от других осадочных хребтов Ньюфаундлендский хребет сложен в основном песчано-алевритовым материалом, что связано, вероятно, с его положением в высоких широтах (питание из ледовой зоны, в особенности во время оледенений). Типична косая слоистость в разрезе, которая резко отличается от обычных текстур гравититов.

Седиментационный *Блейк-Багамский хребет* располагается на глубинах 2—4 тыс. м и отделяет Северо-Американскую котловину от Блейк-



Фиг. 6. Придонные (контурные) течения и осадочные хребты у основания континентального склона западной части Атлантики [74]  
 1 — подводная часть Багамской отмели (до 3000 м); 2 — осадочные хребты; 3 — придонные течения (Пр Ан — придонная антарктическая вода, ПрСА — придонная североатлантическая вода); изобаты проведены через 200 м; цифры на карте — перенос вещества, млн. м<sup>3</sup>/с

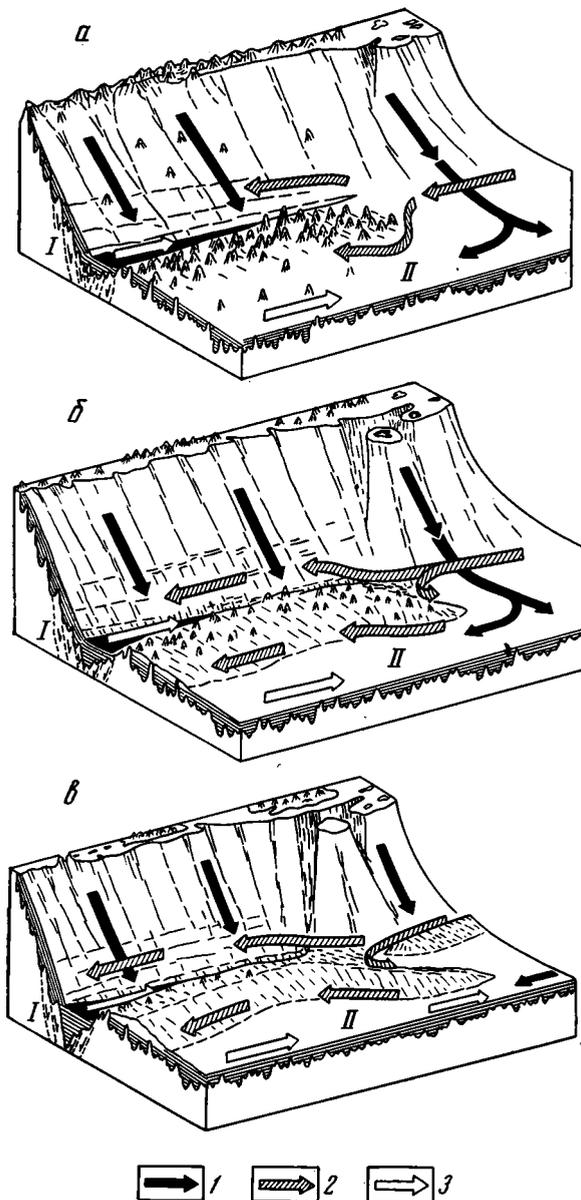
Багамской (фиг. 6, 7). Толща седиментационного хребта в трех местах пройдена глубоководным бурением. Глубоководные скважины, пробуренные в 44-м рейсе [37], подтвердили сложение хребта толщей контуритов. Скважина, пройденная на гребне хребта, прошла более 600 м и не вышла из отложений миоцена. Другая скважина близ южного окончания хребта показала, что скорость седиментации на хребте падает по направлению контурного течения, т. е. с севера на юг. Миоцен пройден здесь на горизонте 240 м, а на глубине 600 м от дна вскрыты отложения верхней юры.

*Большой Антильский Внешний хребет* — поднятие, протягивающееся на юго-восток от абиссальной равнины Гаттерас (из точки с координатами 24° с. ш., 70° з. д.). Оно достигает внешней части желоба Пуэрто-Рико, а затем тянется по внешней части желоба до 56° з. д. [30, 74]. Объем этого акустически прозрачного тела достигает 10<sup>5</sup> км<sup>3</sup>, а мощность отложений — 800 м.

Скорость седиментации для плейстоцен-голоценовых осадков здесь около 200 Б, т. е. лавинная, она на порядок выше, чем скорость седиментации в прилежащих котловинах. В составе осадочного вещества преобладает терригенный материал (около 85%). Первичная продукция фитопланктона в этой части Саргассова моря очень низкая, и потому вклад седиментитов (биогенный материал) составляет не более 10—15% от осадочного вещества.

Здесь были проведены уникальные измерения течений непрерывно на протяжении 4—6 мес, а также выполнены многочисленные подводные фотографии, позволяющие оценить течения по формам-индикаторам, проведены гидрологические исследования. Скорости течения на глубинах оказались достаточными не только для переноса осадочного вещества, но и для эрозии в отдельных районах. Так, на глубине 5290 м вертушками измерены скорости течений от 2 до 17 см/с, причем векторы скоростей более 10 см/с направлены всегда на юго-восток, т. е. соответствуют контурному течению.

Сложная картина перемещения осадочного материала в этом регионе связана с поступлением придонных вод двух глобальных типов: антарк-



Фиг. 7. Схема развития седиментационного Внешнего Антильского хребта (а — поздний эоцен; б — поздний олигоцен; в — поздний миоцен — современные)

1 — направление движения гравититов (оползни, турбидиты, зерновые потоки); 2 — контуристы, перемещаемые Западным пограничным противотечением; 3 — направление перемещений придонных антарктических вод; I — желоб Пуэрто-Рико; II — абиссальная равнина Нарес

тических с востока и североатлантических — с северо-запада (см. фиг. 7). Североатлантическая придонная вода, проходя по внешнюю сторону от подводного хребта Койкос, откладывает осадочный материал и продолжает частично свой путь на юго-восток вдоль основания Багамских отмелей, а частично в районе прохода Вима. Здесь она смешивается с антарктическими придонными водами и поворачивает на юго-восток, проходя вдоль северного склона осадочного хребта. В районе абиссальной равнины Сильвер происходит сложное перемешивание придонных вод. Осадочные хребты Койкос и Большой Антильский Внешний хребет находятся, таким образом, у основания континентального склона на глубинах 5000—5300 м в зоне встречи контурных течений северного и южного полушария.

Контуристы и отложения седиментационных хребтов выделяются следующими признаками.

1. На эхограммах и записях НСП эти толщи выделяются как акустически прозрачные, без признаков слоистости (в отличие от турбидитов).

2. Пространственно они совпадают с периферией океанов и чаще

всего расположены в их западных частях, простираются параллельно рельефу склона, приблизительно по одной изобате (хотя иногда и с отклонениями). Оконтуривают хребты со стороны пелагиали океана и потому называются внешними. Форма осадочных тел — вытянутая по течению, т. е. вдоль склона. Этим осадочные образования (контуриты) резко отличаются от турбидитов, которые концентрируются в конусах, направленных перпендикулярно к склонам. В областях пересечения этих систем возникают необычные осадочные образования — холмы у основания склонов, а также ромбовидные холмы, которые детально изучены у восточного побережья США [17, 18].

3. Верхняя поверхность контуритов обычно волнистая, причем наиболее обычны волны от знаков ряби до крупных, высотой 50 м и длиной около 2 км. В отличие от турбидитов, у которых верхняя поверхность всегда плоская, у контуритов она обычно выпуклая, с ясно выделяющимся гребнем хребта. Углы склонов осадочного хребта не могут быть больше угла естественного откоса. Нередко параллельно протягиваются два осадочных хребта, разделенных поднятием дна. Контуриты — отложения потоков волочения, поэтому для них типична косая слоистость в разрезе, которая сочетается со знаками ряби на поверхности.

4. В плане могут быть прослежены системы подводных осадочных хребтов, которые соответствуют местам разгрузки «подводных рек», это как бы «дельты» этих рек.

5. Скорости седиментации для контуритов значительно ниже, чем для типичных гравититов. По скоростям контуриты стоят на границе лавинной и нормальной пелагической седиментации; перерывы в отложении редки, но обычно очень длительны.

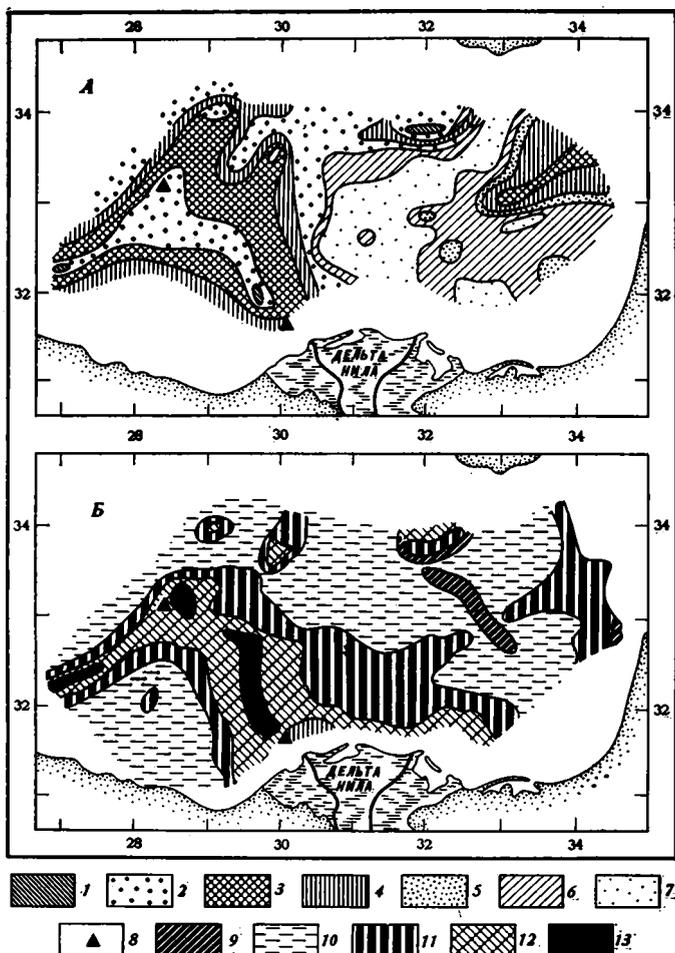
6. Контуриты по составу отвечают тонкой части турбидитов и седиментитам (нормальным пелагическим осадкам). Поэтому обычно это илестые осадки (в том числе осадочные хребты), реже алевритовые. Обычно в них нет четких прослоев мелководных песков, ни мелководной флоры и фауны. Нет также градационной слоистости, включений обломков, нет ритмов. Наиболее примечательна косая слоистость, состав осадочного материала отвечает составу турбидитных его источников (но без крупного материала).

7. Главное направление перемещения осадочного материала, как отмечалось, отвечает путям движения холодных вод, т. е. вдоль основания склона или вдоль флангов подводных поднятий, а не в направлении вниз по склону, по нормали, которое обычно для гравититов. Направление придонных течений обычно резко отличается от направления поверхностных течений, чаще всего они обратны.

#### **СОПОСТАВЛЕНИЕ ВКЛАДА ГРАВИТИТОВ И СУСПЕНСИТОВ В ПОСТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ТЕЛ ВТОРОГО УРОВНЯ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ**

Чем больше вклад быстро накапливающихся отложений гравитационной природы (гравититов), тем выше суммарная скорость седиментации в лавинных отложениях первого и второго уровней, что, в частности, отмечено в подводном конусе выноса р. Нил (фиг. 8). Сопоставление сделано по колонкам на основании сравнения мощностей прослоев, относящихся к горизонтальной седиментации (гравититы) и вертикальной (суспенситы). Ясно видно, что в восточной части конуса выноса р. Нил (конус Розетта), где скорости седиментации лавинные (более 80—120 Б), преобладают гравититы (их количество превышает вклад суспенситов в 1—4 раза и более).

Важные результаты по распространению различных классов гравититов получены для подводного конуса р. Амазонки [26] (см. фиг. 1). Исследования проводились с помощью высокочастотного сейсмопрофилографа. Удалось установить три главных участка развития тяжелых гравититов (оползней и пастообразных потоков) в верхней и средней частях конуса. Отложения, связанные с оползнями и пастообразными



Фиг. 8. Обстановки седиментации в подводном конусе выноса р. Нил (второй глобальный уровень) [48]

А — карта величин соотношения гравититов и суспенсивов по данным изучения колонок 1—3 — преобладание гравититов (1 — >4, 2 — от 4 до 2; 3 — от 2 до 1). 4—7 — преобладание суспенсивов (4 — от 1 до 0,5; 5 — от 0,5 до 0,25; 6 — от 0,25 до 0,12; 7 — <0,12); 8 — станция бурения

Б — карта средних скоростей седиментации в подводном конусе за последние 58 тыс. лет, мм/1000 лет: 9 — <40; 10 — от 40 до 80; 11 — от 80 до 160; 12 — от 160 до 320; 13 — >320

потоками, закартированы на площади около 75 тыс. км<sup>2</sup>, т. е. приблизительно на 10% площади конуса. Пастообразные потоки здесь развиваются на пологих (0,3—0,6°) склонах и проникают на расстояние до 300 км от мест зарождения. Мощность возникающих гравититов колеблется от 10 до 50 м, а общий объем осадочной массы составляет около 3800 км<sup>3</sup>. Удастся закартировать три главные области распространения гравититов этих двух классов: восточную — наиболее обширную с общей площадью развития оползней и пастообразных потоков 32,5 тыс. км<sup>2</sup>, центральную — с площадью их развития около 28,8 тыс. км<sup>2</sup> и западную, где они занимают 21,2 тыс. км<sup>2</sup>. Во всех этих областях получено по несколько контрольных колонок донных отложений, что дало возможность не только проверить данные сейсмопрофилирования, но и изучить детали текстуры.

Сходные данные были получены для подводного конуса р. Миссисипи [79], где сейсмопрофилированием на частотах 3,5 кГц удалось закартировать две области развития оползней и пастообразных потоков. Они имели от 75 до 130 км в ширину и простирались вниз по конусу на 240—300 км. Эти исследования показывают, что оползни и пастообразные

перемещения материала имеют в сложении конусов выноса большое значение.

Итак, из сказанного можно заключить, что разные классы гравититов сосредоточены в разных частях конусов у основания склона. В верхней и средней части широко развиты тяжелые гравититы (т. е. отличающиеся большим объемным весом и вязкостью) — оползни всех видов и пастообразные потоки. Ниже — в среднем и нижнем конусах преобладают легкие гравититы — разжиженные потоки, а далее турбидиты большой и малой плотности, которые часто продолжают еще и контуритами.

Итак, отложение осадочного материала на втором глобальном уровне идет с лавинными скоростями. Здесь имеют место особые процессы подготовки, транспортировки и отложения вещества, господствуют гравититы. Для этого царства гравититов удается выделять различные типы и ряды, которые распознаются и в разрезах древних отложений.

Транспортировка огромных количеств осадочного вещества гравититами обеспечивает сохранность органического вещества. Это позволяет рассматривать пояс лавинной седиментации второго уровня как перспективный на нефть и газ [1].

Этот пояс лавинной седиментации второго уровня протягивается более чем на 350 тыс. км по окраинам континентов, а также выявляется и у основания океанских островов-вулканов и других крупных поднятий океанского дна, питается осадочным материалом за счет лавинной седиментации первого уровня. Это питание прерывистое во времени. Главная часть осадочного материала сбрасывается с первого уровня на второй при глобальных понижениях океана. Этот сброс количественный, т. е. без заметных потерь осадочного материала, из гравититов в суспензии (переходную их группу — контуриты) переходит сравнительно мало вещества. Этим объясняется то, что на современном этапе высокого стояния океана на первом лавинном уровне откладывается 70—90% от твердого стока рек, но для более длительного отрезка времени главная часть осадочного вещества (>70%) концентрируется не в эфемерных, с геологической точки зрения, отложениях первого уровня, а на втором уровне. Сброс материала с первого уровня на второй происходил при перетолжении вещества, т. е. почти все отложения второго уровня — реседиментиты. Локальные и региональные переброски вещества дополнялись глобальными при неоднократных снижениях поверхности океана (до 8—12 — только за четвертичное время со снижением уровня до 100—150 м).

Еще более значительные изменения уровня океана, а следовательно, и сброс осадочного вещества из ОПВ-1 в ОПВ-2, были в фанерозое и на более ранних этапах развития океанов и морей.

Рассмотрению закономерностей взаимодействия двух глобальных уровней лавинной седиментации во времени в связи с колебаниями уровня океана, которые в конечном счете определили образование главного скопления осадочного вещества Земли на современном этапе и в прошлом, будет посвящено следующее сообщение.

#### Литература

1. Конюхов А. И. Окраины материков: обстановки осадконакопления, геотектоника, эволюция в мезозое и кайнозое: Автореф. докт. дис. М.: МГУ, 1982. 52 с.
2. Леонов М. Г. Олистостромы и их генезис.— Геотектоника, 1978, № 5, с. 18—33.
3. Леонтьев О. К. О гигантских аккумулятивных формах абиссальных областей дна Мирового океана.— Океанология, 1975, вып. 6, с. 1079—1086.
4. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 436 с.
5. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 388 с.
6. Лисицын А. П. Лавинная седиментация.— В кн.: Лавинная седиментация в океане. Ростов н/Д; Изд-во Рост. ун-та, 1982, с. 3—59.
7. Лисицын А. П. Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение 1.— Литология и полез. ископаемые, 1983, № 5, с. 3—27.
8. Лисицын А. П. Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение 2.— Литология и полез. ископаемые, 1984, № 1, с. 3—28.
9. Лисицын А. П. Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение 3.— Литология и полез. ископаемые. 1985, № 4, с. 3—25.

10. Лисицын А. П. Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение 4.— Литология и полез. ископаемые, 1985, № 6, с. 3—20.
11. Лонгинов В. Н. Очерки литодинамики океана. М.: Наука, 1972. 273 с.
12. Москаленко В. Н., Шимкус К. М. О роли оползневых образований — олистоотрим и олистоотрим в позднекайнозойском осадконакоплении Черного моря.— Океанология, 1976, вып. 4. с. 655—661.
13. Рейнек Г. Э., Сингх И. Б. Обстановка терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
14. Степанов В. Н. Мировой океан. М.: Знание, 1974. 253 с.
15. Хворова И. В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей.— Литология и полез. ископаемые, 1978, № 3, с. 3—24.
16. Allen J. R. The sequence of sedimentary structures in turbidites, with special reference to dunes.— Scott. J. Geol., 1970, v. 6, p. 146—161.
17. Asquith S. M. Nature and origin of the lower continental rise hills off the East Coast of the United States.— Marine. Geol., 1979, v. 32, p. 165—190.
18. Ballard J. A. Structure of the lower continental rise hills of the western North Atlantic.— Geophysics, 1966, v. 31, p. 506—523.
19. Bjerrum L. Subaqueous slope failures in Norwegian fjords.— Publ. Norweg. Geotechn. Inst., 1971, v. 88, p. 1—8.
20. Bouma A. H. Methods for the study of sedimentary structures. N. Y.: John Wiley & Sons, 1969, 458 p.
21. Bugge T. Submarine slides of the Norwegian continental margin, with special emphasis, in the Storegyc area.— Continental Shelf Inst. Norweg. Publ., 1983, № 110, p. 1—152.
22. Damuth I. E., Embley R. W. Mass-transport processes on Amazon Cone: western equatorial Atlantic.— AAPG. Bull., 1978, p. 629—643.
23. Davies T., Laughton A. Sedimentary processes in the North Atlantic, Leg. 12.— Initial Reports of DSDP. Wash., 1972, v. 12, p. 905—935.
24. Daviss S. N. Barbados: a major submarine gravity slide.— Bull. Geol. Soc. America, 1971, v. 82, p. 2593—2602.
25. Dott R. H. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes.— AAPG. Bull., 1963, v. 47, p. 104—128.
26. Embley R. W. New evidence for occurrence of debris flow depos: its in the deep-sea.— Geology, 1976, v. 4, p. 371—374.
27. Embley R. W., Jacobi R. D. Distribution and morphology of large submarine sediment slumps on Atlantic coastal margins.— Marine Geotechnol., 1975, v. 2, p. 205—228.
28. Emery K. O. Continental margin — classification and petroleum prospects.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1980, v. 64.
29. Emery K. O., Uchupi E., Phillips E., Bowin E. T. Continental rise off eastern North America.— AAPG Bull., 1970, v. 54, p. 44—108.
30. Ewing M., Lonardi A. G., Ewing J. I. The sediments and topography of the Puerto Rico Trench and Outer Ridge.: 4-th Carib. Geol. Conf. Trinidad, 1965. 1968, p. 325—334.
31. Gardner W. D., Sublivan L. S. Bentic storms: temporal variability in a deep-ocean nepheloid layer.— Science, 1981, v. 213, p. 329—331.
32. Hampton M. The role of subaqueous debris flows in generation turbidity currents.— J. Sediment. Petrol., 1972, v. 42, p. 775—793.
33. Heezen B. C., Drake C. L. Grand Banks slump.— AAPG. Bull., 1964, v. 48, p. 221—280.
34. Heezen B. C., Ewing M. Turbidity currents and submarine slumps and 1929 Grand Banks earthquake.— Amer. J. Sci., 1952, v. 250, p. 849—873.
35. Heezen B. C., Hollister C., Ruddiman W. F. Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents.— Science, 1968, v. 152, p. 520—528.
36. Herzer R. H. Submarine slides and submarine canyons on the continental slope off Cantarburg, New Zealand.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1979, v. 22, p. 391—406.
37. Initial Reports of DSDP. Wash, v. 44, p. 1980.
38. Johnson G., Schneider E. Depositional ridges in the North Atlantic.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, v. 6, p. 416—422.
39. Jones E. J. W., Ewing J., Eitrem S. Influences of Norwegian Sea overflow water on sedimentation in the northern North Atlantic and Labrador Sea.— J. Geol. Res., 1970, v. 75, p. 1655—1680.
40. Karlsrud K., Edgers L. Some aspects of submarine slope stability/Eds S. Saxov and J. K. Nienwenhuis.— In: Marine slides and other mass movement. N. Y., 1980, p. 59—81.
41. Krause D. C., White W. C., Piper D. S. W., Heezen B. C. Turbidity currents and cable breaks in the Western New Britain Trench.— Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, p. 2153—2160.
42. Kuenen Ph. H. Turbidity currents of high density: Rept 18-th Internat. Geol. Congr. London, 1950, pt 8, p. 44—52.
43. Kuenen Ph. H. Properties of turbidity currents of high density: Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 1951, p. 14—33.
44. Lonsdale P. Sedimentation and tectonic modification of Samoan archipelagic apron.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1975, v. 59, p. 780—798.
45. Le Pichon X., Eitrem S., Ewing J. I. A sedimentary channel along Gibbs Fracture Zone.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, p. 2891.

46. *Lewis K. B.* Slumping on a continental slope inclined at 1—4°.— *Sedimentology*, 1971, v. 16, p. 97—110.
47. *Lowe D. R.* Sediment gravity flows: II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents.— *J. Sediment. Petrol.*, 1982, v. 52, p. 279—297.
48. *Maldonado A., Stanley D. J.* Depositional patterns and late Quaternary evolution of two Mediterranean submarine fans: a comparison.— *Marine Geol.*, 1979, v. 31, p. 215—250.
49. Marine slides and other mass movements/Eds S. Savox and J. K. Nienwenhuis. N. Y., 1980. 353 p.
50. *McCave I. N., Lonsdale P. F., Hollister C. D., Gardner W. D.* Sediment transport over the Hatton and Gardar contourite drifts.— *J. Sediment. Petrol.*, 1980, v. 50, № 4, p. 1049—1062.
51. *Menard H. W.* Marine geology of the Pacific. N. Y.: McGraw-Hill, 1964. 271 p.
52. *Middleton G. V.* Experiments on density and turbidity currents. III. Deposition of sediment.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1967, v. 4, p. 475—505.
53. *Middleton G. V.* Turbidity currents and grain flows and other mass movement down slopes.— In: The new concepts of continental margin sedimentation.— *Amer. Geol. Inst.*, 1969, p. GM-A-1-20.
54. *Middleton G. V.* Experimental studies related to problems of flysch sedimentation.— *Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper*, 1970, v. 7, p. 253—272.
55. *Molina B. F., Carlson P. R., Bruns T. R.* Large submarine slide in Kayak Trough, Gulf of Alaska.— In: Landslides review and Engineering Geology. v. III. *Geol. Soc. Amer.*, 1977, p. 137—148.
56. *Moore D. G.* Submarine slumps.— *J. Sediment. Petrol.*, 1961, v. 31, p. 343—357.
57. *Moore D. G.* Giant submarine landslides on the Hawaiian Ridge.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1964, v. 50/D, p. 95—98.
58. *Moore D. G.* Submarine slides.— In: Rock slides and avalanches. Amsterdam: Elsevier, 1978. p. 563—604.
59. *Moore T. C., van Andel T. H., Blow W. H., Heath G. R.* Large submarine slide off north eastern continental margin of Brazil.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol., Geol.*, 1970, v. 54, p. 125—128.
60. *Morgenstein N. R.* Submarine sliamping and the initiation of turbidity currents.— In: Marine geotechnique. Univ. Illinois Press, 1967, p. 189—220.
61. *Nardin T. R., Hein F. J., Goßline D. S., Edwards B. D.* A review of mass movement processes in slope and base-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems.— *Soc. Econ., Paleontol. Miner., Spec. Publ.*, 1979, v. 21, p. 61—73.
62. *Normark W. R., Dickson F. H.* Sublacustrine fan morphology in Lake Superior.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol., Geol.*, 1976, v. 60, p. 1021—1036.
63. *Pantin H. M.* Interaction between velocity and effective density in turbidity flow: phase-plane analysis, with critic for autosuspension.— *Marine Geol.*, 1979, v. 31, p. 59—99.
64. *Prior D. B., Coleman J. M.* Activ slides and flow in underconsolidated marine sediments on the Slopes of the Mississippi delta.— In: Marine slides and other mass movements/Eds S. Saxov, J. Nienwenhuis. N. Y., 1980, p. 21—49.
65. *Schneider E., Fox P. J., Hollister C. e. a.* Further evidence of contour currents in the western North Atlantic.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1967, v. 2, p. 351—359.
66. *Shepard F. P.* Delta front valleys bordering the Mississippi distributaries.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1955, v. 66, p. 1489—1498.
67. *Shepard F. P.* Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence.— *AAPG. Bull.*, 1981, v. 65, p. 1062—1077.
68. *Stanley D. J., Silverberg N.* Recent slumping on the continental slope off Sable Island Bank, Southeast Canada.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1969, v. 6, p. 123—133.
69. *Stow D. A.* Laurentian fan: morphology, sediments, processes and growth pattern.— *AAPG. Bull.*, 1981, v. 65, p. 375—393.
70. *Stride A. H., Curray J. R., Moore D. C., Belderson R. H.* Marine geology of the Atlantic continental margin of Europe.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London. Ser. A*, 1969, v. 264, p. 31—75.
71. *Streim H. L., Miloch T.* Tsunamies induced by submarine slumpings off the coast of Israel.— In: Proceedings on earthquake rise for nuclear power plants. 1976, p. 133—137.
72. *Terzaghi K.* Varieties of submarine slope failures.— In: 8-th Texas Conf. Soil Mech. and Foundation Engng Proc. Univ. Texas. Spec. Publ., 1956, v. 29. 41 p.
73. *Tucholke B., Ewing J.* Bathymetry and sediment geometry of the Greater Antilles Outer Ridge and vicinity.— *Bull. Geol. Soc. America.*, 1974, v. 85, p. 1789—1802.
74. *Tucholke B. E., Wright W. R., Hollister C. D.* Abyssal circulation over the Greater Antilles Outer Ridge.— *Deep-Sea Res.*, 1973, v. 20, p. 973—995.
75. *Uchupi E.* Slumping on the continental margin foutheast of Long Island, New York.— *Deep-Sea Res.*, 1967, v. 14, p. 635—639.
76. *Walker J. R., Massingill J. V.* Slump features on the Mississippi Fan, Northeastern of Mexico.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1970, v. 81, p. 3101—3108.
77. *Walker K. G.* The origin and significance of the external sedimentary structures of turbidites.— *Proc. Yorkshire. Geol. Soc.*, 1965, v. 35, p. 1—32.
78. *Walker R. G.* Nested submarine-fan channnels in the Capistrano Formation. San Clemente, California.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1975, v. 86, № 7, p. 915—924.

79. *Walker R. G.* Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol., Geol.*, 1978, v. 62, № 6, p. 932—967.
80. *Walker R. G., Mutti E.* Turbidite facies and facies associations.— In: *Turbidites and deep-water sedimentation*. 1973, p. 119—157.
81. *Walton E. K.* The sequence of internal in turbidites.— *Scott. J. Geol.*, 1967, v. 3, p. 305—317.
82. *Walker J. R., Massingill J. V.* Slump factures on the Mississippi fan, northeastern Gulf of Mexico.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1970, v. 81, p. 3101—3108.
83. *Winterer E. L.* Sedimentary facies on the rises and slopes of passive continental margins.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A*, 1980, v. 294, p. 169—176.
84. *Wortington L. V.* An attempt to measure volume transport of Norwegian Sea overflow water through the Denmark Strait.— *Deep-Sea Res.*, 1969, v. 16, p. 421.

Институт океанологии АН СССР,  
Москва

Поступила в редакцию  
15.III.1984

УДК 550.4 : 552.5 (571.5)

## **ПЕТРОХИМИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВИТИМО-АЛДАНСКОГО ШИТА**

*СОЧАВА А. В., МИШИН В. И.*

Проведена статистическая обработка массива (486 химических анализов) метаморфизованных терригенных пород нижнепротерозойских удоканской и угуйской серий запада Витимо-Алданского щита. Методом главных компонент факторного анализа определены петрохимическое выражение и вклад в дифференциацию составов терригенных пород основных породообразующих процессов. С помощью кластерного анализа получена иерархическая классификация пород по петрохимическим данным. Установлена смена в стратиграфической последовательности разреза нижнего протерозоя ассоциаций терригенных пород, обогащенных закисным железом, магнием и натрием, ассоциациями калиевой специализации с преобладанием окисных форм железа. Этот тренд отражает этапы становления континентальной коры данного региона. Выявлена определенная роль вулканических процессов и изменения интенсивности процессов выветривания в областях сноса в формировании состава терригенных пород.

На протяжении раннего протерозоя завершился важнейший этап тектонического развития западной части Витимо-Алданского щита — формирование в данном регионе континентальной коры с мощным «гранитным» слоем [13]. Существенные преобразования состава земной коры определили соответствующие изменения геохимического типа питающих провинций, что не могло не найти отражения в составе осадочных толщ, формировавшихся в данную эпоху [15], и прежде всего терригенных пород, слагающих основную часть нижнепротерозойских осадочных комплексов региона, представленных удоканской и угуйской сериями.

Обсуждаемый в настоящей работе массив петрохимических данных содержит 350 анализов валовых составов метаморфизованных терригенных пород удоканской серии и 136 анализов пород угуйской серии. Анализы удоканской серии выполнены как «классическим» весовым, так и рентгенофлуоресцентным методом. Породы угуйской серии анализировались лишь вторым из этих методов.

Современные методы математической обработки геологических данных с использованием ЭВМ находят все более широкое применение в петрохимических исследованиях и в первую очередь в исследованиях вариаций составов магматических пород [3—5]. В настоящей работе аппарат факторного и кластерного анализов использован для решения ряда классификационных и генетических задач литологии<sup>1</sup>. Факторный анализ позволяет выявить, ранжировать по «интенсивности» и петрохимически охарактеризовать основные процессы, определяющие дифференциацию составов пород. На основе кластерного анализа получена объективная классификация исследованных пород по их химическому составу. Оценка распространения пород той или иной петрохимической группы, выделенной кластерным анализом, в отдельных стратиграфических подразделениях изученного разреза дает возможность представить детальную характеристику состава ассоциаций пород этих подразделений и оценить основные направления его изменения во времени.

Терригенные породы исследованного разреза протерозоя характеризуются достаточным петрохимическим разнообразием, поэтому полученная при их изучении характеристика корреляционных связей петрогенных окислов и классификация на основе кластерного анализа могут

<sup>1</sup> Математическая сторона вопроса не обсуждается в настоящем сообщении в связи с обилием специальных публикаций по этой теме [3, 14 и др.].

представить интерес, выходящий за региональные рамки. Практическое значение исследованных терригенных толщ определяется их промышленной меденосностью [2, 10, 11].

Удоканская серия имеет общую мощность около 10 км и подразделяется на три подсерии, состоящие из следующих свит (снизу вверх): кодарская подсерия (икабийская и аянская свиты); чинейская подсерия (инырская, читкандинская, александровская и бутунская свиты); кеменская подсерия (сакуанская и намингская свиты). Угуйская серия (мощность около 1,5 км) сложена чародоканской, намсалинской, этыркянской (ханинской) и кебектинской свитами. Александровская, бутунская и намсалинская свиты содержат существенные количества карбонатных пород. Все остальные свиты как удоканской, так и угуйской серии сложены практически исключительно ритмично переслаивающимися метаморфизованными песчаными и алевропелитовыми породами. Метаморфизм удоканской серии зональный — от эпидот-амфиболитовой фации в кодарской подсерии до низкотемпературной зеленосланцевой — в кеменской. Степень метаморфических преобразований пород угуйской серии не выходит за пределы низкотемпературной зеленосланцевой фации.

Разрез удоканской серии (хр. Удокан), в котором было проведено петрохимическое опробование пород, принят за стратотипический для нижнего протерозоя Сибири [9, 12]. Материалы по петрохимии пород угуйской серии получены при изучении Олдонгсинской грабен-синклинали, где разрез данной серии наиболее полный и хорошо обнаженный. Угуйская серия некоторыми исследователями рассматривалась как стратиграфический аналог удоканской серии [7, 12]. Высказывалось также мнение о принадлежности верхней части угуйской серии (кебектинской свиты) к структурному ярусу, более высокому, чем удоканская серия [13]. Сопоставление степени структурно-метаморфических преобразований пород удоканской и угуйской серий, их литологического облика и мощностей, а также рассмотренных в настоящей работе особенностей химических составов пород позволили прийти к заключению о том, что не только кебектинская свита, но и нижележащая часть угуйской серии имеют более молодой возраст, чем удоканская серия.

Результаты анализов пород удоканской серии и их стратиграфическая привязка приведены в работе [6]. Вопросы петрохимии пород удоканской серии рассматриваются также в работах [1, 2, 10, 11]. Угуйская серия до последнего времени оставалась петрохимически не исследованной.

Статистические операции проводились отдельно для двух выборок, характеризующих составы псаммитовых и алевропелитовых пород (или их метаморфических производных).

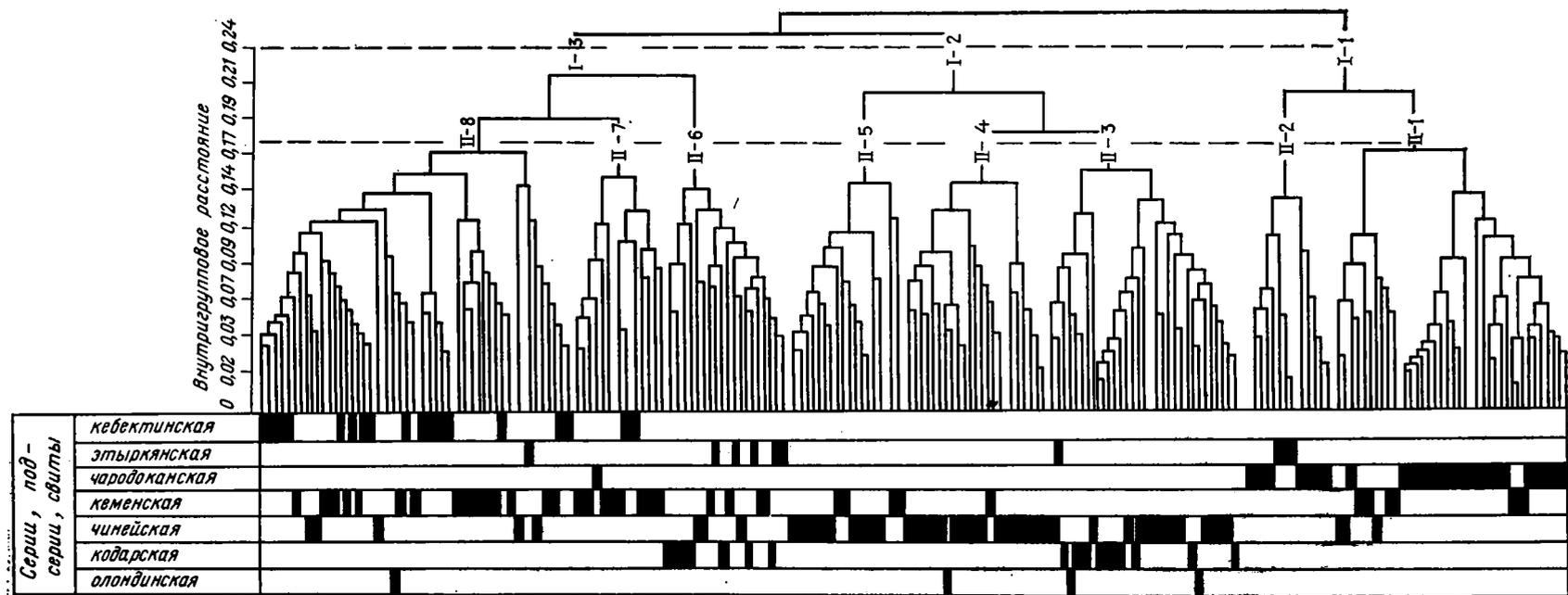
**Песчаники.** Результаты факторного анализа и построения на его основе иерархической классификации исследованных псаммитовых и метапсаммитовых пород представлены на фиг. 1, 2 и в табл. 1. Как следует из компонентной диаграммы (см. фиг. 2), первый фактор (вклад 39%) выражается в противопоставлении  $\text{SiO}_2$  всем остальным петрогенным окислам, и в первую очередь  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ , что отражает различия в степени «зрелости» псаммитового материала, т. е. разделение песчаников на мономиктовые кварцевые, олигомиктовые и полимиктовые. Второй фактор (вклад 14%) находит выражение в противопоставлении  $\text{CaO}$  и п. п. п., с одной стороны, и  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  — с другой, что является проявлением различий составов цементов карбонатных (положительная нагрузка по второму фактору) или глинистых (отрицательная нагрузка) песчаников. Третий фактор (вклад 12%) связан, главным образом, с дифференциацией полевошпатовой составляющей песчаной фракции и выражается в антагонизме  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  (кислые плагиоклазы или калиевые полевые шпаты).

Соотношение содержаний в породах указанных компонентов определяет разделение их кластерным анализом на группировки (см. фиг. 1). На кластерной дендрограмме нами условно выделены два иерархических уровня петрохимической классификации псаммитовых пород, соответст-

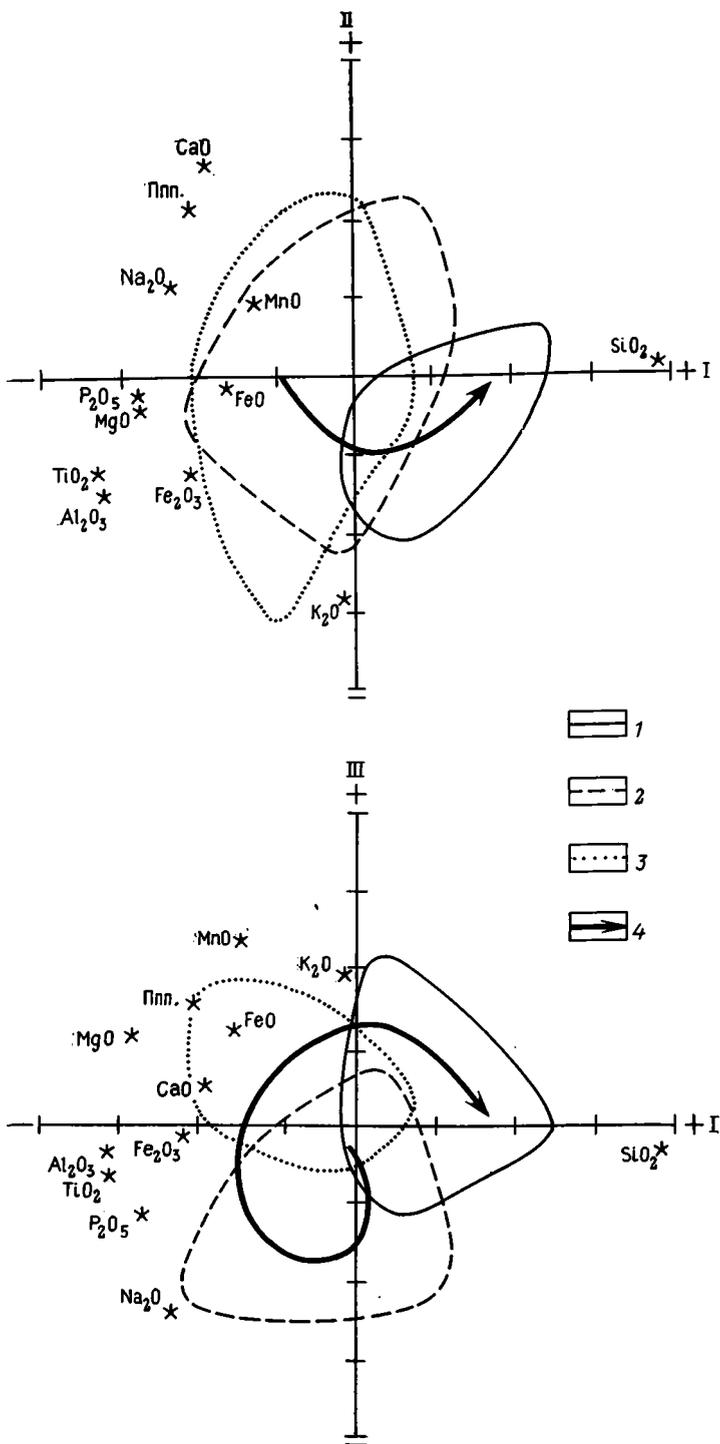
Составы группировок песчаников и метапесчаников удоканской и угуйской серий, сформированных на основе кластерной дендрограммы (приведена на фиг. 1)

Группировка	Подсерия, свита	Число проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П. п. п.	Сумма
Удоканская и угуйская серии в целом		219	75,88	0,33	10,21	1,35	1,78	0,08	1,05	1,69	2,78	2,12	0,09	2,14	99,50
			6,28	0,19	2,55	1,05	1,29	0,06	0,77	1,32	1,56	1,21	0,07	1,31	
I-1	Чародоканская (97), этырянская (30), кеменская (16), чинейская (5)	47	83,16	0,15	8,27	0,81	1,07	0,06	0,39	0,39	1,13	3,00	0,03	1,04	99,50
I-2	Чинейская (84), олондинская (75), кодарская (63), кеменская (12), этырянская (10)	67	6,92	0,10	3,68	0,60	0,80	0,06	0,28	0,47	1,18	1,48	0,03	0,57	99,72
			75,24	0,40	11,02	1,13	1,93	0,06	1,02	1,74	4,00	1,32	0,12	1,74	
I-3	Кебектинская (100), кеменская (72), этырянская (60), кодарская (37), чинейская (11), чародоканская (3)	74	4,74	0,19	2,00	1,25	1,18	0,05	0,73	0,97	1,27	0,89	0,08	0,92	99,83
			72,08	0,40	10,60	1,88	2,19	0,11	1,59	2,56	2,71	2,36	0,10	3,25	
II-1	Чародоканская (69), кеменская (16), чинейская (5)	35	2,93	0,15	1,70	0,96	1,46	0,06	0,76	1,33	0,72	0,82	0,06	1,04	99,66
			86,05	0,13	6,74	0,73	1,10	0,04	0,28	0,44	0,89	2,38	0,03	0,85	
II-2	Чародоканская (28), этырянская (30)	12	5,49	0,09	2,91	0,65	0,91	0,04	0,20	0,53	1,20	1,04	0,03	0,41	99,14
			74,74	0,22	12,73	1,06	1,00	0,13	0,71	0,24	1,84	4,81	0,05	1,61	
II-3	Кодарская (63), олондинская (50), чинейская (27), этырянская (10)	31	1,71	0,11	1,08	0,32	0,35	0,06	0,23	0,21	0,83	1,02	0,03	0,59	99,81
			75,85	0,39	10,82	0,47	2,75	0,09	1,23	1,87	3,36	1,31	0,10	1,57	
II-4	Чинейская (33), олондинская (25), кеменская (2)	19	3,49	0,13	1,54	0,43	1,07	0,06	0,66	0,97	1,06	0,44	0,05	0,73	99,44
			77,04	0,25	10,01	0,79	1,02	0,03	0,75	1,90	4,37	0,96	0,07	2,25	
II-5	Чинейская (24), кеменская (9)	17	6,44	0,20	2,50	1,23	0,77	0,02	0,87	1,10	0,87	1,27	0,08	1,23	99,86
			72,11	0,57	12,50	2,72	1,46	0,04	0,92	1,34	4,78	1,74	0,20	1,48	
II-6	Кодарская (37), этырянская (45), кеменская (9), чинейская (5)	19	2,86	0,13	1,15	0,90	0,65	0,02	0,60	0,74	1,47	0,86	0,06	0,57	99,81
			70,52	0,54	12,03	1,34	4,19	0,10	2,07	1,44	2,32	2,52	0,10	2,64	
II-7	Кеменская (23), кебектинская (10), чародоканская (3)	12	2,72	0,13	1,27	0,67	0,91	0,06	0,53	1,12	0,63	0,72	0,07	0,84	100,41
			70,68	0,48	11,77	3,08	1,73	0,06	2,35	1,75	2,52	3,33	0,12	2,54	
II-8	Кебектинская (90), кеменская (40), этырянская (15), чинейская (5)	43	2,56	0,11	1,12	0,78	0,51	0,03	0,74	1,18	0,56	0,78	0,05	1,16	99,67
			73,16	0,32	9,64	1,78	1,44	0,12	1,16	3,27	2,94	2,02	0,10	3,72	
			2,69	0,10	1,32	0,84	0,92	0,06	0,53	0,96	0,72	0,63	0,06	0,82	

Примечание. В этой и следующей таблице в числителе — средние арифметические содержания окислов, в знаменателе — стандартные отклонения. В скобках приведено число проб (в %) того или иного стратиграфического подразделения, которое попало в данную кластерную группировку.



Фиг. 1. Кластерная диаграмма петрохимического сходства псаммитовых и метапсаммитовых пород (парагрупповой метод кластерного анализа с использованием в качестве меры сходства между объектами нормированного расстояния в евклидовом признаковом пространстве факторов). Шкала «внутригрупповое расстояние» — в единицах нормированной дисперсии. Цифры на диаграмме — номера группировок, выделенных на двух иерархических уровнях классификации. Черные прямоугольники указывают стратиграфическую принадлежность отдельных проб



Фиг. 2. Диаграммы нагрузок окислов и значений факторов для выборки псаммитовых и метапсаммитовых пород в координатах I—II и I—III факторов. (R — модель факторного анализа на основе метода главных компонент.) Величина отношения масштабов значений факторов и факторных нагрузок компонент — 4

1—3 — границы полей группировок I-1, I-2 и I-3 соответственно, выделенных на дендрограмме (см. фиг. 1); 4 — обобщенный тренд эволюции петрохимического состава псаммитовых пород исследованного региона на протяжении раннего протерозоя

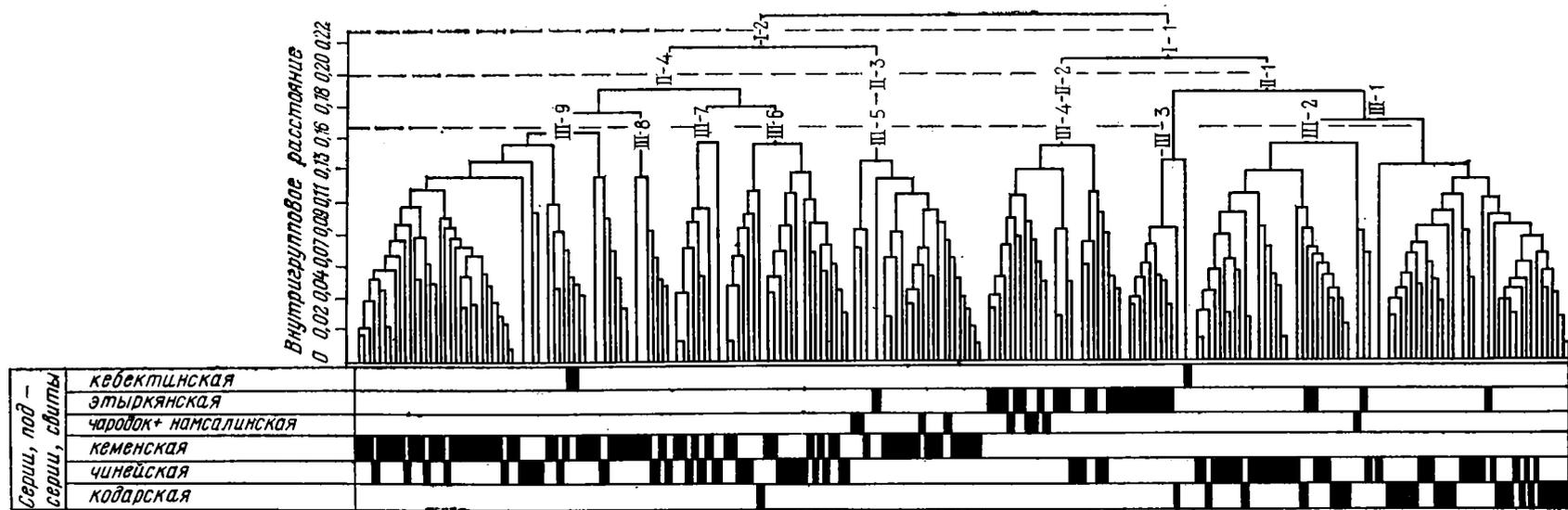
вующие внутригрупповым расстояниям 0,24 и 0,18, названные надгруппами и группами.

На первом из выбранных иерархических уровней выборка составов песчаников разделяется на три надгруппы: I-1, I-2 и I-3. Подавляющая часть псаммитовых пород олондинской серии, кодарской и чинейской подсерий удоканской серии, составляющих наиболее древнюю часть исследованного комплекса протерозойских отложений, включены в подгруппу I-2, которая отличается от среднего состава общей выборки повышенным содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  и пониженным  $\text{K}_2\text{O}$  и п. п. п. Надгруппа I-2 подразделяется на три группы. В средних составах этих групп (II-3, II-4 и II-5) последовательно возрастает содержание  $\text{Na}_2\text{O}$ . Группа II-3, которую составляют породы олондинской серии, кодарской подсерии и нижней части чинейской подсерии, выделяется внутри данной надгруппы повышенным содержанием  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Группа II-5, состоящая в основном из пород верхней части чинейской подсерии, характеризуется максимальным содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  и повышенным  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (см. табл. 1).

Песчаные породы следующего стратиграфического уровня — кеменской подсерии принадлежат главным образом надгруппе I-3. В эту же надгруппу входит значительная часть песчаных пород кодарской подсерии, этыркянской и кебектинской свит угуйской серии. Эту надгруппу отличает повышенное содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  и п. п. п., а также соизмеримость содержаний  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , в то время как надгруппа I-2 имеет четко выраженную натровую специализацию, а надгруппа I-1 — калиевую. Надгруппа I-3 подразделяется на три группы (II-6, II-7, II-8). Группа II-6 представлена в основном алевро-песчаниками и выделяется в пределах своей надгруппы повышенным содержанием  $\text{FeO}$  и несколько более высоким  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  — окислов, характеризующих метаморфизованный глинистый цемент данных пород. Породы данной группы содержат графит и пирит и относятся в основном к кодарской подсерии и этыркянской свите. Группа II-7 составлена в основном пробами песчаников кеменской подсерии, содержащими примесь обломочного мартита, и, следовательно, характеризуется повышенным содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Группа II-8 состоит главным образом из карбонатных песчаников кеменской подсерии и кебектинской свиты и выделяется в своей надгруппе повышенным содержанием  $\text{CaO}$  и п. п. п.

Надгруппа I-1 представлена в основном породами чародоканской и этыркянской свит угуйской серии и отличается повышенными содержаниями  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  и низкими  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$ . Эта надгруппа подразделяется на кластерной дендрограмме на две группы, первая из которых (II-1) представлена в основном кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками и отличается повышенным содержанием  $\text{SiO}_2$ , а вторая (II-2) — полимиктовыми аркозовыми песчаниками с базальным серицитовым цементом и выделяется высоким содержанием  $\text{K}_2\text{O}$ . Составы пород группы II-2 близки составам микроклиновых гранитов, подстилающих угуйскую серию Олдонгсинской грабен-синклинали.

Аргиллиты и алевролиты. Факторный анализ общей выборки составов аргиллитов и алевролитов (и их метаморфических производных) позволил выделить три группировки окислов, соответствующие основным дометаморфическим минеральным фазам этих пород: 1)  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , п. п. п.,  $\text{TiO}_2$ ; 2)  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ; 3)  $\text{SiO}_2$ . Первая группировка, по-видимому, характеризовала гидрослюдистую фазу, вторая — смектит-хлорит-альбитовую, а третья — обломочный кварц (песчано-алевритовую фракцию). Антагонизм между окислами первой группировки и окислами второй и третьей группировок выделяется как первый фактор петрохимической дифференциации пород данной выборки со вкладом 36%. Вторым фактором — противопоставление  $\text{SiO}_2$  всем прочим окислам (вклад 16%), что отражает главным образом вариации содержания в породах обломочного кварца. Третий фактор (вклад 14%) заключается в воздействии на состав пород окислительно-восстановительных процессов и находит выражение в противопоставлении  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , с одной стороны, и  $\text{MnO}$  и  $\text{FeO}$ , — с другой.



Фиг. 3. Кластерная диаграмма петрохимического сходства метапелитовых и метаалевритовых пород (см. фиг. 1)

На дендрограмме (фиг. 3) мы условно выделили три иерархических уровня классификации, соответствующие внутригрупповому расстоянию 0,23 (супергруппы), 0,2 (надгруппы), 0,17 (группы).

На первом из этих уровней общая выборка анализов метапелитов и алевролитов подразделяется на две супергруппы — I-1 и I-2, первая из которых отличается от второй более высоким содержанием FeO и низким Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (табл. 2, фиг. 4). Другое менее существенное отличие — повышенное содержание MnO в супергруппе I-1 и K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в супергруппе I-2. Метапелитовые породы нижней части исследуемого разреза протерозоя — кодарской и чинейской подсерий, а также аргиллиты угуйской серии вошли в супергруппу I-1, а супергруппа I-2 состоит в основном из пород верхней части чинейской подсерии и кеменской подсерии.

Супергруппа I-1 разделяется на две надгруппы. Первая из них (II-1) отличается от второй (II-2) повышенным содержанием CaO, FeO, MnO, MgO («сметит-хлоритовый» компонент) при несколько более низком содержании SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, п. п. п. («гидрослюдистый» компонент).

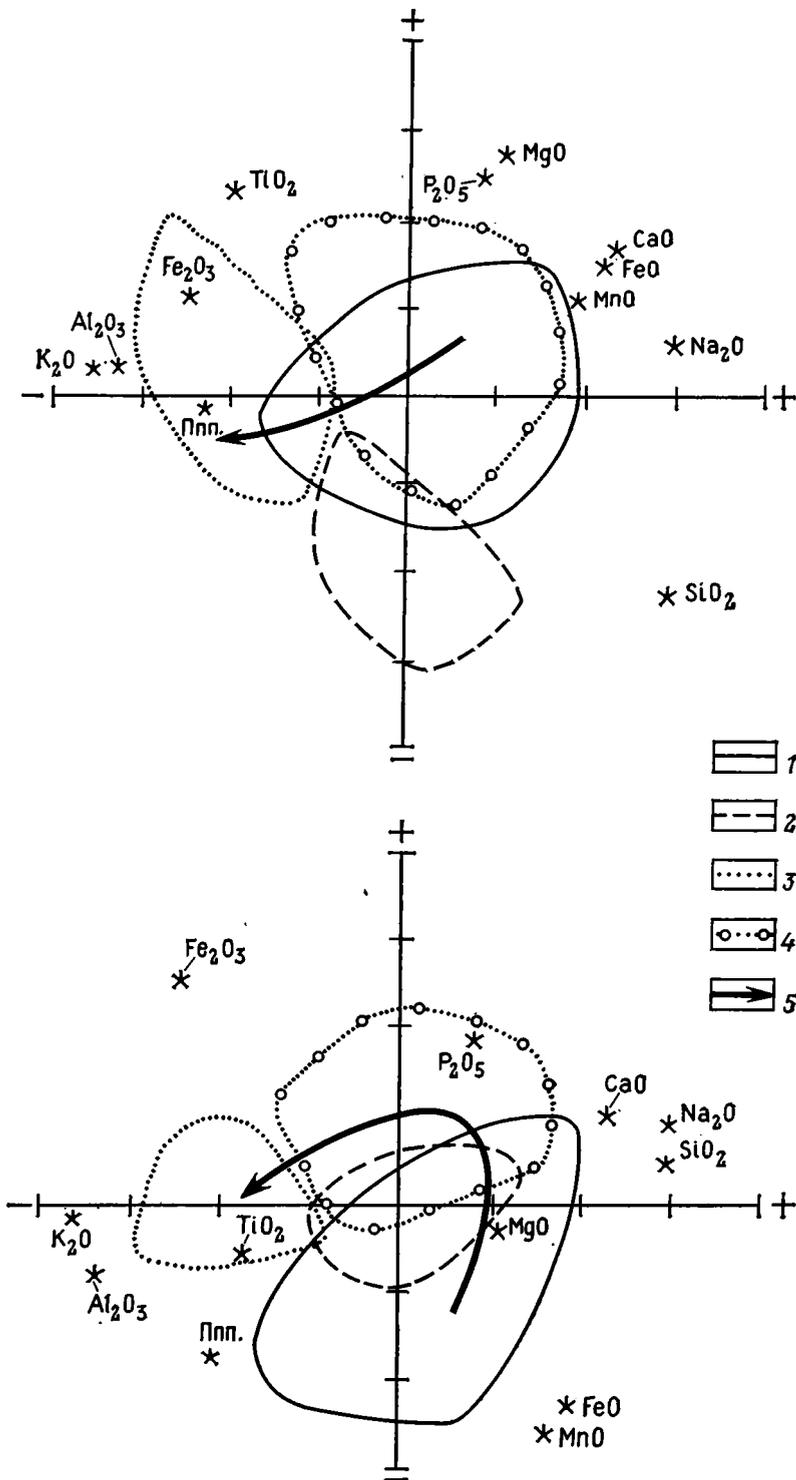
В надгруппе II-1 выделяются три группы III-1, III-2 и III-3. Группы III-1 и III-2, включающие метапелиты наиболее древних из исследованных толщ, отличаются от группы III-3, состоящей в основном из пород этыркянской свиты угуйской серии, повышенными содержаниями CaO, Na<sub>2</sub>O и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и пониженными Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, п. п. п. Группа III-1 отличается от группы III-2 более высоким содержанием FeO, MnO, MgO, CaO и более низким Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O. Содержание последних двух окислов в группе III-2 самое низкое во всей исследованной выборке метапелитов и алевролитов.

Супергруппа I-2 разделяется на две надгруппы (II-3 и II-4). Первая из них, состоящая из пород среднесакуканской подсвиты удоканской серии и пород угуйской серии, отличается от надгруппы III-4 более высоким содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и K<sub>2</sub>O (максимальным среди всех выделенных групп метапелитов) и пониженным содержанием SiO<sub>2</sub>, FeO, MnO, CaO, Na<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Надгруппа II-4, состоящая в основном из пород кеменской и чинейской подсерий, разделена на четыре группы (III-6 — III-9). Группа III-6 среди прочих групп данной надгруппы несколько специализирована на элементы «гидрослюдистого» компонента, а также FeO и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Группа III-7 характеризуется повышенными содержаниями Na<sub>2</sub>O (максимальными среди прочих групп метапелитов), а также CaO и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> при недостатке MgO и в меньшей мере FeO, MnO и п. п. п. Группа III-8 отличается повышенными содержаниями MnO, MgO, CaO и п. п. п. (карбонатные минералы) и низкими содержаниями элементов «гидрослюдистого» компонента. Группа III-9 имеет составы, средние для надгруппы II-4, при несколько пониженном содержании FeO, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Анализ стратиграфической принадлежности проб, составляющих ту или иную петрохимическую группу пород, выделенную с помощью кластерного анализа (см. фиг. 1, 3), показывает, что в пределах каждой группы преобладают пробы какого-либо одного или двух смежных стратиграфических подразделений раннего протерозоя. Это позволяет проследить основные тренды изменения составов терригенных пород на протяжении удоканского и угуйского времени.

Тренд изменения составов песчаных пород заключается в последовательной смене метапесчаников с повышенным содержанием FeO, Na<sub>2</sub>O, MgO и MnO (кодарская подсерия, группа II-3), граувакковыми песчаниками, обогащенными натрием (группа II-4, II-5, чинейская подсерия), которые вверх по разрезу сменяются аркозовыми калишпат-плаггиоклазовыми песчаниками калий-натриевой специализации (кеменская подсерия, надгруппа I-3), а заключительным членом этого ряда служат калишпатовые аркозы и кварцевые песчаники чародоканской свиты, характеризующиеся повышенным содержанием K<sub>2</sub>O и SiO<sub>2</sub> (надгруппа I-1). Песчаники кебектинской свиты, завершающие разрез угуйской серии, петрохимически сходны с песчаниками кеменской подсерии (группа



Фиг. 4. Диаграммы факторных нагрузок окислов и значений факторов для выборки метапелитовых и метаалевритовых пород в координатах I—II и I—III факторов (см. фиг. 2)  
 1—4 — границы полей группировок П-1, П-2, П-3 и П-4 соответственно, выделенных на дендрограмме (см. фиг. 3); 5 — обобщенный тренд эволюции петрохимического состава метапелитовых и метаалевритовых пород исследованного региона на протяжении раннего протерозоя

Составы группировок метапелитов и метаалевролитов удоканской и угуйской серий, сформированных на основе кластерной дендрограммы (приведена на фиг. 3)

Группировка	Подсерия, свита	Число проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П. п. п.	Сумма
Удоканская и угуйская серии в целом		207	61,60 4,43	0,73 0,17	17,30 2,44	3,35 2,17	2,75 1,75	0,07 0,04	2,77 0,85	0,90 0,70	2,07 0,93	4,83 1,60	0,14 0,08	3,13 1,03	99,64
	II-1	74	62,30 3,10	0,74 0,13	16,89 2,17	1,49 0,94	4,48 1,49	0,10 0,05	2,94 0,70	0,94 0,69	2,23 0,59	4,21 1,14	0,12 0,05	3,25 1,14	99,69
II-4	Кеменская (75), кебектинская (70), чинейская (41)	82	61,79 3,82	0,72 0,14	16,38 1,80	4,69 1,31	2,10 0,89	0,06 0,03	3,00 0,82	1,19 0,70	2,46 0,77	4,63 1,20	0,19 0,08	2,63 0,85	99,84
III-1	Кодарская (70), чинейская (18), этыркянская (3)	33	61,60 2,40	0,76 0,11	16,49 1,53	1,22 0,89	5,50 0,88	0,14 0,04	3,40 0,54	1,29 0,70	2,32 0,48	3,87 0,87	0,14 0,04	2,95 0,76	99,68
III-2	Чинейская (30), кодарская (24), этыркянская (10), чародоканская и намсалинская (10)	30	64,34 2,74	0,68 0,10	16,15 1,50	1,61 0,90	4,22 0,99	0,07 0,03	2,76 0,51	0,76 0,42	2,34 0,66	4,05 1,09	0,12 0,05	2,96 1,05	100,06
III-3	Этыркянская (31), кебектинская (30), кодарская (3)	11	58,83 1,66	0,88 0,16	20,15 2,58	1,99 1,02	2,18 1,15	0,12 0,04	2,09 0,62	0,38 0,72	1,66 0,37	5,65 0,91	0,05 0,03	4,94 0,84	99,92
III-4 (=II-2)	Этыркянская (53), чародоканская и намсалинская (50), чинейская (6)	24	66,01 2,63	0,57 0,19	17,53 1,81	1,82 1,15	1,41 0,75	0,05 0,03	0,61 0,53	0,35 0,26	1,91 0,92	4,71 1,09	0,07 0,04	3,50 0,66	99,54
III-5 (=II-3)	Чародоканская и намсалинская (40), кеменская (25), этыркянская (3), чинейская (2)	23	54,17 2,70	0,87 0,20	21,51 1,48	6,32 1,67	1,06 0,69	0,03 0,02	2,58 0,74	0,27 0,10	0,47 0,44	7,91 0,79	0,10 0,05	4,07 0,66	99,36
III-6	Чинейская (19), кеменская (10), кодарская (3)	21	58,02 2,73	0,86 0,13	17,82 1,55	5,21 1,71	2,80 0,80	0,06 0,03	3,06 0,66	1,02 0,45	2,30 0,63	5,38 1,24	0,27 0,08	2,91 0,73	99,71
III-7	Чинейская (6), кеменская (6)	8	63,45 4,79	0,82 0,12	15,92 2,49	4,56 1,54	1,90 1,11	0,04 0,02	1,88 0,61	1,32 0,72	3,14 0,87	4,26 1,18	0,27 0,05	2,19 0,82	99,75
III-8	Чинейская (5), кеменская (4)	6	61,38 1,51	0,61 0,03	14,90 0,77	3,77 1,56	2,47 0,87	0,09 0,04	4,20 0,51	2,46 0,44	2,45 0,23	4,17 0,92	0,18 0,09	3,03 1,07	99,71
III-9	Кебектинская (70), кеменская (55), чинейская (14)	47	63,24 3,10	0,66 0,09	16,01 1,50	4,60 0,98	1,78 0,70	0,06 0,03	3,01 0,71	1,08 0,67	2,42 0,81	4,42 1,12	0,14 0,04	2,53 0,85	99,95

II-8), что отражает цикличность тектонического развития данного региона.

Тренд составов пелитовых и алевритовых пород направлен от пород, обогащенных FeO, MgO, CaO и MnO (группы III-1, III-2 — кодарская и чинейская подсерии), в сторону возрастания содержаний Na<sub>2</sub>O и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в пределах чинейской подсерии (группа III-7) и далее, к породам с низким содержанием перечисленных выше окислов и высоким содержанием K<sub>2</sub>O и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (группы III-5 — средняя сакуканская подсвета и III-3 — этыркянская свита). Другая особенность данного тренда — переход от пород, обогащенных закисным железом в нижней части удоканской серии, к породам верхней части этой серии, в которых основная часть железа находится в окисной форме.

Следует особо отметить заметное сходство тенденций изменения во времени составов, отлагавшихся в исследованном регионе псаммитовых и алевропелитовых пород. Это явление свидетельствует о том, что ведущим фактором эволюции составов не только псаммитовых, но и пелитовых пород, являлись не вариации каких-либо особенностей среды седиментации, а изменение состава пород питающих провинций.

Обогащение терригенных пород, слагающих нижнюю часть разреза протерозоя исследованного региона мафическими элементами и натрием, связано с размывом во время их накопления в значительной мере меланократовых кристаллических сланцев архейских курультинской и олекминской серий, которым, как и прорывающим их гранитоидам токинского комплекса, свойственна натровая специализация [7]. Другой фактор, определивший петрохимическую специфику кодарской и особенно чинейской подсерий, — проявления вулканизма натровой специализации, характерного для данного региона как в предудоканское, так и в более позднее кодарское и чинейское время<sup>2</sup>. Петрохимическое сходство терригенных и вулканогенных пород кодарской и чинейской подсерий и олондинской серии позволяет считать кодарское и чинейское время заключительным этапом развития зеленокаменных поясов данного региона.

На последующем орогенном этапе происходит отложение мощных (около 5 км) молассоидных преимущественно песчаных толщ кеменской подсерии, имеющих калий-натриевую специализацию пород.

В конце удоканского времени и в постудоканское время в регионе протекали глубинные процессы, кардинальным образом преобразовавшие состав земной коры, — региональный метаморфизм, образование синметаморфических гранитоидов, становление массивов анортозит-рапаквивгранитной формации. Общий итог этих процессов — формирование коры континентального типа [13], важнейшей особенностью которой является широкое развитие калиевых гранитов. Терригенные толщи, накапливающиеся при разрушении коры такого состава (угуйская серия), имеют четко выраженную калиевую специализацию. Участие пеплового материала и обломков эффузивных пород в составе терригенных пород угуйской серии позволяет считать, что определенную роль в формировании их петрохимических особенностей играли также вулканические процессы, синхронные осадконакоплению. Влияние вулканизма калиевой специализации на состав позднедокембрийских осадочных толщ Сибирской платформы установлено Б. Р. Шпунтом [16]. Калиевая специализация ассоциаций терригенных пород с широким участием олиго- и миктоновых кварцевых песчаников характерна также для рифейских отложений складчатого обрамления Сибирской платформы [6], верхней части разреза нижнего протерозоя Балтийского щита (сегозерской и вепской серий [10]); верхнепротерозойских отложений Русской платформы [8] и ряда других позднедокембрийских комплексов, образование которых происходило в регионах развития зрелой континентальной коры.

Влияние указанной тенденции эволюции состава питающих провинций и эволюции вулканических процессов, вероятно, было усилено па-

<sup>2</sup> Среднее содержание Na<sub>2</sub>O в 45 пробах кислых и средних вулканитов олондинской серии составляет 3,9%.

параллельно действовавшим палеогеографическим фактором — возрастанием по мере перехода к платформенному режиму интенсивности процессов выветривания в областях сноса, способствующих обеднению отлагающихся терригенных пород натрием и мафическими элементами. Этот же фактор обусловил возрастание степени «зрелости» терригенного материала — появление кварцевых и олигомиктовых псаммитов и относительно глиноземистых пелитов.

Преимущественно песчаниковые отложения эпиплатформенного орогенного комплекса кебектинской свиты, венчающие разрез угуйской серии, петрохимически близки орогенным отложениям кеменской подсерии (надгруппа I-3, см. фиг. 1).

\* \* \*

Методом главных компонент определены петрохимическое выражение и вклад в дифференциацию составов терригенных пород удоканской и угуйской серий важнейших факторов, определяющих вариации составов пород: дифференциации составов материнских пород областей сноса, гранулометрической дифференциации обломочного материала, процессов накопления карбонатов цемента, окислительно-восстановительных процессов. С помощью кластерного анализа петрохимических данных построена иерархическая классификация метаморфизованных песчаных и алевропелитовых пород.

Основные тенденции изменения во времени петрохимических особенностей метаморфизованных песчаных и алевропелитовых пород сходны между собой и отражают тектоническую эволюцию региона, которая определила изменения общего состава комплексов пород областей сноса, характера вулканических процессов и интенсивности выветривания.

В разрезе удоканской и угуйской серий представлены петрохимические типы ассоциаций терригенных пород, характеризующие следующие последовательные этапы тектонического развития региона.

1. Заключительная стадия развития зеленокаменных поясов (кодарское и чинейское время) — терригенные породы отличаются повышенным содержанием FeO, MgO и Na<sub>2</sub>O и имеют определенное петрохимическое сходство с терригенными и вулканогенными породами подстилающей олондинской серии, образование которой знаменовало начальную стадию данного тектонического этапа.

2. Орогенный этап (кеменское время) — калий-натриевая и калиевая специализации терригенных пород и преобладание в них окисных форм железа.

3. Платформенный этап (чародоканское, намсалинское и этыркияское (?) время) — четко выраженная калиевая специализация пород. Распространение кварцевых песчаников и относительно высокоглиноземистых пелитов.

4. Эпиплатформенный орогенный этап (кебектинское время) — петрохимические особенности пород близки орогенным комплексам кеменской подсерии.

На кластерной диаграмме (см. фиг. 1) песчаные породы, образовавшиеся на первом и третьем этапах, выделены в две отдельные надгруппы (I-2 и I-1 соответственно), а песчаные породы орогенных этапов объединены в общую надгруппу (I-3).

Сходные тренды петрохимической эволюции терригенных пород на протяжении протерозоя характерны и для других регионов Сибирской и Русской платформ.

#### Литература

1. Богданов Ю. В., Апольский О. П., Феоктистов В. П. Петрохимические и геохимические особенности удоканского комплекса (Северное Забайкалье).— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 5, с. 117—124.
2. Богданов Ю. В., Коцин Г. Г., Кутырев Э. И. и др. Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. Л.: Недра, 1966. 386 с.
3. Дуденко Л. Н. Геохимические структуры эндогенных систем. Л.: Недра, 1981. 200 с.

4. Дуденко Л. Н., Шарков Е. В., Шуркин К. А., Мишин В. П. Изменчивость ассоциаций петрогенных элементов в ультрамафитмафитовых комплексах докембрия.— *Геохимия*, 1977, № 7, с. 1025—1047.
5. Марин Ю. Б., Скублов Р. Т., Ванштейн Б. Р. Петрохимическая эволюция фанерозойных гранитоидных формаций. Л.: Недра, 1983. 151 с.
6. Неелов А. Н., Сочава А. В., Милькевич Р. И. и др. Петрохимия осадочных и вулканогенно-осадочных формаций докембрия. Л.: Наука, 1983. 164 с.
7. Петров А. Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. Новосибирск: Наука, 1976. 120 с.
8. Ронов А. Б., Козаков Г. А. Закономерности позднепротерозойской седиментации на Русской платформе.— *Литология и полез. ископаемые*, 1983, № 6, с. 108—135.
9. Салоп Л. П. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 309 с.
10. Сочава А. В. Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. Л.: Наука, 1979. 208 с.
11. Сочава А. В. Литология и петрохимия рудовмещающих комплексов Удоканского месторождения медистых песчаников.— В кн.: *Металлогения докембрия*. Л.: Наука, 1981, с. 155—167.
12. Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан (Восточная Сибирь).— *Тр. ГИН АН СССР*, 1972, вып. 263. 130 с.
13. Федоровский В. С. Нижний протерозой байкальской горной области и проблемы формирования континентальной коры в раннем докембрии: Автореф. докт. дис. М.: ГИН АН СССР, 1982. 65 с.
14. Харман Г. Современный факторный анализ. М.: Статистика, 1972. 486 с.
15. Холодов В. Н. Эволюция питающих провинций — важнейший фактор осадочного рудообразования. Тез. 27-го Междунар. геол. конгр. Т. 2. М.: Наука, 1984, с. 94—95.
16. Шпунт Б. Р., Шаповалова П. Г., Шамшина Э. А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 226 с.

Институт геологии и геохронологии  
докембрия АН СССР,  
Ленинград

Поступила в редакцию  
11.III.1985

УДК 551.7.022 : 551.72(470.5)

## **ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕРИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАСЕЙНА Р. ЗИЛИМ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ.**

*МАСЛОВ А. В.*

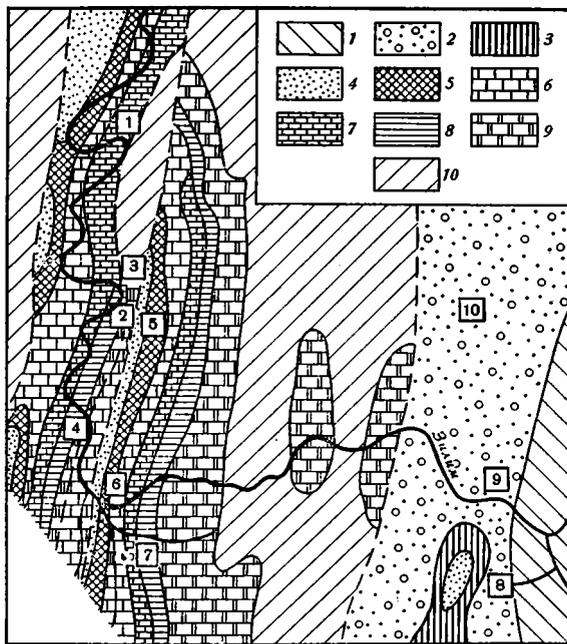
В статье рассмотрены строение разрезов и фациальные особенности накопления терригенно-карбонатных отложений верхнего рифея в западных районах Башкирского мегантиклинория. Выделены и охарактеризованы фации, обсуждаются основные черты палеогеографии позднего рифея. Высказано предположение о постепенном уменьшении в течение позднего рифея роли западного борта бассейна седиментации в поставке терригенного материала и влияния на распределение фациальных комплексов, происходившем на фоне расширения площади морской акватории и возрастания влияния юго-восточных районов.

Большинство исследователей, занимавшихся проблемами реконструкции обстановок накопления рифейских отложений Башкирского мегантиклинория, рассматривали их как мелководно-морские образования, сформированные в условиях относительно стабильной тектонической обстановки [3, 7, 12, 16]. На протяжении длительного времени считалось, что «древние свиты» западного склона Южного Урала обладают устойчивыми, выдержанными на значительной территории фациальными особенностями. В связи с этим в последние годы внимание исследователей было в основном привлечено к проблемам стратиграфии рифейских, и в частности верхнерифейских, отложений [2, 6, 8—10, 14], а вопросы литолого-фациального анализа не получили должного освещения. В то же время крупномасштабные работы по геологическому изучению докембрийских комплексов Башкирского мегантиклинория выдвигают на первый план проблемы реконструкции фациальных особенностей накопления осадков, восстановления состава, положения и относительной роли источников сноса и расшифровки закономерностей развития бассейна седиментации.

Настоящая статья посвящена результатам изучения условий образования терригенно-карбонатных отложений верхнего рифея Башкирского мегантиклинория в бассейне р. Зилим, в основу которого положен метод детального литолого-фациального анализа [18, 19].

В 1980—1984 гг. автор изучил верхнерифейские отложения в бассейне р. Зилим от д. Бутаево до д. Толпарово. Выбор района исследований был обусловлен тем обстоятельством, что в верховьях р. Зилим и по ее притокам известны многочисленные разрезы каратауской серии верхнего рифея, считающиеся одними из наиболее представительных на западном крыле Башкирского мегантиклинория [4]. Вопросы стратиграфии верхнерифейских отложений района рассмотрены В. И. Козловым [9] и коллективом авторов под руководством Б. М. Келлера [17], что в значительной мере способствовало сбору представительного фактического материала.

В бассейне р. Зилим верхнерифейские отложения распространены в виде двух полос субмеридионального простирания, разделенных областью развития пород терминального рифея и венда (фиг. 1). В пределах восточной полосы, приуроченной к хребтам Баштин и Зильмердак, наблюдаются отложения бирьянской, нугушской и лемезинской подсвиты зильмердакской свиты, надвинутые на доломиты миньярской свиты [5]. Наиболее полный фрагмент разреза бирьянской подсвиты описан нами на правом берегу р. Зилим несколько выше устья руч. Суык-елги. Небольшие фрагменты разрезов подсвиты можно видеть также по руч. Сазгалы (выше д. Карагаево).



Фиг. 1. Схема геологического строения бассейна р. Зилим (составлена автором по материалам В. И. Козлова, Г. И. Богатыревой, П. Н. Швецова, Н. М. Шевченко и собственным наблюдениям)

1 — авзянская свита среднего рифея; 2—5 — зильмердакская свита (2 — бирьянская подсвита, 3 — нугушская подсвита, 4 — лемезинская подсвита, 5 — бедерышинская подсвита); 6 — катавская свита; 7, 8 — инзерская свита (7 — нижнеинзерская подсвита, 8 — верхнеинзерская подсвита); 9 — миньярская свита; 10 — терминальный рифей и венд. Цифрами на схеме показаны разрезы: 1—4 — инзерской свиты; 5, 6 — лемезинской и бедерышинской подсвит; 7 — каратауской серии по руч. Кужай; 8—10 — бирьянской подсвиты

По данным Г. И. Богатыревой и П. Н. Швецова, проводивших в 1976—1979 гг. в описываемом районе геологосъемочные работы, бирьянская подсвита имеет двучленное строение — нижние ее горизонты представлены алевролитами, мелкозернистыми песчаниками и глинистыми сланцами, а более верхние слагаются крупнозернистыми аркозовыми и субаркозовыми песчаниками и гравелитами. Однако слабая обнаженность района от д. Карагаево до хр. Зильмердак и наличие здесь серии субмеридиональных тектонических нарушений не позволяют, на наш взгляд, уверенно расчленять бирьянскую подсвиту на две толщи, не опасаясь «потерять» ряд нижних грубо- и мелкообломочных горизонтов. Например, в типовом разрезе подсвиты по р. Малый Инзер выделяются две толщи крупнозернистых песчаников, разделенные пачками красочетных мелкозернистых песчаников и алевролитов [9]. Нам представляется более обоснованным, учитывая текстурно-структурные особенности пород, сопоставлять верхнюю толщу бирьянской подсвиты в указанном районе с третьей толщей типового разреза.

Нугушская подсвита, по данным Г. И. Богатыревой, представлена алевролитами, мелкозернистыми песчаниками и глинистыми сланцами и, как правило, не имеет хороших разрезов.

В привершинной части хр. Баштин в виде небольших изолированных «пятен» наблюдаются светло-серые кварцевые песчаники лемезинской подсвиты, слагающие ядра синклиналиных складок субмеридионального простиранья.

В западной полосе распространения верхнерифейских комплексов бирьянская и нугушская подсвиты не обнажены и разрез каратауской серии начинается с песчаников лемезинской подсвиты зильмердакской свиты. Наилучшие ее разрезы описаны нами на левом берегу р. Зилим (выше устья р. Малый Шишеняк и ниже д. Толпарово), на правом бере-

гу р. Малый Шишеняк (у д. Бакеево), в среднем течении р. Куйли и в окрестностях д. Хайбуллино.

Бедерышинская подсвета, завершающая разрез зильмердакской свиты, имеет в бассейне р. Зилим мощность около 150—200 м и может быть разделена на три толщи. Нижняя толща сложена зеленовато-серыми, серыми и светло-серыми песчаниками и алевролитами с прослоями глинистых сланцев. Средняя толща представлена комплексом красноцветных песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с многочисленными знаками ряби течения и волнения и наложенными на них трещинами усыхания. В нижней части этой толщи (в разрезе по р. Зилим у устья р. Малый Шишеняк) вскрыты тонкоплитчатые алевролиты с псевдоморфозами по галиту. Выше красноцветной толщи обнажены известняки с неясными органогенными структурами и (или) прослоями глинистых сланцев, имеющие мощность не более 3—5 м. Они сменяются третьей, преимущественно зеленоцветной толщей алевролитов и глинистых сланцев с прослоями и линзами мелкозернистых глауконито-кварцевых песчаников.

В районе меридионального течения р. Зилим наблюдаются два блока верхнерифейских отложений, разграниченных тектоническим нарушением, протягивающимся с юга через район устья р. Малый Шишеняк до среднего течения р. Куйли и Манайли и далее на север. По этому нарушению контактируют породы катавской свиты и лемезинской подсветы. Разрезы каратауской серии, и в частности инзерской свиты, в этих блоках несколько отличаются друг от друга. В западном блоке, у хут. Кульматак на известняках подинзерских слоев, входящих в состав нижнеинзерской подсветы, залегает, по данным В. И. Козлова, 35—40-метровая пачка песчаников и алевролитов зеленовато-серого цвета, сменяющаяся выше хомогенными и строматолитовыми известняками мощностью около 80 м. Они в свою очередь перекрываются комплексом переслаивания мелкозернистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с прослоями и линзами плоскообломочных карбонатных брекчий в верхней части. В пределах восточного блока в районе д. Бакеево на темно-серых известняках подинзерских слоев залегают желтовато- и буровато-серые известковистые алевролиты, а выше присутствует 100—120-метровая пачка песчаников и алевролитов с прослоями глинистых сланцев. Вторая карбонатная пачка в разрезе инзерской свиты здесь отсутствует.

Некоторые различия наблюдаются и в строении подинзерских слоев. Мощность их варьирует от 180—200 м в районе д. Бакеево до 300 м в окрестностях д. Толпарово. В составе подинзерских слоев в полосе от хут. Кульматак до д. Бакеево преобладают массивные или тонко-, горизонтально-слоистые хомогенные известняки с маломощными прослоями и пачками строматолитовых и микрофитолитовых разностей. Севернее (в окрестностях д. Толпарово) основная роль принадлежит волнисто- и косоволнисто-слоистым известнякам, формировавшимся в мелководных обстановках со значительной подвижностью среды.

#### **ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕРИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАСЕЙНА Р. ЗИЛИМ**

В результате проведенных исследований нами установлено, что отложения каратауской серии в бассейне р. Зилим представляют сложный комплекс континентальных, прибрежно-континентальных, прибрежно-морских, мелководно-морских и собственно морских осадков. На основании полученных данных составлена классификация генетических типов осадков, фаций и комплексов фаций и проведен анализ их пространственного распределения.

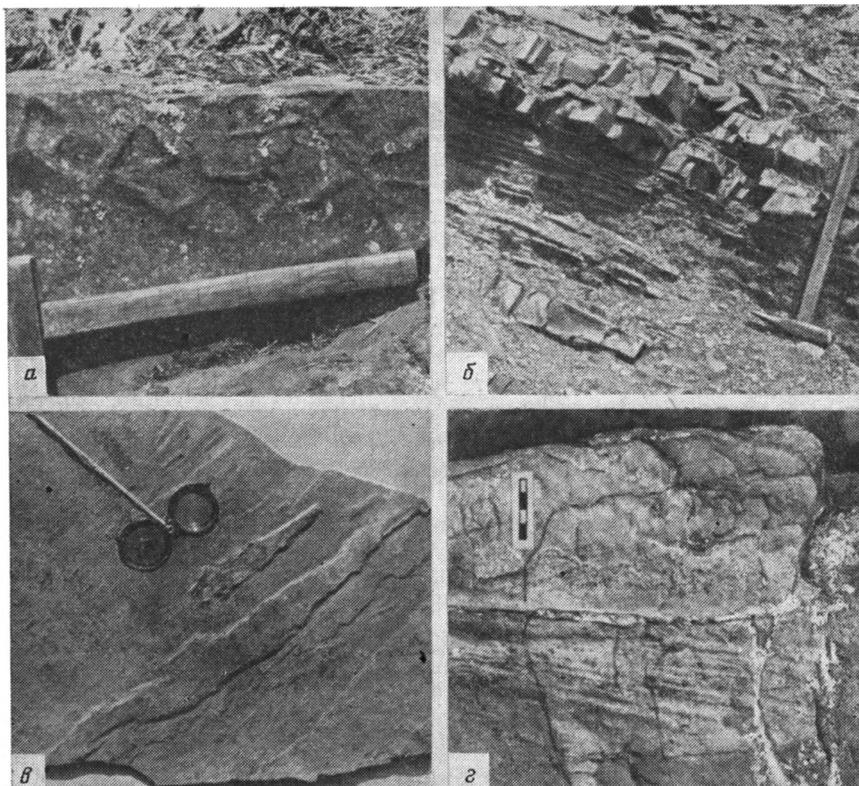
Континентальные отложения наиболее широко распространены в составе бирьянской подсветы зильмердакской свиты. В разрезе по р. Зилим в прорыве через хр. Зильмердак они представлены фацией гравийно-песчаных осадков русел равнинных рек, объединяющей три генетических типа. К первому типу относятся гравелиты и мелкогалечные кон-

гломераты мощностью 5—10 см, образующие прослои и линзы в основании косослоистых песчаников. Второй тип представлен крупнозернистыми песчаниками с крупной прямолинейной однонаправленной косой слоистостью и неотчетливой сортировкой материала в слоях. Мощность косых серий составляет 0,5—0,6 м. В разрезе по р. Зилим осадки данного типа наблюдаются в виде пачек мощностью 2—5 м. Преимущественным развитием в указанном разрезе пользуются крупно- и среднезернистые аркозые и субаркозовые песчаники с мелко- и среднемасштабной однонаправленной косой, выполаживающейся к основанию серий, слоистостью мощностью от 10 до 30 см. Иногда в породах этого типа можно видеть галечки размером до 1—2 см, ориентированные согласно слоистости. В отличие от разрезов северо-восточной части мегантиклинория, где аллювиальные отложения слагают ярко выраженные косослоистые пачки, в описываемом районе и севернее (в бассейне р. Лемезы) часто вместо закономерно построенных пачек наблюдаются мощные (до 50—70 м) толщи песчаников с мелко- и среднемасштабной косой слоистостью и неотчетливо проявленной ритмической сортировкой материала в слоях. Иногда косослоистые пачки разделены прослоями песчаников с горизонтальной слоистостью мощностью до 0,5—1 м, которые, по-видимому, можно рассматривать как пойменные отложения (?).

Прибрежно-континентальные фации наиболее характерны для лемезинской и бедерышинской подсветильмердакской свиты. Они относятся к макрофациям полуизолированного низкоэнергетического побережья и открытого высокоэнергетического побережья морского бассейна, а также к макрофации прибрежно-континентальных равнин.

Макрофация полуизолированного низкоэнергетического побережья объединяет осадки двух фаций. Фация периодически осушавшихся участков прибрежно-континентальных равнин (литоральных зон?) в разрезах бедерышинской подсветильмердакской свиты представлена неравномерным чередованием красно-бурых и вишнево-красных глинистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников. В песчаниках и алевролитах наблюдаются мелкая волнистая и косоволнистая слоистость, знаки ряби разнообразной формы и ориентировки. В ассоциации со знаками ряби присутствуют трещины усыхания, что свидетельствует о многократном чередовании субаквальных и субаэральных режимов седиментации, возможно, в условиях приливно-отливных зон [15]. Нередко песчаные прослои переполнены пластинками сланцев шоколадного цвета, представляющими собой разрушенные при растрескивании тонкие глинистые слойки. При раскалывании по напластованию сланцы и алевролиты обнаруживают присутствие симметричных синусоидальных и острогребневых знаков ряби или распадаются на плитки с бугристыми поверхностями, на которых наблюдаются псевдоморфозы по кристаллам галита.

Фация районов интенсивных подводных течений также представлена глинисто-алеврито-песчаными осадками. Это преимущественно тонкослоистые зеленовато-серые и серые слюдястые алевритистые аргиллиты с редкими маломощными прослоями мелкозернистых глауконито-кварцевых песчаников и алевролитов. Среди них наблюдаются крупные и мелкие линзо- и клиновидные тела песчаников размером от 10×25 до 15×40 см. Верхние поверхности их плоские, нижние — эллипсоидальные или килевидные, резко дискордантные по отношению к слоистости вмещающих пород. В линзах хорошо заметна тонкая параллельная или пологая косая слоистость, а при раскалывании по напластованию иногда обнаруживается первичная линейчатость течения, параллельная боковым ограничениям линз. Песчаные линзы, по-видимому, представляют собой текстуры выполнения небольших русел и промоин, в которых накопление кластики происходило в условиях верхнего режима потока. Осадки этой фации, вероятно, формировались в областях интенсивных подводных течений на пологих площадках, сопряженных, с одной стороны, с прибрежно-континентальными участками, а с другой — окаймлявшихся более глубоководными и менее изолированными зонами бассейна. Мощность



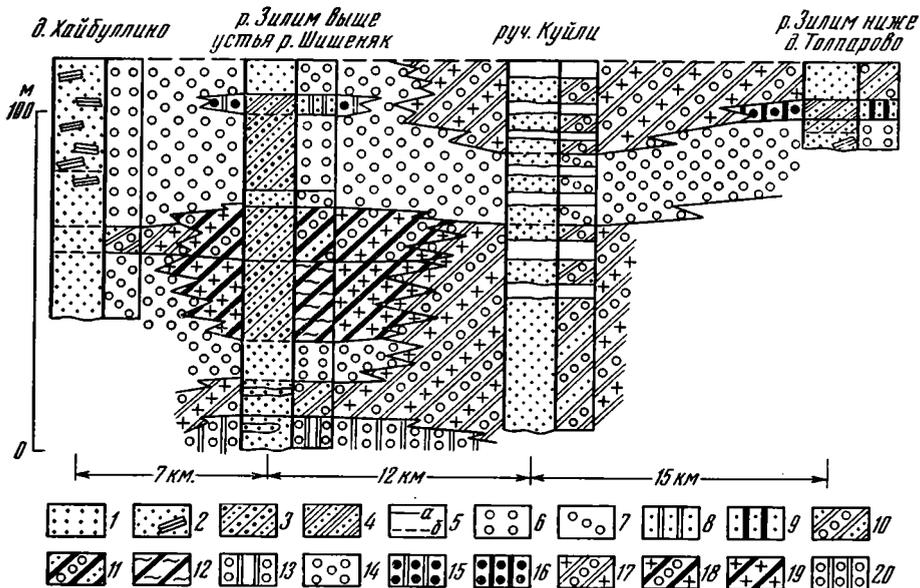
Фиг. 2. Текстурные особенности пород

*а* — песчаники с крупными слепками с незамкнутых трещин усыхания (лемезинская подсвита, р. Малый Шишеньяк); *б* — переслаивание песчаников, алевролитов и глинистых сланцев (инзерская свита, руч. Кужай); *в* — первичная линейчатость течения на поверхности напластования алевролитов (инзерская свита, д. Бакеево); *г* — среднезернистые песчаники с пологой разнонаправленной косой слоистостью (лемезинская под- свита, р. Зилим)

отложений данной фации в верхнем течении р. Зилим составляет 25—40 м.

Макрофация открытого высокоэнергетического побережья в описываемом районе представлена фацией песчаных осадков литоральных зон. Это среднезернистые, иногда разноезернистые песчаники серого или зеленовато-серого цвета, грубоплитчатые, массивные или неясно волнисто-слоистые с многочисленными пластинками глинистых сланцев. На верхних поверхностях песчаных пластов наблюдаются синусоидальные знаки ряби, а нижние несут хорошо выраженные слепки с незамкнутых трещин усыхания (фиг. 2, *а*). Осадки этой фации слагают большую часть лемезинской подсвиты в разрезе у д. Хайбуллино и наблюдаются на ряде уровней в верхней части подсвиты в разрезе по р. Зилим у д. Бакеево (фиг. 3). По латерали они тесно связаны с осадками подвижных и умеренно подвижных участков бассейна.

Макрофация отложений прибрежно-континентальных равнин представлена фацией песчано-алеврито-глинистых осадков прибрежно-континентальных, периодически заливавшихся и осушавшихся равнин. Осадки этой фации наблюдаются в нижней части разреза бедершинской подсвиты по р. Зилим ниже д. Толпарово (фиг. 4) и представлены неравномерным чередованием серых и темно-серых глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Вверх по разрезу они перекрываются красноцветными песчаниками и глинистыми сланцами фации полуизолированного побережья. Мощность прослоев варьирует от 2—7 до 20—30 см, но иногда достигает 1,5—2 м. В ряде случаев в разрезе присутствуют пачки микропереслаивания алевролитов и сланцев. На поверхностях напластования



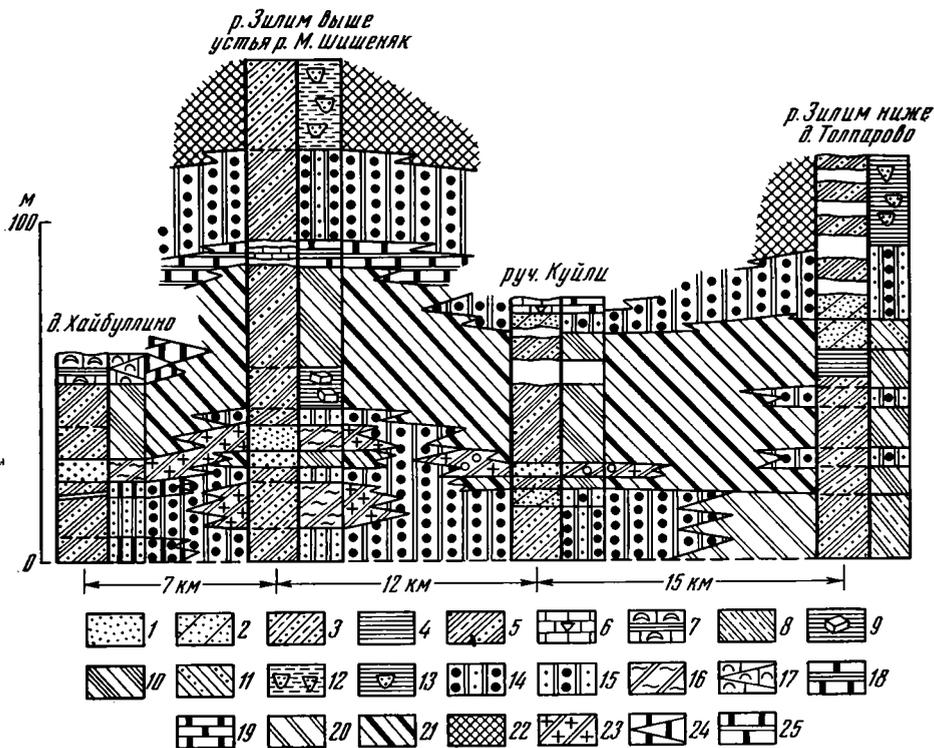
Фиг. 3. Субмеридиональный литолого-фациальный профиль отложений лемзинской подсвиты зильмердакской свиты

1 — песчаники крупнозернистые; 2 — песчаники среднезернистые, иногда с пластинками глинистых сланцев; 3 — чередование песчаников крупно- и мелкозернистых; 4 — переслаивание песчаников и глинистых сланцев; 5 — контакты слоев (а — отчетливые, б — постепенные); 6—13 — генетические типы осадков (6 — песчаники среднезернистые с пластинками глинистых сланцев, массивные волнисто-слоистые с трещинами усыхания и знаками ряби, 7 — песчаники среднезернистые массивные, иногда с трещинами усыхания и знаками ряби, 8 — переслаивание песчаников, алевролитов и зеленоцветных глинистых сланцев, 9 — то же, окраска сланцев пестроцветная, 10 — песчаники среднезернистые с волнистой слоистостью и знаками ряби, 11 — то же, окраска песчаников пестроцветная, 12 — песчаники красноцветные с косой, косоволнистой и волнистой слоистостью, 13 — песчаники среднезернистые с разнонаправленной среднемасштабной косой слоистостью); 14—20 — фации (14 — песчаных осадков литорали, 15 — глинисто-алеврито-песчаных осадков слабоподвижного мелководья, 16 — то же, окраска сланцев пестроцветная; 17 — песчано-алевритовых осадков умеренно подвижных зон морского мелководья, 18 — то же с пестроцветной окраской, 19 — красноцветных песчаных осадков подвижного мелководья, 20 — песчаных осадков сильноподвижного мелководья)

алевролитов наблюдаются крупные знаки ряби и трещины усыхания. Во многих прослоях встречаются пластинки зеленоцветных глинистых сланцев размером до 2—3 см. Мощность осадков данной фации в бассейне р. Зилим составляет около 40 м. По простиранию они сменяются песчаноалевритовыми осадками малоподвижного мелководья.

Прибрежно-морские отложения наиболее характерны для бирьянской подсвиты зильмердакской свиты и относятся к макрофации открытого прибрежного мелководья морского бассейна. Они представлены крупнозернистыми, часто плохо отсортированными розовато-серыми аркозовыми песчаниками с редкими гальками кварца и полевых шпатов. Слоистость для этих пород обычно не характерна, но иногда можно видеть мощные пологопадающие косые серии без ритмической сортировки в слойках. Степень окатанности кластики варьирует в широких пределах, но в целом преобладают угловато-окатанные и окатанные зерна.

В средней части подинзерских слоев в разрезе у хут. Культамак (по данным В. И. Козлова) наблюдаются серые и темно-серые известняки с трещинами усыхания, мелкомасштабной линзовидно-косой слоистостью и значительной примесью алевропелитового материала, относящиеся к фации известковых осадков умеренно подвижного, периодически пересыхавшего мелководья. К этой же фации принадлежат сероцветные известняки с косой, косоволнистой и линзовидно-косой слоистостью, прослоями плоскообломочных брекчий и многочисленными знаками ряби волнения, наблюдающиеся в районе д. Толпарово (фиг. 5).

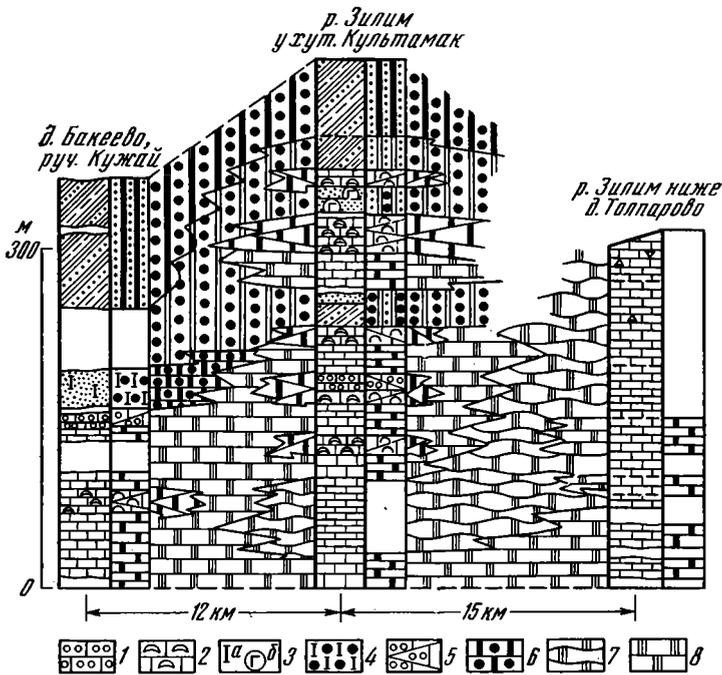


Фиг. 4. Субмеридиональный литолого-фациальный профиль отложений бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты

1 — песчаники мелкозернистые; 2 — алевролиты; 3 — чередование песчаников и алевролитов; 4 — глинистые сланцы; 5 — переслаивание песчаников, алевролитов и глинистых сланцев; 6 — известняки, иногда с прослоями плоскообломочных брекчий; 7 — известняки со строматолитами и прослоями глинистых сланцев; 8—19 — генетические типы осадков (8 — переслаивание песчаников с волнистой и горизонтальной слоистостью, знаками ряби и трещинами усыхания и алевролитов, 9 — красноцветные песчаники, алевролиты и глинистые сланцы с трещинами усыхания, знаками ряби и псевдоморфозами по галиту, 10 — красноцветные песчаники и глинистые сланцы с трещинами усыхания и знаками ряби, 11 — переслаивание красноцветных песчаников и алевролитов со знаками ряби и трещинами усыхания, 12 — алевролиты тонкослоистые с линзовидными телами песчаников и алевролитов, 13 — глинистые сланцы с линзовидными телами песчаников и алевролитов, 14 — пологоволнистое чередование песчаников и алевролитов, 15 — песчаники мелкозернистые, алевролиты горизонтально-волнисто-слоистые, 16 — песчаники среднезернистые с косой стриховатой и волнистой слоистостью и знаками ряби, 17 — известняки строматолитовые, 18 — чередование известняков и глинистых сланцев, 19 — известняки тонкослоистые без триггерной примеси); 20—25 — фации (20 — песчано-алеврито-глинистых осадков прибрежно-континентальных равнин; 21 — песчано-алеврито-глинистых осадков литоральных зон, 22 — глинисто-алеврито-песчаных осадков районов интенсивных подводных течений; 23 — песчаных осадков подвижного мелководья, 24 — карбонатных фитогенных осадков, 25 — глинисто-карбонатных осадков удаленных частей бассейна). Остальные обозначения см. на фиг. 3

Комплекс мелководно-морских отложений объединяет шесть фаций, принадлежащих к макрофации открытого подвижного мелководья морского бассейна.

Фация малоподвижного мелководья широко распространена в бедерышинской подсвите зильмердакской свиты и инзерской свите, где представлена неравномерным чередованием мелкозернистых песчаников, алевролитов, серых и зеленовато-серых или пестроцветных сланцев (см. фиг. 2, б). Мощность прослоев песчаников и алевролитов варьирует от 3 до 10 см. В них наблюдается тонкая параллельная, пологоволнистая или мелкая косоволнистая слоистость, подчеркнутая тонкими слюдисто-глинистыми прослойками или глауконитом. Поверхности напластования песчаников ровные, однако иногда на них можно видеть знаки ряби, слепки борозд размыва или текстуры первичной линейчатости течения



Фиг. 5. Субмеридиональный литолого-фациальный профиль отложений инзерской свиты 1 — известняки микрофитолитовые; 2 — строматолитовые известняки; 3 — известковистость пород (а), наличие глауконита (б); 4, 5 — генетические типы осадков (4 — песчаники известковистые мелкозернистые и алевролиты массивные или с мелкой косоволнистой слоистостью, 5 — известняки микрофитолитовые); 6—8 — фации (6 — терригенно-карбонатных осадков относительно удаленных районов мелководья, 7 — известковых осадков подвижного мелководья, 8 — известковых осадков удаленных частей бассейна). Остальные обозначения см. на фиг. 3 и 4

(см. фиг. 2, в). Глинистые сланцы, мощность прослоев которых достигает 15—25 см, имеют тонкую параллельную слоистость и сложены тонкоотмученным материалом с незначительной примесью алевритовых зерен кварца.

В верхней части инзерской свиты среди песчаников и пестроцветных сланцев наблюдаются уплощенные, сильно вытянутые линзы строматолитовых известняков и плоскообломочных карбонатных брекчий размером до 1—1,5×3—4 м. Последние состоят из обломков тонкослоистых серых и зеленовато-серых известняков, погруженных в розовато-серый карбонатный матрикс. Размер обломков составляет в среднем 0,5—1×4—7 см. Ориентировка их беспорядочная или субпараллельная. Формирование этих отложений происходило, по-видимому, в мелководных зонах бассейна в условиях сильного волнения, приводившего к разрушению ранее сформировавшихся осадков и перераспределению кластики, на что указывают многочисленные знаки ряби на поверхности песчаных пластов, частые выклинивания на коротком расстоянии довольно мощных (до 10—15 см) прослоев песчаников и присутствие карбонатных брекчий.

Песчаные осадки умеренно подвижного мелководья наиболее характерны для лемезинской подсвиты в разрезе по р. Зилим выше устья р. Малый Шишеняк (см. фиг. 3). С учетом окраски пород здесь можно выделить две разновидности. Первая разновидность представлена среднезернистыми и иногда крупнозернистыми песчаниками серого и светло-серого цвета с непрерывной или прерывистой пологоволнистой, волнистой и косоволнистой слоистостью. На поверхностях напластования пород присутствуют знаки ряби. Вторая включает вишнево-красные песчаники с волнистой и косоволнистой слоистостью.

Фация подвижного мелководья представлена преимущественно среднезернистыми или реже крупнозернистыми песчаниками светло-серого

цвета с косою однонаправленной прямолинейной и сходящейся слоистостью. Мощность косых серий составляет 10—20 см. Серийные швы их параллельны друг другу. Углы падения слоев в сериях варьируют от 15—17 до 20—25°. Ритмическая сортировка материала в слоях отсутствует. К этой же фации относятся среднезернистые вишнево-красные песчаники с косою штриховатой, косоволнистой и волнистой слоистостью, наблюдаемые в средней части разреза лемезинской подсветы по р. Зилим (см. фиг. 3).

Осадки сильноподвижного мелководья представлены среднезернистыми, относительно хорошо отсортированными песчаниками светло-серого цвета с разнонаправленной средне- и мелкомасштабной пологой косою слоистостью (см. фиг. 2, з), подчеркиваемой незначительными вариациями в зернистости слоев, цветовыми контрастами или трещиноватостью. Мощность косых серий составляет 10—15 см. Углы наклона слоев в сериях варьируют от 20° в кровле до 12—15° в подошве. Осадки этой фации наблюдаются в нижней части лемезинской подсветы в разрезе у д. Бакеево, где они резко перекрываются отложениями умеренно подвижного мелководья. Аналогичные образования встречены нами и севернее, в районе д. Искушты в среднем течении р. Лемезы.

Фация алеврито-глинисто-известковых осадков относительно удаленных зон морского бассейна объединяет два генетических типа. Первый тип представлен глинистыми и алеврито-глинистыми известняками или мергелями вишнево-красного и сургучного цвета с тонкой параллельной слоистостью, подчеркиваемой нитевидными глинистыми слоями темно-красного цвета. Породы этого типа характерны для нижней части катавской свиты, где слагают почки мощностью до 50—70 м, разделенные толщами переслаивания бордовых и голубовато-серых глинистых известняков. Второй тип включает сильноизвестковистые пестроокрашенные алевролиты, часто не имеющие хорошо выраженных текстур. По-видимому, они накапливались в относительно удаленных и спокойных участках бассейна, где совмещались процессы аллохтонной и автохтонной седиментации. Их мощность в разрезе инзерской свиты по руч. Кужай составляет около 45—50 м.

Фация фитогенных осадков умеренно подвижного мелководья представлена в бедерышинской подсвете строматолитовыми известняками, чередующимися с маломощными прослоями алевритистых глинистых сланцев. В разрезе у д. Хайбуллино мощность пластов известняков составляет 2—3 м. Наиболее широко отложения этой фации распространены в миньярской свите, где слагают пласты и пачки мощностью до нескольких десятков метров.

Собственно морские отложения в описываемом районе представлены тонкослоистыми или массивными серыми и темно-серыми известняками в нижней части инзерской свиты, а также серыми и светло-серыми грубо- и среднеплитчатыми массивными и горизонтально-слоистыми доломитами миньярской свиты, относящимися к фациям известковых и доломитовых осадков наиболее удаленных частей бассейна.

### УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ

Анализ пространственно-временных взаимоотношений описанных выше фаций позволяет восстановить эволюцию обстановок осадконакопления в бассейне р. Зилим в позднерифейское время.

В бирьянское время, по-видимому, в западной и юго-западной частях современного Башкирского мегантиклинория существовала обширная аллювиальная равнина с многочисленными разветвленными протоками, рукавами и руслами, поставлявшая в бассейн громадное количество кластического материала. В нугушское время в связи с некоторым расширением морской акватории в описываемом районе формировались песчано-алеврито-глинистые осадки морского мелководья. Начало лемезинского времени ознаменовалось формированием сложной системы аккумулятивных форм подводного рельефа (валов, баров, кос или пересыпей), раз-

деленных участками с активной и умеренно активной динамикой среды. На составленных нами палеогеографических схемах для начала и середины лемезинского времени на крайнем западе территории в районе д. Хайбуллино вырисовывается область развития осадков открытого побережья, сменяющаяся восточнее зоной открытого подвижного и сильноподвижного мелководья морского бассейна и далее осадками слабо и умеренно подвижного мелководья. В конце лемезинского времени область открытого побережья несколько расширилась и захватила район от деревень Хайбуллино и Бакеево на юге до д. Толпарово на севере. Регрессивная тенденция в развитии бассейна сохранилась и в последующем. В начале бедерышинского времени в рассматриваемом районе обособились две области — прибрежно-континентальных равнин на севере и открытого умеренно и слабоподвижного мелководья на юге. Максимум регрессии пришелся на середину бедерышинского времени, когда в западных и центральных районах Башкирского мегантиклинория в полуизолированных участках прибрежного мелководья бассейна формировались красноцветные глинисто-алеврито-песчаные осадки. Конец бедерышинского времени ознаменовался накоплением песчано-алевритовых осадков малоподвижного мелководья. На границе бедерышинского (зильмердакского) и катавского времен характер седиментации меняется. С этого момента и до конца позднего рифея рассматриваемый район представлял собой часть морского бассейна с накоплением преимущественно карбонатных илов и только в поздней инзерское время образовались незначительные по мощности пачки терригенных осадков. Заметное различие разрезов инзерской свиты в районе д. Бакеево и у хут. Культамак (см. фиг. 3) отражает характерную для этого времени быструю изменчивость процессов осадконакопления на небольших расстояниях [12, 17], обусловленную, по-видимому, дифференцированными движениями дна бассейна.

Верхнерифейские отложения бассейна р. Зилим по своему фациальному облику в значительной степени отличаются от аналогичных образований центральных и восточных районов Башкирского мегантиклинория. Это особенно заметно при сравнении разрезов зильмердакской и инзерской свит в указанных районах. Так, например, бирьянская подсвита зильмердакской свиты в бассейне р. Зилим представлена почти исключительно континентальными образованиями, а в Инзерском синклинории в ее составе преобладают прибрежно-морские и прибрежно-континентальные отложения [11]. Лемезинская подсвита в западных районах характеризуется преимущественным развитием мелководных и крайне мелководных осадков сильноподвижных и умеренно подвижных зон, тогда как в центральных и восточных районах преобладают мелководные и умеренно глубоководные отложения спокойных зон седиментации. Весьма резкие изменения вкостр простираения структур Башкирского поднятия наблюдаются и в бедерышинской подсвите зильмердакской свиты. В западных районах в ее состав входят отложения прибрежно-континентального и прибрежно-морского генезиса, которые сменяются на востоке мелководно-морскими и собственно морскими осадками. На образование осадков в течение первой половины позднего рифея значительное влияние оказывала располагавшаяся на западе обширная суша [1, 9, 12 и др.]. В то же время для инзерской свиты с востока на запад и северо-запад наблюдается заметное увеличение количества и мощности карбонатных пачек, общее уменьшение крупности обломочного материала, а также существенное изменение текстурно-структурных особенностей пород. Все вместе это позволяет предполагать, что во второй половине позднего рифея влияние западного источника (или источников) сноса стало незначительным, а районы развития морских карбонатных отложений переместились к западной периферии мегантиклинория. На это указывает и распределение фаций в инзерское время, заметно отличающееся от предыдущих эпох.

## Литература

1. *Акимов Г. Н.* О направлении и источниках сноса обломочного материала в отложениях верхнерифейской зильмердакской свиты Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 5, с. 1099—1101.
2. *Беккер Ю. Р., Келлер Б. М., Козлов В. И., Ротарь А. Ф.* Стратотипический разрез рифея.— В кн.: Стратиграфия верхнего протерозоя СССР: рифей и венд. Л.: Наука, 1979, с. 71—85.
3. *Гарань М. И.* Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1946. 51 с.
4. *Зубек В., Кауи Дж., Келлер Б. М. и др.* Верхний докембрий (рифей) Южного Урала (Башкирская экскурсия Международного симпозиума «Корреляция докембрия», 1975 г.).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 9, с. 169—172.
5. *Камалетдинов М. А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 228 с.
6. *Келлер Б. М.* Верхний протерозой Русской платформы: рифей и венд. М.: Изд-во МГУ, 1968. 101 с. (Очерки по региональной геологии, вып. 2.)
7. *Келлер Б. М.* О формациях рифея (Енисейский краж, Южный Урал).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 7, с. 99—107.
8. *Козлов В. И.* Основные черты стратиграфии верхнего докембрия Башкирского Урала.— В кн.: Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория на Урале и их металлогения. Свердловск, 1978, с. 3—15. (Тр. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР, вып. 133.)
9. *Козлов В. И.* Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.
10. *Кожар В. А.* О строении и строматолитах типовых разрезов верхнего рифея (Южный Урал).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 8, с. 50—60.
11. *Маслов А. В.* Литолого-фациальные особенности верхнерифейских отложений Южного Урала. Сообщение 1.— Литология и полез. ископаемые, 1985, № 6, с. 110—121.
12. *Олли А. И.* Древние отложения западного склона Урала. Саратов: Изд-во СГУ, 1948. 414 с.
13. *Раабен М. Е.* Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975, 247 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 273.)
14. *Романов В. А.* Типовые разрезы докембрия Южного Урала. М.: Наука, 1973. 133 с.
15. *Рейнек Г.-Э., Сингх И. Б.* Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков). М.: Недра, 1981. 440 с.
16. *Старостина Э. М.* Сидеритоносная формация рифея западного склона Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 106 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 71.)
17. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 377.)
18. *Тимофеев П. П.* Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. 457 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 197.)
19. *Тимофеев П. П.* Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. 208 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 198.)

Геологический институт АН СССР  
Москва

Поступила в редакцию  
12.VI.1985

УДК 552.313.8 : 552.14

**О ПРЕОБРАЗОВАНИИ ГИАЛОКЛАСТИТОВ  
(НА МАТЕРИАЛЕ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ЗАЛИВА ТАДЖУРА)**

*ХВОРОВА И. В., ВОРОНИН Б. И.*

В статье показаны преобразования структуры и вещественного состава сидеромеланового стекла из гиалокластической брекчии с известняковым цементом; брекчия поднята со склона подводного базальтового вулкана, расположенного в рифтовой зоне залива Таджура (ответвление Аденского залива). Кроме палагонитизации в брекчии обнаружено широкое развитие аутигенного минерала из группы гидроталькита — минерала, редко встречающегося в осадочных и вулканогенно-осадочных породах.

Океанский базальтовый вулканизм поставляет в зону седиментации большое количество гиалокластики разной гранулометрии. Тонкая часть ее рассеивается, а более крупные фрагменты концентрируются вблизи центров излияний, при этом могут смешиваться в разных пропорциях с осадочным материалом. Возникают характерные типы вулканогенно-осадочных пород. В литологии и осадочной петрографии им уделялось мало внимания и они не нашли соответствующего места в классификации. Вместе с тем появляется все больше данных о широком распространении таких пород и на континентах, и в океанах.

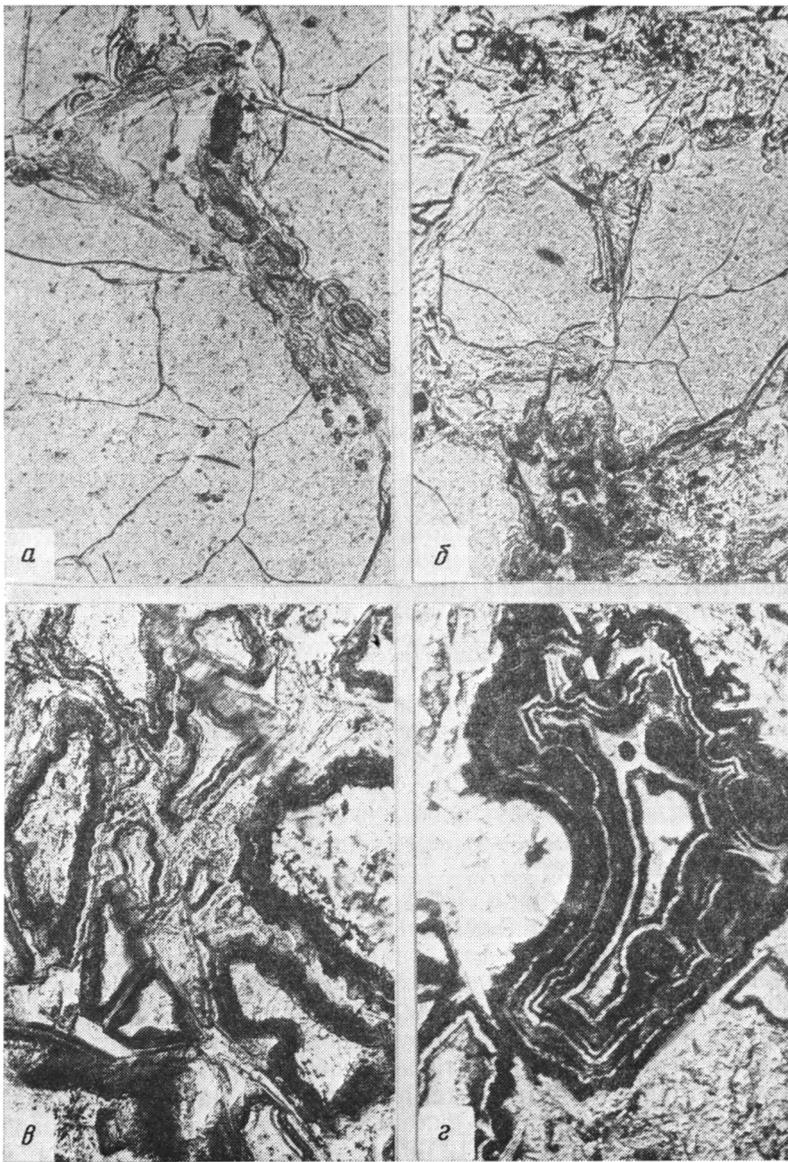
Базальтовая гиалокластика быстро изменяется, прежде всего палагонитизируется; процесс этот особенно эффективен на участках гидротермальной деятельности, отмечаемых интенсивным формированием рудных корок.

Характерна базальтовая кластика для разных зон океана, в частности для активных рифтовых срединных центров. В одном из них, расположенном в заливе Таджура (ответвление Аденского залива), проводились работы с помощью подводных пилотируемых аппаратов «Пайсис» (7-й рейс НИС «Академик М. Келдыш»). Такие работы имеют большое значение для изучения подводных вулканов и их продуктов.

Материал, используемый в статье, отобран А. П. Лисицыным с борта подводного аппарата в маршруте, проходившем на северном склоне базальтового поднятия, расположенного в восточной части рифтовой долины. Координаты маршрута: 12°00'64"—12°02'11" ю. ш.; 44°59'41"—45°00'25" в. д.; глубины 1100—1350 м.

Базальты здесь представлены и плотными, и пористыми разновидностями; в них присутствуют вкрапленники плагиоклаза, пироксена и оливина, заключенного в массе непрозрачного тахилитового стекла. Характерно обилие трубообразных лавовых тел и блистеров (крупные лавовые пузыри вспучивания). Это обусловило большую поверхность соприкосновения расплава с водой и привело к интенсивному развитию стекловатых корок закалки. Их шелушение (десквамация), как и вообще сильная трещиноватость застывающих под водой лав, способствует формированию обломочного материала разной гранулометрии и формы. Существенным его компонентом является сидеромелановое стекло. Микроскопические исследования позволяют иногда наблюдать смену тахилита основной массы базальта сидеромеланом поверхностной корки; в переходной зоне среди последнего сохраняются участки тахилита, приуроченные к периферии микролитов и вкрапленников.

На склоне вулканического поднятия наблюдаются обломки базальтов и гиалокластических брекчий. Образец такой брекчии, с глубины 1190 м, был взят для изучения постседиментационных преобразований. Брекчия состоит из обломков сидеромеланового стекла с небольшой при-



Фиг. 1. Гиалокластиты и их изменения

*а* — трещиноватое базальтовое стекло; вдоль некоторых трещинок развивается палагонит, увел. 50, без анализатора; *б* — то же, но палагонит интенсивно замещает стекло, увел. 50, без анализатора; *в* — стекло полностью замещено палагонитом и гидроталькитом (белое), увел. 50, без анализатора; *г* — гиалокластический фрагмент с колломорфными выделениями железистого палагонита (темное) и гидроталькита (белое), увел. 25, без анализатора

месью базальтовых фрагментов. Размер обломков колеблется от долей миллиметра до нескольких сантиметров (сортировки нет). Форма их разная, но в большинстве случаев (особенно это относится к крупным обломкам — плосковыпуклая, характерная для десквамационной кластики. Обломки беспорядочно заключены в массе светлого шламово-микритового известняка, в котором рассеяны остатки птеропод, фораминифер; попадаются иглокожие и пелециподы. Это обычный осадок рифтовой долины, но в отличие от него литифицированный. Очевидно, это связано с повышенной температурой, сопровождающей подводную эрупцию.

Фрагменты сидеромелановых корок обычно изменены (крупные только с поверхности, мелкие целиком). Изменение происходит следующим

образом: в стекле, где присутствуют редкие вкрапленники и округлые поры (1—2 мм), наблюдается сеть тончайших пересекающихся трещинок (фиг. 1, а). По направлению к поверхности фрагмента количество их возрастает и вдоль них по стеклу развивается оранжевый палагонит, в шлифах имеющий вид ветвящихся прожилков. Еще ближе к поверхности он становится преобладающим компонентом, замещая большую часть стекла (см. фиг. 1, б), от которого местами сохраняются лишь мелкие (0,1—0,5 мм) неправильные реликты. В том же образце мелкая гиалокластичка уже полностью изменена (см. фиг. 1, в).

Палагонит, как обычно, имеет коллоидно-плойчатое строение, с четко проявляющимися мельчайшими (0,015—0,05 мм) сферолитами и полусферолитами. Такое строение определяется неравномерным распределением элементов, главным образом железа, концентрирующегося в отдельных концентрированных палагонитовой каймы (см. фиг. 1, г). Полусферолиты всегда обращены выпуклостью от трещин внутрь стекла (см. фиг. 1, а); в результате реликты последнего имеют как бы корродированную поверхность. Такое строение палагонитовых каемок позволяет судить о первичной форме мелких обломков стекла даже при полном его замещении.

В последнее время изменению океанических базальтов, в том числе и палагонитизации, стали уделять много внимания и информация в этом отношении стала быстро накапливаться [2, 3, 5]. Однако если учесть распространенность базальтов в океанах и приуроченность их к разным структурным зонам, то имеющиеся данные далеко не исчерпывают проблемы. Имея это в виду, мы провели изучение состава палагонита из указанного образца.

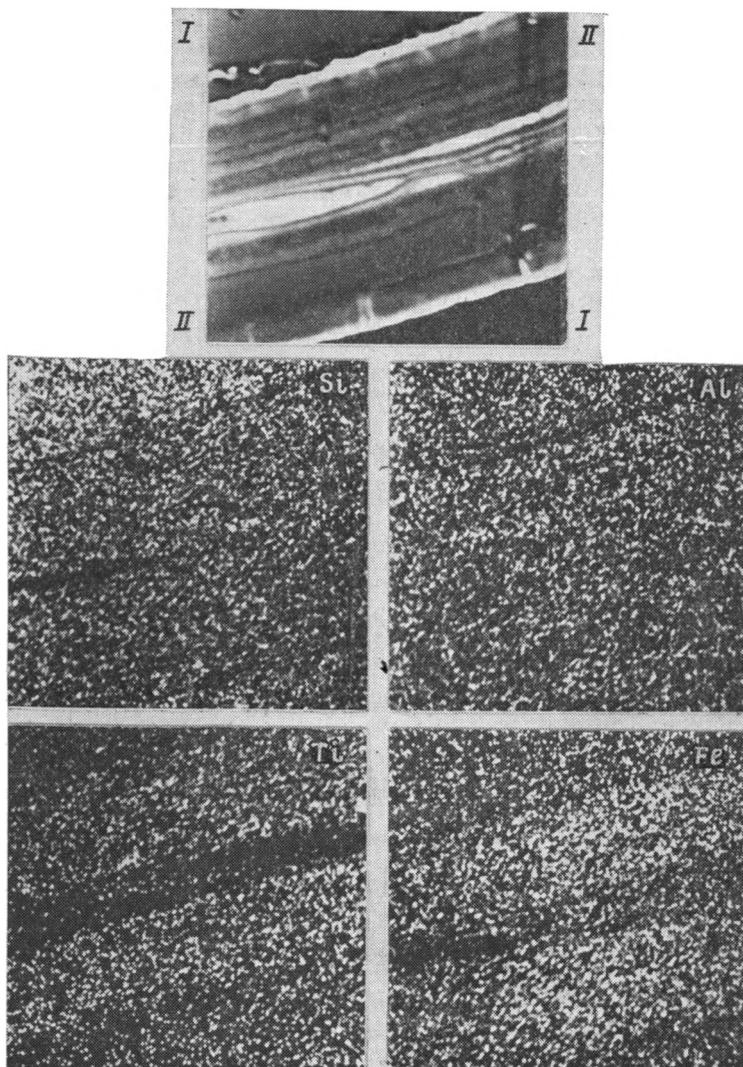
Был выбран участок, где в стекле проходит палагонитовый «слой» толщиной около 160 мкм, образованный двумя слившимися каемками, представляющими измененное стекло с обеих сторон от трещины. Здесь имелась возможность изучить содержание и распределение элементов в палагоните и в исходном стекле. Исследования проводились на электронном рентгеновском микроанализаторе MS-46 при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе на образце 15 нА. Съемка проводилась в спектрах: кремния, алюминия, титана, железа, кальция, магния, натрия, калия и марганца. Рентгеноспектральные снимки сделаны по площади 200×200 мкм (фиг. 2), а также по пересечению через палагонитовую каемку (фиг. 3). Для расчета количественного состава петрогенных оксидов применена программа Пума, адаптированная для вычислительного комплекса СМ-4 [1]. Цифры содержаний приведены на графике (см. фиг. 3).

Исследования показали, что при палагонитизации, как обычно, происходит заметное изменение стекла, наиболее отчетливо выражающееся в уменьшении содержания Na и особенно Ca и увеличении — Fe и Ti. Эти данные полностью согласуются с данными прежних исследований [2, 3, 5].

Кроме того, нетрудно заметить, что в пределах самой палагонитизированной каймы имеет место существенное перераспределение элементов, особенно хорошо иллюстрируемое упомянутым графиком.

В пределах палагонитового слоя можно выделить три зоны с разным соотношением элементов: внутренние (пограничные с неизменным стеклом), основные (средние) и периферические (на графике они занимают центральную часть). В первых понижено содержание кремния, алюминия, железа и отчасти магния и титана, вместе с тем здесь вырывается «подскок» калия. В центральной зоне (периферия палагонитовых каемок) меньше железа, титана и больше магния и калия по сравнению с основной, средней зоной. Такое распределение этих элементов с разной четкостью проявляется и на снимках качественного микросондового анализа (см. фиг. 2).

Обращает на себя внимание однообразное распределение в палагоните кальция и натрия (прямая линия на графике), отличное от других элементов. Можно предположить, что это связано с тем, что «потеря» натрия и кальция при палагонитизации — процесс очень ранний, и не-



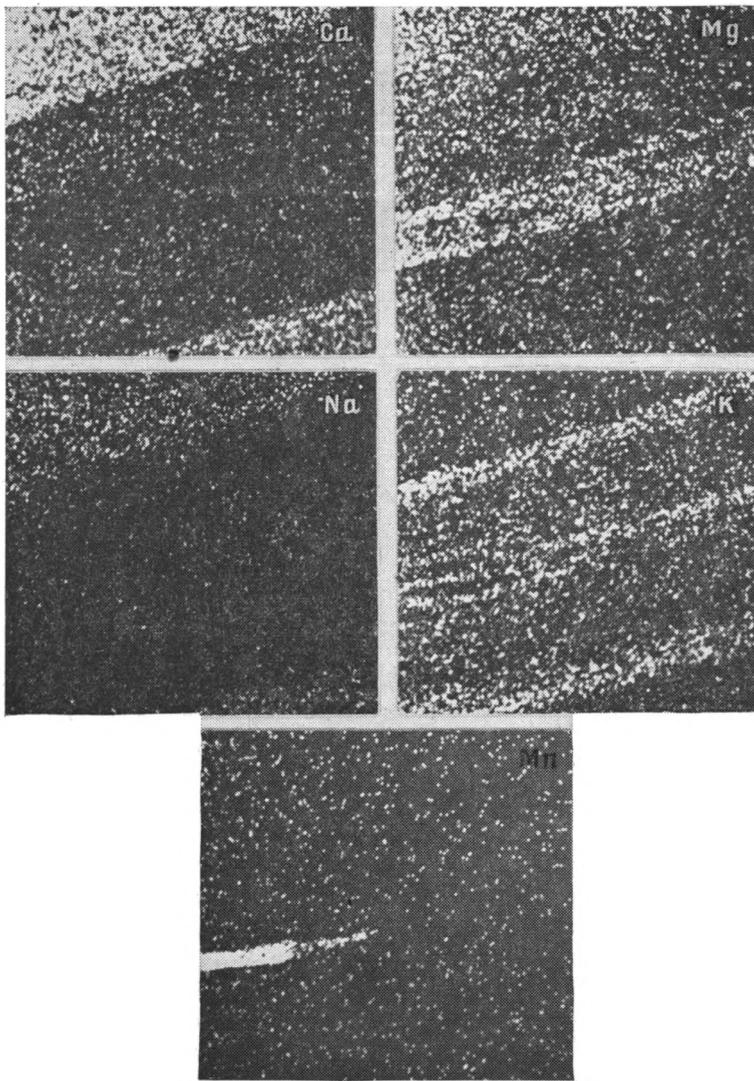
Фиг. 2. Распределение элементов по данным качественного рентгеноспектрального анализа, в стекле (I) и палагонитовой каемке (II). Площадь снимков  $200 \times 200$  мкм

значительный их «остаток» уже не играл сколько-нибудь существенной роли в последующих преобразованиях.

Химическая неоднородность палагонита, очевидно, предопределил дальнейшее катагенетическое минералообразование. Возможно, в частности, что наблюдаемая концентрация магния по периферии палагонитовых корок послужит «строительным материалом» для гидроталькита, широко развитого в рассматриваемых гиалокластитах (см. ниже).

Интересно поведение марганца (см. фиг. 2), образующего резко обособленную микролинзочку. По-видимому, такая концентрация этого элемента не связана с общим процессом изменения стекла и является продуктом наложенного гидротермального привноса рудного вещества в трещиноватую породу.

Как известно, палагонитизация обычно сопровождается цеолитизацией. Однако в изученных гиалокластитах цеолиты как бы уступили место другим аутигенным минералам, принадлежащим к редкой группе гидроталькита. Среди осадочных пород эти минералы до недавнего времени были неизвестны. Впервые гидроталькиты были описаны из соленосных отложений [4], а в настоящее время появились сведения о их присутствии в океанах — среди продуктов постседиментационных преоб-



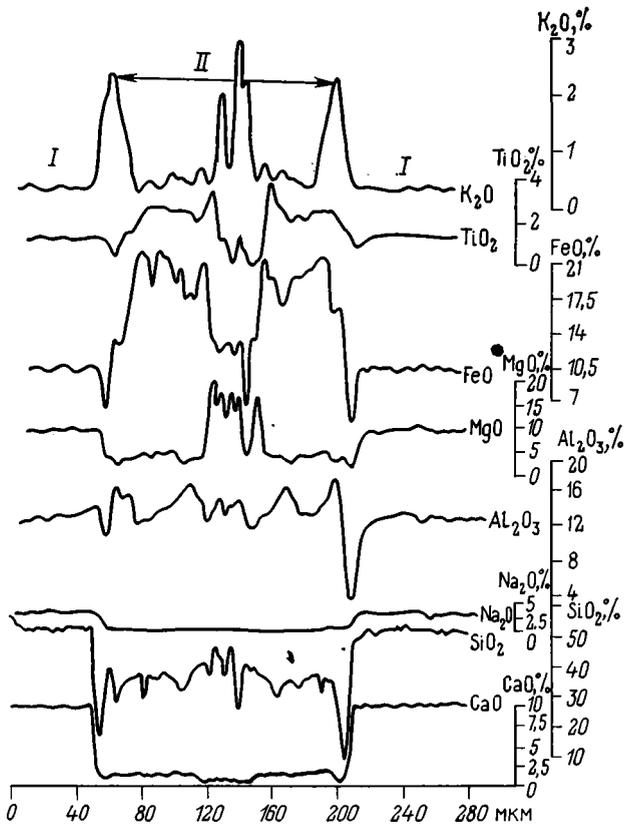
Фиг. 2

разований вулканогенно-осадочных пород. Обращает на себя внимание в этом отношении работа, посвященная вторичному минералообразованию в карбонатно-обломочной (базальтовой) толще подводных гор западной части Атлантики [3]. Это, вероятно, первое подробное исследование гидроталькизации океанских отложений и ее места среди других минеральных изменений.

В рассматриваемом образце гиадокластивой брекчии встречен минерал, очень сходный по оптическим данным и облику с минералом, описанным в работе [3]. Для подтверждения его принадлежности к группе гидроталькита был изучен состав с помощью электронного рентгеновского микроанализатора. Получены следующие средние содержания главных компонентов, %:  $MgO$  30,1,  $Al_2O_3$  21,69 и S 4,6 ( $SO_4$  13,8); расчет приблизительной кристаллохимической формулы минерала показал, что помимо анионов  $SO_4$  в нем должны присутствовать и анионы  $CO_3$  (4,12%); вода (структурная) составляет 9,53%. Все это подтверждает принадлежность минерала к группе гидроталькита.

В шлифах гидроталькит<sup>1</sup> имеет вид пластинчатых кристаллов (до 0,03—0,08 мм), образующих обычно веерообразные агрегаты. Они сла-

<sup>1</sup> Так как группа гидроталькита включает несколько минералов, а точное определение встреченного минерала пока не удалось сделать, мы условно его будем называть гидроталькиитом.



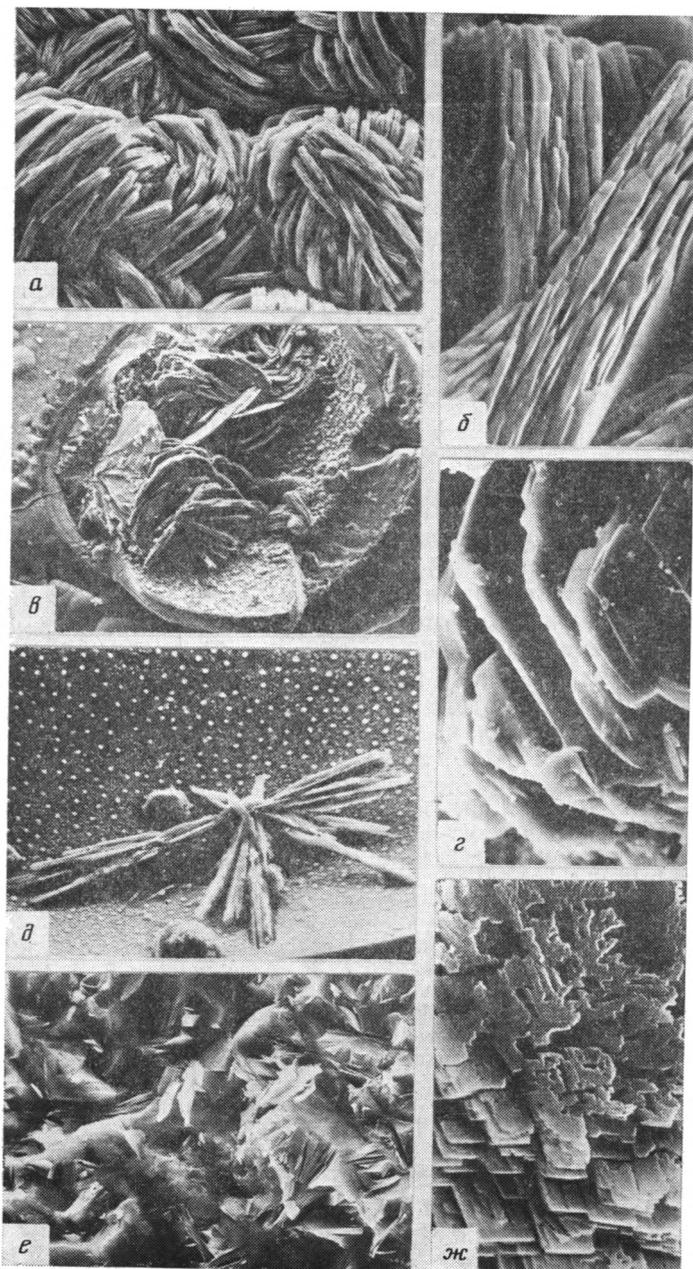
Фиг. 3. Графики содержания окислов по пересечению через стекло (I) и палагонитовые каймы (II)

гают кристификационные оболочки на стенках пор в базальте, выполняющие трещинки между палагонитовыми каемками и замещают отдельные зоны в полностью палагонитизированных фрагментах стекла (см. фиг. 1, 2); местами гидроталькит «съедает» большую часть таких фрагментов, и от них сохраняются лишь контуры отдельных более железистых зон. Наблюдаются также небольшие (<1 см) участки, где гидроталькит слагает связующую массу гиалокластита; по-видимому, он развивался здесь по карбонатному осадку, реликты которого присутствуют в гидроталькитовой массе.

Выделения гидроталькита видны и невооруженным глазом — они имеют светлый цвет и хорошо различаются на фоне бурого палагонита. Это позволило выбрать участки с гидроталькитом для просмотра на сканирующем электронном микроскопе (фиг. 4)<sup>2</sup>.

Минерал образован кристаллами пластинчатой формы. В одних случаях они хорошо индивидуализированы (см. фиг. 4, г), в других образуют характерные агрегаты; обычно это пакеты кристаллов толщиной в несколько микрометров; они могут быть в разной степени изогнуты и свернуты в «розы» и клубки (см. фиг. 4, а, б). Лучшее всего минерал устанавливается в порах палагонитизированного стекла. Одни из них почти целиком забиты гидроталькитом, причем он может либо образовывать беспорядочную массу, либо слагать плотную кристификационную оболочку (300 мкм) и менее плотное «ядро» из разнообразно ориентированных индивидов. Там, где поры лишь частично заняты гидроталькитом, в кристаллах хорошо проявляется идиоморфизм (см. фиг. 4, в, г). Наконец, встречаются поры, на стенках которых рассеяны лишь отдельные кристаллы; они имеют вид либо ромбоидальных пластинчатых агрега-

<sup>2</sup> Исследование выполнено Н. Д. Серебренниковой.



Фиг. 4. Характер выделения *гидроталькита* в палагонитизированном гиалокластите (под сканирующим электронным микроскопом)  
*a* — увел. 1500; *б* — увел. 15 000; *в* — увел. 300; *г* — увел. 3000; *д* — увел. 1500; *е* — увел. 3000; *ж* — увел. 15 000

тов (см. фиг. 4, *ж*), либо звездовидных выделений (см. фиг. 4, *д*). Иногда в таких кристаллах хорошо проявляются следы растворения.

Кроме пористых участков был просмотрен участок, где *гидроталькит* развит в связующей массе мелкообломочного гиалокластита, образуя как бы скопление прожилков. Здесь этот минерал встречается в виде беспорядочной массы мелких слабоиндивидуализированных кристаллов (см. фиг. 4, *е*).

Некоторые поры, инкрустированные *гидроталькитом*, выполнены тонко- и мелкокристаллическим кальцитом, представляющим более позднюю генерацию постседиментационных минералов.

Структурные соотношения позволяют наметить, таким образом, следующую последовательность преобразований гиалокластитов: палагонитизация стекла, формирование гидротальцитовых минералов, выделение кальцита. Необычно в такой последовательности отсутствие цеолитов. Это отличает описанные изменения от наблюдавшихся на подводных горах Атлантики [3], где образованию *гидроталькита* предшествовала цеолитизация, и тем более от изменений в других местах, где отмечается присутствие цеолитов и не указывается гидроталькит; в частности, изучение палагонитизированных гиалокластитов в районе трансформного разлома Марии Целесты (Индийский океан) показало присутствие К—Na-разновидности филлипсита [5]; минералы группы гидроталькита здесь отсутствуют.

Формы выделения *гидротальцитов* и цеолитов весьма сходны: обрастание стенок пустот, выполнение трещинок, развитие по связующей массе. Такое сходство, вероятно, обусловлено тем, что и цеолитизация, и гидроталькитизация относятся к одной стадии постседиментационного преобразования.

Остается неясным вопрос, что определяет течение либо одного, либо другого процесса. Среда, в которой они могут протекать, должна быть одинаковой (щелочной), следовательно, причина не в ней. Палагонитизированные гиалокластиты разных регионов, с которыми ассоциируют оба эти минерала, тоже близки (базальты). Напрашивается предположение, что формирование *гидроталькита* происходит при дефиците  $\text{SiO}_2$  в осадках, где протекало аутигенное минералообразование. И действительно, в зал. Таджура биогенное кремненакопление практически отсутствует. Для подтверждения этого предположения необходим дополнительный фактический материал.

#### Литература

1. *Боронихин В. А., Цепин А. И.* Программа универсальная для расчета поправок и статистической обработки результатов текущих измерений при количественном рентгеновском спектральном микроанализе (Пума).— В кн.: Сборник СКБРА. Л.: Машиностроение, 1980, с. 204—217.
2. *Коссовская А. Г., Петрова В. В., Шутов В. Д.* Минеральные ассоциации палагонитизации океанических базальтов и проблемы экстракции рудных компонентов.— *Литология и полез. ископаемые*, 1982, № 4, с. 10—31.
3. *Лисицына Н. А., Дриц В. А., Соколова Г. В., Александрова В. А.* Новый комплекс вторичных минералов — продуктов низкотемпературных преобразований вулканогенно-осадочных пород, залегающих на базальтах подводных гор Атлантического океана.— *Литология и полез. ископаемые*, 1985, № 6, с. 20—39.
4. *Соколова Т. Н.* Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения. М.: Наука, 1982. 162 с.
5. *Хворова И. В., Воронин Б. И.* К познанию процесса палагонитизации.— *Литология и полез. ископаемые*, 1984, № 1, с. 143—147.

Геологический институт АН СССР,  
Москва

Поступила в редакцию  
16.XII.1985

УДК 553.64(569.1)

## **ЛИТОЛОГО- ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СИРИЙСКИХ ФОСФОРИТОВ**

**МУРАВЬЕВ В. И., АХМАД А.**

Установлено, что в процессе седиментации зернистых фосфоритов участвовали крупные (гравийные и галечные) костные фрагменты. В современном состоянии механическая прочность этих фрагментов резко меньше, чем прочность фосфатных копролитов, оолитов и примеси кварцевых и доломитовых зерен. В процессе эксплуатации происходит измельчение костного фосфата до частиц алевритовой размерности и выдувание богатого  $P_2O_5$  вещества, что заметно обедняет промышленный концентрат полезным компонентом. Для сохранения кондиционности концентрата предлагается изоляция всех транспортных линий на месторождениях.

Основные месторождения зернистых фосфоритов Сирии сосредоточены в кампанских отложениях и пространственно приурочены к зоне сочленения центральных Пальмирид и собственно платформенной части Аравийской плиты. Они принадлежат к обширной Аравийско-Африканской фосфоритоносной провинции, сосредотачивающей в себе более половины мировых запасов фосфатного сырья [3, 5]. Высокие содержания фосфора в исходном сырье позволяют получать промышленный концентрат при минимальных затратах на обогащение. Однако положение месторождений в аридной зоне и близкое к поверхности залегание продуктивных пластов определили их слабую засоленность (содержание  $Cl$  может достигать 0,3%). В отдельных случаях наблюдается возрастание содержания магния (до нескольких процентов) и кремнезема (до 10%). Наиболее часто отмечается возрастание кремнезема и магния при попытках освободиться от воднорастворимых солей методами водной промывки и последующей сушки с помощью аэроциклона.

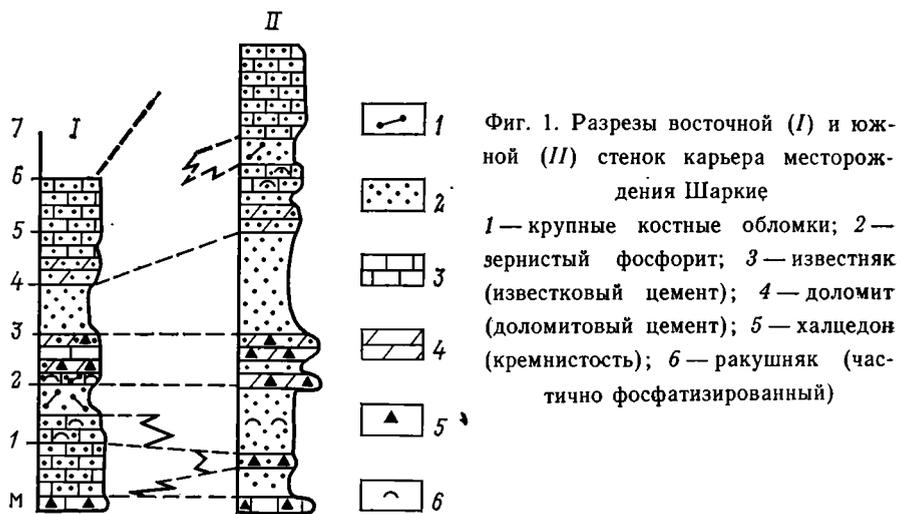
\* Исследование сирийских фосфоритов было предпринято в первую очередь с целью установления особенностей распределения различных минеральных фрагментов в их составе и особенностей цементации. Важно было выяснить также влияние состава и структуры на условия обогащения при существующей технологии.

Необходимые аналитические работы проведены в химической лаборатории и лаборатории физических методов исследования минералов ГИН АН СССР. Определение фтора выполнено в химической лаборатории ИГЕМ АН СССР.

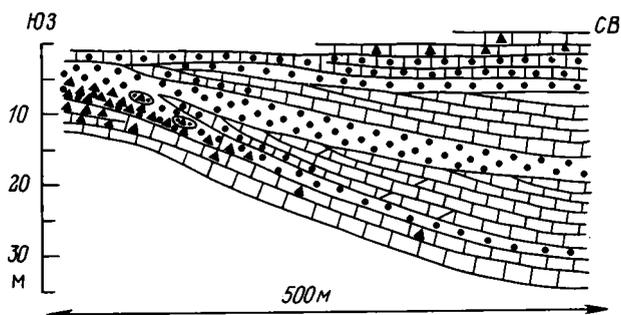
**Формы фосфоритовых тел.** В настоящее время на месторождениях Кнейфис и Шарки на всю мощность вскрыты продуктивные горизонты фосфоритов (фиг. 1). По периметру стенки карьеров протягиваются на многие километры, что позволяет детально проследить изменчивость пластов; их латеральные переходы, появление линз, сцементированных кальцитом, доломитом или кремнеземом.

Месторождение Шарки расположено в пределах собственно платформенной части рассматриваемого региона. Углы падения пластов не превышают  $1-1,5^\circ$ , а изменения мощностей продуктивных тел связаны с незначительными неровностями палеорельефа. Месторождение Кнейфис приурочено к южной периклиналильной части хребта Лабтар, соответствующего одноименной антиклинальной структуре центральных пальмирид. Эта структура вытянута параллельно генеральному осевому направлению Пальмирид, а вдоль юго-восточного борта ее протягивается линия разлома, являющегося составным элементом Южно-Пальмирского шва [4].

Мощность вмещающих пород и продуктивных пластов в пределах месторождения Кнейфис меняется весьма заметно и зависит от структурного положения того или иного участка. Конседиментационный рост антиклинальной структуры Лебтар обусловил сокращение мощностей зернистых фосфоритов в ее присводовой части, но в значительно большей степени в этом же направлении изменяются мощности кремнистых и карбонатных тел, расчленяющих и перекрывающих продуктивные горизонты (фиг. 2).



В обоих месторождениях фосфоритовые тела подстилаются доломитизированными кремнистыми известняками и кремнями. Степень доломитизации и кремнистости различна. В наиболее поднятых участках кремнисто-карбонатные породы сопровождаются линзами собственно халцедоновых кремней. На антиклинальной структуре Лебтар пачка халцедоновых кремней достигает мощности 20 м. В кровле ее отмечается переходная зона, представляющая кремнистыми фосфоритами, выше которой залегает нижний пласт рыхлых зернистых фосфоритов. При движении от



Фиг. 2. Профильный разрез южной части месторождения Кнейфис. Условные обозначения см. на фиг. 1

поднятых участков в сторону прогиба наблюдается увеличение мощности нижнего фосфоритового пласта. Наряду с этим уменьшается доля кремнистого цемента в переходном слое кремнистых фосфоритов вплоть до почти полного исчезновения кремнезема из состава слоя, в котором остаются лишь редкие желвачки фосфоритов, сцементированных халцедоном. Эффект исчезновения цемента дополнительно увеличивает мощность рыхлого продуктивного горизонта зернистых фосфоритов. При дальнейшем прослеживании нижнего слоя в сторону прогиба происходит обеднение его фосфатным материалом и нарастание количества карбонатных фраг-

ментов в его составе. В этом же направлении наблюдается и изменение размеров обломков, образующих зернистые фосфориты. На поднятых участках среди песчано-гравийной основной массы присутствуют костные фрагменты размером до 10—15 см. В прогнутой зоне на расстоянии 0,5 км в составе фосфорита доминируют оолитовые зерна (до 0,5 мм).

В месторождении Шарки на поднятых участках палеорельефа вместе с крупными (10—20 см) костными фрагментами в фосфоритовых пластах отмечаются скопления раковин устриц. Карбонатный материал в них замещен фосфатом лишь частично. Наблюдается также пятнистое окремнение отдельных участков устричных банок. В западинах рельефа помимо фосфатного материала песчаной размерности сгружены обломочки раковин и крупные бентосные фораминиферы.

Таким образом, гидравлическая крупность исходного материала предопределила не только состав продуктивного пласта, но и состав разубоживающей его массы карбонатов. Наряду с этим пространственное ограничение тел определяется, с одной стороны, их линзовидностью, а с другой — наличием или отсутствием цемента или разубоживающего материала. Кремнистый цемент в максимальной степени проявляется в основании фосфоритовой пачки, над поднятыми участками палеорельефа. Кальцитовый цемент возникает за счет перекристаллизации разубоживающего фосфориты карбонатного детрита. Максимальные количества его накапливались в западинах палеорельефа и соответственно в прогнутых участках зоны фосфатонакопления. Наряду с этим карбонатный материал (раковинный детрит) периодически, при ослаблении темпа фосфатонакопления становился вторым породообразующим компонентом осадков. В общем случае интенсивность накопления карбонатного и карбонатно-кремнистого разубоживающего материала в пределах поля фосфатонакопления возрастала одновременно с усилением прогибания дна бассейна. Именно с этим обстоятельством связано значительно более резкое изменение мощностей карбонатных и карбонатно-кремнистых пачек, расчленяющих рыхлые фосфориты, чем изменение мощностей самих зернистых фосфоритов. Более того, в месторождении Кнейфис (см. фиг. 2) одновременно с появлением карбонатных линз резко сужалось поле фосфатонакопления, а фосфориты сменялись по простиранию пластами известняков с рассеянными зернами фосфатов. Раскристаллизация карбонатного материала цемента фосфоритов весьма различна. В общем случае в крупнозернистых фосфатных песчаниках и гравелитах кальцитовый материал перекристаллизован полностью. Исходный раковинный детрит и раковины крупных бентоносных фораминифер узнаются лишь по теневым контурам, сохранность которых далеко не повсеместна. В участках наиболее полной перекристаллизации кальцита отмечается корродированность фосфатных зерен. В средне- и мелкозернистых песчаниках в исходном материале преобладали раковинки фораминифер, обломки мшанок и мелкий раковинный детрит, а содержание глинистого материала было значительно выше. Видимо, присутствие глинистого материала существенно сдерживало перекристаллизацию карбонатного материала в катагенезе. В таких песчаниках крупнокристаллический кальцитовый цемент распределен пятнисто, основная же масса карбоната кальция представлена спаянными фрагментами раковинного детрита.

Соотношение масс цемента и песчаного (фосфатного) материала различно. В пределах рудного поля месторождения Шарки доминирует поровый цемент, но в карбонатно-кремнистой пачке, разделяющей нижний и верхний пласты зернистых фосфоритов, присутствуют и песчаники с базальным карбонатным цементом и известняки с рассеянными зернами фосфатов.

В месторождении Кнейфис эта тенденция повторяется. Расчленяющие рыхлые фосфориты линзы карбонатных пород в зоне их выклинивания представлены песчаниками с базальным карбонатным цементом, очень быстро переходящими по направлению к прогибу в известняки.

Доломитовый цемент присутствует вместе с кальцитом. В месторождении Шарки он отмечен в линзе карбонатно-кремнистых пород над

нижним пластом рыхлых фосфоритов и в основании верхней песчаниковой плиты, венчающей кампанскую фосфоритовую пачку. Кристаллы доломита имеют размеры 0,1—0,8 мм и распространены либо в виде вкрапленников в массе кальцита, либо образуют сплошные массы, включающие лишь реликты кальцитового цемента. Зерна фосфатов в контакте с доломитом не затронуты коррозией, но реликтовой биоморфной структуры карбонатного материала установить не удается. Первичное присутствие раковинного детрита видно лишь в ядрах фосфатных оолитов. Доломит в ядрах оолитов не отмечен. Петрографические взаимоотношения его с другими элементами пород свидетельствуют о наложенной метасоматической природе.

Появление доломита лишь на некоторых стратиграфических уровнях, знаменующих изменение типа осадков, может быть интерпретировано по схеме Адамса и Роде [6] как результат фильтрации в исходные осадки упаренных вод с резко измененным значением Mg/Ca. По расчетам, приведенным в работе [8], реакция доломитизации карбоната кальция наблюдается при контакте упаренных морских вод с кальцитом, если в результате эвапоритизации величина Mg/Ca достигла 30. Доломитизация рифовых построек по такой схеме описана в работах [7, 9 и др.]. Обширный рельеф в аридной зоне на северном склоне поднятия Рутба мог служить поставщиком упаренных тяжелых рассолов, стекавших по дну в сторону Пальмирского трога и скапливавшихся на дне бассейна перед конседиментационными поднятиями.

Кремнистый цемент фосфоритов максимально распространен в основании верхнекампанских фосфоритов. Гомогенная пачка халцедоновых кремней в кровле имеет сложную брекчиевидную структуру. Главными структурообразующими элементами в переходном слое являются равные блоки халцедона с отщепленными и загнутыми краями, облегающие гнезда фосфатных песков и гравелитов. Выше доля зернистого фосфатного материала возрастает, и среди блоков и гнезд песчаников, сливающихся между собой, внедрены искривленные пленки и обрывки слоев халцедона. Метасоматическое замещение зернистых фосфатных фрагментов кремнеземом не отмечено. Деформированные блоки халцедона свидетельствуют о метаколлоидном состоянии кремнистого вещества во всем его объеме в момент седиментации. Структура такого вида свидетельствует о том, что внедрение песчаных масс в кремнистое вещество произошло тогда, когда кремнистый осадок не был литифицирован. Расчленение его на блоки, деформация пластичных блоков и смешение фрагментов осуществлялись одноактно, без переотложения и усреднения состава пород во всем ее объеме.

Существенно иначе выглядит кремнистый пласт (линза), расчленяющий нижний и средний фосфатные пласты. Этот пласт перекрывается микрозернистыми известняками, и в нем не отмечено механического дробления колломорфной кремнистой массы.

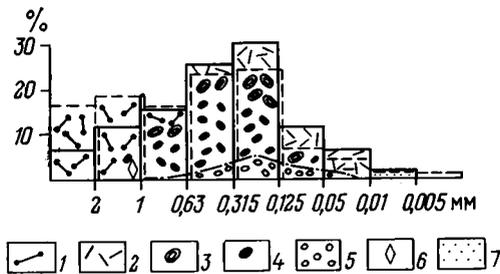
**Минералого-петрографический состав зернистых фосфоритов.** Продуктивные фосфоритовые горизонты месторождений Кнейфис и Шарки сложены песчаными и песчано-гравийными разностями зернистых фосфоритов. В отдельных случаях присутствуют прослои, включающие примесь обломков галечной размерности. Вещественный состав пород строго связан с размерностью слагающих обломков. Так, среди наиболее крупных обломков присутствуют раковины устриц и крупные кости рыб и рептилий. Обломки гравийной размерности представлены фосфатизированными известняковыми разностями и копролитами, частично или полностью фосфатизированным раковинным детритом и костным материалом. В песчаных фракциях (2—0,06 мм) помимо фосфатизированных обломков известняков и копролитов, раковинного и костного детрита значительную роль играют оолиты. Количество последних максимально в интервалах 0,5—0,1 мм. Наряду с этим в песках (и песчаных фракциях) непременно содержатся окатанные зерна кварца и редкие обломки кремнистых пород. Скорее всего появление обломков халцедона связано с частичным размывом подстилающих нижнекампанских кремнистых по-

Гранулометрический состав и содержание  $P_2O_5$  в зернистом фосфорите, %

Содержание	Фракция, мм								
	>2	2—1	1—0,63	0,63— —0,315	0,315— —0,125	0,125— —0,05	0,05— —0,01	0,01— —0,005	<0,005
В исходной породе	15	18	25	20	21	6	4	Следы	
После ситового анализа	6	11	14	23	29	10	5	1	Следы
$P_2O_5$	34,33	32,33	35,48	33,14	31,76	34,45	33,76	22,16	Не опр.

род. Любые из перечисленных видов обломочного материала могут присутствовать в качестве ядер в фосфатных оолитах.

Таким образом, некоторое количество примеси кальцита и кварца непременно присутствует даже в прецизионно отобранном фосфатном материале. Степень разбавления фосфата кальция примесью кальцита и кварца (как в виде свободных зерен, так и зерен, включенных в оолиты) иллюстрируется таблицей фракционного содержания  $P_2O_5$  в одном из типичных образцов зернистого фосфорита (табл. 1). В этой же таблице отражено и изменение механического состава породы, прошедшей лишь сухое рассеивание без истирания. Гранулометрический спектр песков, получаемый при стандартном механическом анализе, лишь частично отражает состав осадка в момент его образования. Обломки костного материала, гравийной и галечной размерности, устойчивые к разрушению в момент образования осадков, оказываются в настоящее время настолько рыхлыми, что разрушаются на мелкие обломки уже при первом соприкосновении. Это неизбежно искажает первичное соотношение обломков различной размерности и заставляет опираться при определении первичной гранулометрии осадка на данные, получаемые прямым измерением размеров обломков в шлифах, приготовленных из пород с ненарушенной структурой.



Фиг. 3. Гистограмма и вещественный состав образца зернистого фосфорита из нижней пачки месторождения Кнейфис 1 — костные фрагменты; 2 — костный детрит; 3 — оолиты; 4 — копролиты и обломки фосфатизированных известняков; 5 — кварц; 6 — карбонатные обломки; 7 — глинистые частицы. Пунктирная линия — гистограмма по шлифу (структура не нарушена); сплошная линия — гистограмма по результатам ситового анализа

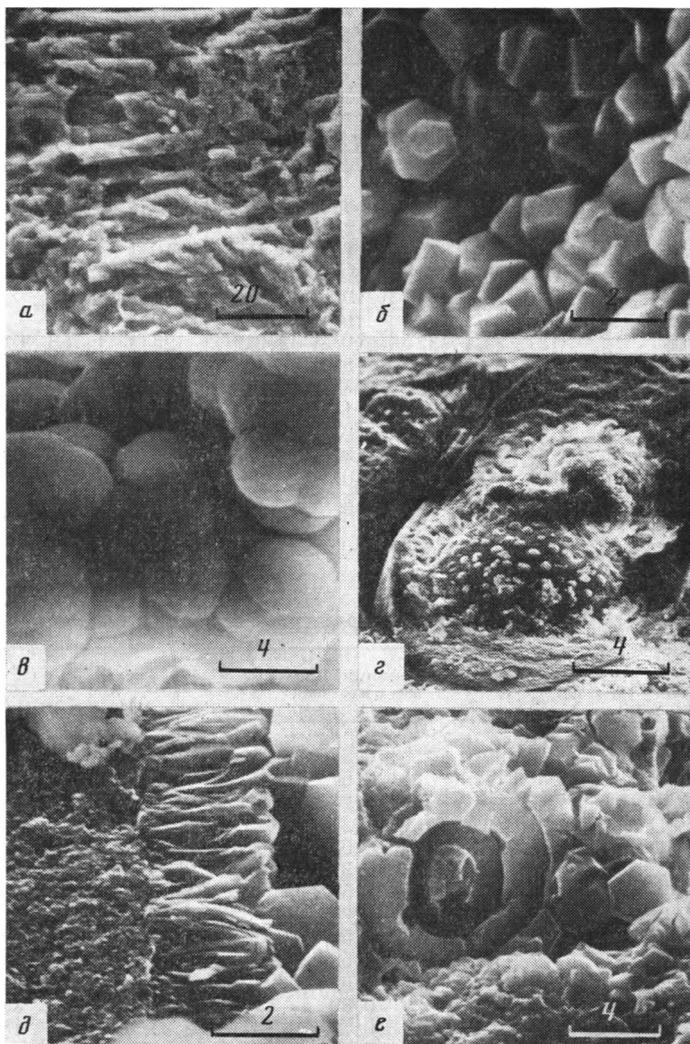
Значительно более стойкими к механическому дроблению оказываются раковины моллюсков и раковинный детрит. Механическая стойкость карбонатных обломков и их первичные размеры определили некоторое снижение  $P_2O_5$  во фракции 2—1 мм. Соответственно кварц оказывается приуроченным к фракции гранулометрического максимума, и именно его присутствие влияет на занижение содержания  $P_2O_5$  во фракции 0,315—0,125 мм. Немаловажное значение имеет и то обстоятельство, что даже самые незначительные механические воздействия резко снижают коли-

чество исходно крупных фракций и завышают количества мелких фракций (см. табл. 1). На фиг. 3 в виде доли в столбиках гистограммы отражено и соотношение различных фрагментов, слагающих те или иные размерные фракции зернистого фосфорита. С уменьшением размера частиц растет доля оолитов, но до определенного предела (около 0,1 мм). Костные же фрагменты распределены полярно, сосредотачиваясь в наиболее крупных (>1 мм) и мелких (<0,1 мм) фракциях.

Эта особенность зернистых фосфоритов существенно отражается на кондиционности добываемого концентрата. Лабораторные исследования материала, отобранного при опробовании пластов, показывают неизменно более высокие содержания  $P_2O_5$ , чем содержания полезного компонента в реальных концентратах, полученных при промышленном обогащении. На каждом этапе промышленной обработки (взятие ковшом экскаватора, нагрузка в кузов машины, ссыпание в приемный бункер, рассеивание, транспортировка на лентях транспортера до товарного бункера) происходит измельчение наиболее богатых  $P_2O_5$  крупных костных фрагментов и выдувание мелких песчаных фракций (0,06—0,2 мм). Таким образом, конечный продукт, освобожденный от сцементированных комков зернистого фосфорита и крупных раковин, тем не менее оказывается относительно обогащенным, сохранившимся от выдувания кварцем (а в отдельных случаях и кристаллами аутигенного доломита). Так, при лабораторном опробовании рыхлых зернистых фосфоритов из нижнего продуктивного пласта месторождения Шарские получено содержание  $P_2O_5$  28—30% при содержании  $SiO_2$  до 8%. В то же время в промышленном концентрате из того же горизонта обнаруживается повышенные количества  $SiO_2$  до 10% и более и падение содержания  $P_2O_5$  до 26%. В еще большей степени измельчается костный детрит при водной промывке материала, а последующее просушивание его в аэроциклоне приводит к практически полному удалению из концентрата фракций мельче 0,06 мм. Отмеченная особенность фосфоритов связана с тем, что первично механически стойкие костные обломки после окисления («выгорания») органического материала лишаются скрепляющего фосфатные волокна вещества и оказываются способными дробиться до весьма малых размеров. На фиг. 4, а видно строение костного фрагмента. Фосфатизированные обломки известняков и копролиты сложены негомогенизированным веществом, включающим участки полнокристаллического фосфата кальция (см. фиг. 4, б), натечные агрегаты (см. фиг. 4, в), сложенные мельчайшими кристаллическими частицами, морфологию которых нельзя выявить при увеличении в 50 000.

Зерна практически любого состава, входящие в набор частиц, участвовавших в седиментации, могут быть включены внутрь оолитовых зерен, при этом толщина оолитовой оболочки произвольная. Однослойная оболочка, охватывающая крупный обломок, может быть несоизмеримо меньше массы ядра, и тогда бинокулярное исследование заставляет относить зерна к оолитам, но в сколе или срезе можно видеть, что абсолютно доминирующим веществом такого «оолита» является вещества ядра (см. фиг. 4, г). При рассмотрении каймы оолита (фиг. 4, д) видно, что слой состоит из субмикроскопически зернистого вещества (внутренняя зона) и крустификационной оболочки (внешняя зона), состоящей из системы сросшихся кристалликов, толщиной приблизительно 0,5 и высотой до 3 мкм, ориентированной по единичной оси перпендикулярно к поверхности оолита. Этим определяется оптическое удлинение каемок оолитов. Соотношение толщин ультрамикрозернистой части оболочки и крустификационной кристаллической пленки также бывает произвольным, но в подавляющем числе случаев внутренний слой многократно превышает по мощности крустификационную пленку, толщина которой достаточно стандартна (~3 мкм).

Показатели преломления гомогенной массы фосфатизированных известняков и копролитов варьируют в достаточно больших (от 1,597 до 1,620) пределах и зависят как от степени окристаллизованности фосфатного материала, так и от состава и количества примесей. При этом на-



Фиг. 4. Наноструктура фосфатных обломков  
*a* — костный обломок; *б* — копролит (участок, сложенный полнокристаллическим фосфатом); *в* — копролит (участок, сложенный натечными формами фосфата); *г* — оолит (в ядре — фосфатизированная фораминифера); *д* — оолит (крустификационная кайма, образующая внешнюю зону оолита); *е* — обломок фосфатизированного известняка (фрагменты кокколита и гексаглинальные пластинки франколита в теле зерна). Масштаб, мкм

блюдается лишь тенденция увеличения показателя преломления  $N$  при интенсификации окраски обломка, не обязательная для всех зерен фосфата. Отмечается и возрастание показателя преломления с увеличением двупреломления, но это также проявляется лишь как тенденция, не обязательная для всех зерен. Таким образом, и степень кристалличности и упорядоченности ориентировок кристалликов, отраженная в интенсивности двупреломления, не единственная причина изменения  $N$  фосфатов. Наибольшим постоянством оптических свойств отличаются крустификационные каемки на оолитах. Их показатель преломления колеблется в пределах 1,600—1,605. Подобное распределение оптических свойств фосфатных зерен связано, по-видимому, с незавершенностью процессов кристаллизации первичного фосфатного вещества, хотя дифрактометрические исследования свидетельствуют о достаточной унификации кристаллической природы вещества фосфатов (табл. 2). Неравномерность перекристаллизации первично различных обломков отражена в том, что костный детрит в настоящее время практически полностью отвечает составу

Данные дифрактометрии фосфатов обр. 92/83 (нижний пласт, м-ние Шаркие)

Костный детрит				Оолиты			
<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>
7,98	2	2,056	3	7,98	3	2,065	5
4,66	1	1,991	2	3,43	30	1,991	5
4,01	3	1,875	12	3,15	10	1,925	25
3,85	3	1,832	30	(3,03)*	20	1,872	20
3,43	30	1,787	10	2,78	100	1,831	30
3,16	8	1,742	10	2,68	50	1,783	15
3,05	12	1,732	10	2,61	25	1,758	10
2,78	200	1,721	15	2,491	7	1,721	10
2,69	50	1,632	4	2,278	15	1,600	5
2,62	25	1,601	1	2,232	20	1,523	5
2,50	1	1,523	2	2,122	5	1,450	10
2,278	5	1,463	10	2,086	5	1,439	5
2,241	20	1,449	10			1,415	5
2,131	6	1,420	5				

\* В скобках приведен рефлекс кальцита.

Таблица 3

Химический состав различных фрагментов зернистых фосфоритов, %

Компонент	Порода	Фосфатизированные известняки	Оолиты	Костные обломки
SiO <sub>2</sub>	7,69	6,35	4,98	0,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,67	0,87	0,90	0,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	0,23	0,50	0,06
MgO	0,83	0,21	0,11	0,22
K <sub>2</sub> O	0,08	0,07	0,30	0,06
Na <sub>2</sub> O	1,13	0,37	0,32	1,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	31,71	31,53	34,75	33,96
CaO	46,32	48,28	50,66	51,64
F	2,56	2,50	2,93	2,37
CO <sub>2</sub>	3,03	3,58	3,43	2,87
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,97	0,62	1,77	2,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,09	0,30	0,45	0,68
SO <sub>3</sub>	0,70	0,70	0,25	0,60
Cl	0,27	0,08	0,13	0,27
C	0,15	—	—	0,51

Примечание. Порода и костные обломки анализировались в природном состоянии; обломки фосфатизированных известняков и оолиты — после лабораторного фракционирования с отмучиванием в воде.

франколита. В то же время в дифрактограммах оолитов, содержащих как хорошо раскристаллизованные участки и пленки, так и массы, сохранившие натечный характер структуры, наряду с рефлексами франколита присутствуют рефлексы, ближе соответствующие коллофану и гидроксилатапиту.

В химическом составе различных фосфатных фрагментов (табл. 3) отмечается заметное увеличение примеси SiO<sub>2</sub> в фосфатизированных зернах. Это может быть связано с изначальным агрегатным строением замещенных фосфатом зерен (обломков известняков, копролитов). В их составе в ряде случаев обнаруживается присутствие мельчайших участков окремнения. Поскольку в ядрах оолитов, кроме того, присутствуют обломки фосфатизированных известняков и даже обломки кварца, повышение количеств кремнезема в составе оолитов также может быть связано с их гетерогенностью.

Заканчивая рассмотрение состава фрагментов в зернистых фосфоритах, следует обратить внимание на заметно повышенное содержание H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> в костных фрагментах, что является одним из подтверждений незавершенности перестройки структуры фосфатного вещества. По-видимому,

Содержание элементов-примесей в фосфорите из нижнего пласта месторождения Шаркие, г/т

Элемент	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Ba	Nb	Pb	Y	U
Порода в целом	29	44	182	79	1444	136	18	17	30	58
Костный детрит	16	22	180	79	1329	509	20	14	20	17
Оолиты	16	25	148	79	1415	131	20	12	31	24
Фосфатизированные обломки известняков	—	—	—	—	—	—	—	—	—	23

гидроксилкарбонатапатит костных фрагментов отличался от хемогенно возникающих форм фосфатов, уже в момент формирования содержавших элементы фторкарбонатапатита. По данным Г. Н. Батурина [1], костные остатки рыб в прижизненном состоянии практически лишены фтора, но при литификации на фоне потери воды и  $C_{орг}$  в их составе появляется фтор.

Перестройка структуры фосфатного вещества, описанная В. З. Блисковским [2], и катагенетическое изменение фосфатов сопровождается увеличением значения  $F/P_2O_5$  при одновременной потере  $CO_2$ . По мнению В. З. Блисковского, такая перестройка приводит к появлению в массе частиц, сложенных субмикроскопическим фосфатным веществом точечных включений кальцита. Примесь кальцитовой «сыпи» отмечается в фосфатных пеллетах, но идентифицировать природу аутигенной кальцитовой примеси практически невозможно. Среди карбонатных частиц отчетливо микроскопически определяются реликты раковинок фораминифер, а при изучении в сканирующем электронном микроскопе видны фрагменты кокколитов (см. фиг. 4, е). Таким образом, доля вероятного возникающего свободного карбоната кальция неуловима на фоне реликтов исходного карбонатного вещества, хотя рефлекс кальцита проявлен на дифрактограммах оолитов достаточно отчетливо. По относительной интенсивности этого рефлекса количество примеси кальцита можно оценить в 5—8%. Распределение элементов-примесей между различными по природе обломками фосфатного вещества достаточно стабильно. Установленные рентгенофлуоресцентным методом элементы (табл. 4) содержатся в соизмеримых количествах в различных фрагментах. Можно лишь отметить преимущественное сосредоточение Ba в костных обломках и, по-видимому, Ni, Cu и U в тонких фракциях, хотя вероятно и удаление U в растворенной форме с водой.

\* \* \*

Накопление кампанских фосфоритов Сирии происходило на участках дна палеобассейна, примыкавших к зоне резкого перегиба шельфовой области, на стыке ее с Пальмирским трогом. Значительная удаленность участков фосфатонакопления от суши (многие сотни километров) предопределила незначительную загрязненность фосфатных руд терригенным (кварцевым) материалом. Гранулометрия осадков свидетельствует о высокой гидродинамической активности в области накопления зернистых фосфоритов. Именно это обстоятельство обеспечило появление хорошо отсортированных песков и гравелитов, сложенных почти исключительно местным материалом (костные обломки, пеллеты, оолиты, раковинный детрит). С высокой гидродинамической активностью связано и первичное отсутствие карбонатного планктонного материала, удалявшегося с поднятых участков дна в моменты формирования рыхлых зернистых фосфоритов. Снижение гидродинамической активности немедленно сказывалось в появлении соизмеримых и даже доминирующих количеств карбонатного бентоса и планктона, что приводило в катагенезе к форми-

рованию фосфоритов с карбонатным цементом или известняков с рассеянными зернами фосфатов.

Появление доломитового цемента в фосфоритах вторично и осуществлялось, по-видимому, за счет фильтрации концентрированных, обогащенных Mg рассолов и реакции их с карбонатным веществом осадков.

Кремнистый цемент и кремнистые пласты и линзы появлялись в начальные моменты прогибания района при смене знака вертикальных тектонических движений.

Фосфатный материал зернистых фосфоритов сложен обломками костного материала, фосфатизированными пеллетами, обломками фосфатизированных известняков и оолитами.

Механическая прочность наиболее богатого полезным компонентом костного детрита существенно ниже прочности других фосфатных и карбонатных фрагментов и значительно ниже прочности кварца. В то же время кварц сосредоточен во фракции гранулометрического максимума, а кальцит — в гравийных фракциях. Такое распределение компонентов приводит к измельчению и выдуванию костных фрагментов при разработке и обогащении фосфоритов и сохранению кварца и некоторой части кальцита в концентрате. Для предотвращения потерь полезного компонента рациональна модернизация технологического процесса добычи и обогащения фосфоритов на месторождениях Кнейфис и Шаркие. Прежде всего требуется изоляция от внешней среды транспортных каналов во всей цепи переработки и перемещения фосфоритов на обогатительных фабриках. При промывке и сушке концентрата в аэроциклоне необходимы полный сбор фракций крупнее 0,05 мм и возврат их в промышленный концентрат.

#### Литература

1. Батурич Г. Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 230 с.
2. Блисковский В. З. Вещественный состав и обогатимость фосфоритовых руд. М.: Недра, 1983. 200 с.
3. Покрышкин В. И., Бойко В. С., Ильяшенко В. Я. Закономерности размещения месторождений зернистых фосфоритов Аравийско-Африканской провинции и Средней Азии.— Литология и полез. ископаемые, 1978, № 6, с. 102—119.
4. Сирия. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран/Под ред. Богданова А. А. Л.: Недра, 1969. 215 с.
5. Фролов В. Т., Покрышкин В. И. Условия образования фосфоритов северной части Аравийско-Африканской провинции и Средней Азии.— В кн.: Литология и генезис фосфатоносных отложений СССР. М.: Наука, 1980, с. 216—228.
6. Adams J. E., Rodes M. L. Dolomitization by seepage refluxion.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1960, v. 44, № 12, p. 1912—1920.
7. Berner R. A. Dolomitization of the Mid-Pacific Atolls.— Science, 1965, v. 147, № 3663, p. 1297—1299.
8. Deffeyes K. S., Lucia J., Weyl P. K. Dolomitization of recent and plio-pleistocene sediments by marine evaporite waters on Bonaire, Netherlands, Antills.— Dolomitization and limestone diagenesis; sympos. Soc. Econ. Paleontol. and Mineral; Spec. Publ., 1965, № 13, p. 71—88.
9. Schofield J. C., Nelson C. S. Dolomitization and quaternary climate of Niue island, Pacific ocean.— In: Pacific Geology. V. 13. Tokyo: Tokai Univ. press, 1978, p. 37—48.

Геологический институт АН СССР  
Москва

Поступила в редакцию  
29.VII.1985

УДК 553.64(517)

## **ХАРАНУРСКОЕ ФОСФОРИТОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ**

**ГЕОРГИЕВСКИЙ А. Ф.**

Дана характеристика потенциально промышленного фосфоритового месторождения; описано строение и фациальная изменчивость продуктивных отложений; реконструирована обстановка фосфатонакопления; приведены минералого-петрографическая и вещественная характеристики фосфоритовых руд и их классификация; описаны вторичные преобразования фосфоритов, рассмотрены особенности фосфатного вещества.

Харанурское месторождение расположено на юго-востоке Саян в северной части Хубсугульского фосфоритоносного бассейна, который частично заходит на территорию СССР из Монгольской Народной Республики. В литературе оно рассмотрено в единичных публикациях, отражающих представления начального этапа поисковых работ [1, 3, 8]. К настоящему моменту эти работы завершены и можно подвести основные итоги изучения месторождения.

**Общие сведения и краткая тектоническая характеристика.** Харанурское месторождение протягивается на 25 км узкой полосой близширотного простирания, выклиниваясь в западном и восточном направлениях. С юга оно ограничено массивами ультраосновных и основных пород, с севера — полями развития кембрийских карбонатных толщ. Запасы его сосредоточены на Урикском, Топхорском, Центральном, Харажелгинском и Боргутэйском участках. Из них 90% локализуется на участках Харажелгинском и Топхорском, которые и могут рассматриваться как возможные объекты промышленной разработки. В тектоническом плане месторождение приурочено к центриклинальному замыканию крупной синклинойной структуры и представляет собой моноклинал с углами падения пород от 30 до 80° (52°) и азимутом падения 350—360°. Структура моноклинали сложная блоковая, образованная в основном сочетанием систем разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простирания. Северо-западные нарушения, как правило, являются границами выделяемых на месторождении участков.

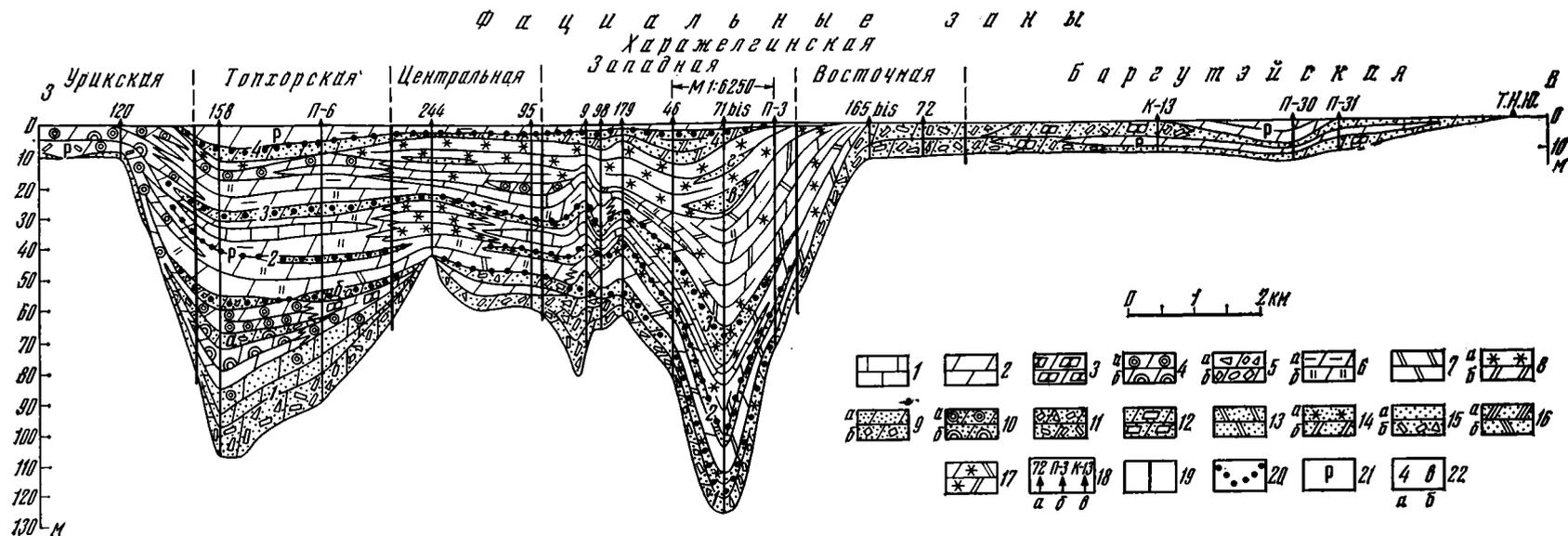
**Строение и особенности рудоносной забитской свиты и фосфоритной пачки.** Месторождение приурочено к отложениям забитской свиты, которые с разрывом залегают на терригенно-вулканогенных образованиях сархойской свиты и перекрываются доломитами табинзуртинской свиты. Границами забитской свиты служат перерывы в осадконакоплении, нижний из которых фиксируется базальным конгломератом, верхний устанавливается по бокситовому пласту в основании табинзуртинской свиты. Возраст забитской свиты, по данным разных авторов, считается рифей-вендским, вендским, нижнекембрийским, ордовикским. В наиболее полных разрезах свита имеет цикличное строение и состоит из трех циклов, представленных периодически повторяемым трансгрессивно-регрессивным рядом осадков [8]. Характеристика свиты приводится в табл. 1. Таким образом, как видно из табл. 1, фосфоритоносные отложения являются регрессивными образованиями одного из циклов забитской свиты. Тем самым подтверждается предположение И. Н. Семейкина о том, что в северной части Хубсугульского бассейна промышленные скопления фосфоритов формировались на фоне регрессивных этапов развития забитской трансгрессии [8].

В пределах месторождения забитская свита резко изменчива и характеризуется шестью типами разрезов, различающихся составом и мощностями отложений. Типы разрезов отражают фациальные зоны палео-

## Характеристика забитской свиты на Харанурском месторождении

Цикл	Пачка	Характеристика отложений	Мощность, м
I	Базальная	Полимиктовые гравелиты, доломитовые валунно-галечные конгломераты и седиментационные брекчии, онколитовые доломиты, мергели; сверху светло-серые массивные доломиты	0—75
	Подфосфоритная	В основании доломиты темно-серые тонкослоистые; выше — серые с пологоволнистой, линзовой и горизонтальной слоистостью; далее седиментационные доломитовые брекчии и онколитовые доломиты	0—216
	Фосфоритная	Фосфориты брекчиевые и конглобрекчиевые, слойковые и органоморфные; доломиты, глинистые сланцы; прослой известняков; сверху и внизу породы часто с обильной примесью терригенного кварца	0—130
II	Надфосфоритная	Пятнистоокрашенные светло-серые и серые седиментационные доломитовые брекчии, доломиты тонкообломочные и органогенные; сверху доломиты тонкогоризонтально-слоистые	35—100
	Фосфатсодержащая	Доломиты бурые, светло- и темно-серые, глинистые, обломочные; доломитовые фосфатсодержащие седиментационные брекчии; глинистые сланцы с прослоями известняков и слойковых фосфоритов	0—35
	Темноцветная	Известняки темно-серые с тонкой горизонтальной слоистостью; фациально переходят в доломиты. В основании обломочные породы с обильным терригенным кварцем	35—120
III	Сероцветная	Доломиты серые массивные, прослоями брекчиевые; сверху со строматолитами	300
			Общая мощность свиты 500—800 м

бассейна, площади которых в основном совпадают с выделяемыми на месторождении участками. Границы зон приурочены к разрывным тектоническим нарушениям, что доказывает конседиментационную природу последних. Наиболее отчетливо фациальные зоны выражены на уровне фосфоритной пачки, где отражен общий характер зональности свиты в целом (фиг. 1). Здесь в качестве основных выделяются Топхорская и Западно-Харажелгинская зоны, отвечавшие областям ускоренного компенсированного прогибания дна палеобассейна, которые были выражены в его рельефе в виде депрессионных морфоструктур. Их разделяла зона Центрального временного поднятия и ограничивали Урикская, Восточно-Харажелгинская и Боргутэйская зоны, соответствовавшие поднятиям разного ранга. В пределах депрессионных зон локализовались три четверти запасов месторождения и формировалась фосфоритная пачка карбонатно-глинистого и глинисто-карбонатного состава мощностью 70—130 м. Зоны поднятий характеризовались в основном подавленным фосфатонакоплением, резко сокращенной мощностью пачки (10—40 м) и различными условиями ее образования: на площади Центрального поднятия после продолжительного перерыва в осадконакоплении формировались пелитоморфные карбонатно-глинистые отложения мощностью 40 м, в то время как в пределах остальных зон накапливались преимущественно органогенные и обломочные отложения мощностью 10—40 м. Таким образом, наиболее полно пачка представлена в депрессионных зонах, что позволяет принять за основу разрезы этих зон. Здесь пачка имеет сходное строение, но в Западно-Харажелгинской зоне в ее составе резко доминируют глинисто-сланцевые поро-



Фиг. 1. Продольный литолого-фациальный профиль Харанурского месторождения

1 — известняки тонкогоризонтально-слоистые и массивные; 2—6 — доломиты: 2 — тонкогоризонтально-слоистые, массивные и брекчиевидные, 3 — обломочные с псаммитовой структурой, 4 — онколитовые (а) и строматолитовые (б), 5 — брекчиевые (а) и конглобрекчиевые (б), 6 — глинистые (а) и кремнистые (б); 7 — силициты; 8 — сланцы: слюдисто-кремнистые и кремнисто-сланцевые (а), слюдисто-карбонатные (б); 9—15 — фосфориты: 9 — кремнисто-доломитовые линзовидно-слоистые (а), брекчиевидные (б), 10 — то же, обломочно-онколитовые (а) и строматолитовые (б), 11 — обломочные брекчи, 12 — то же, псаммитовые и гравелитовые, 13 — кремнистые, 14 — пеллетно-линзовидно-слоистые слюдисто-кремнистые (а) и слюдисто-кремнисто-карбонатные (б), 15 — существенно мономинеральные слоистые (а) и брекчиевые (б); 16 — метаморфизованные кремнисто-карбонатные (а) и кремнистые (б); 17 — переслаивание пород; 18 — скважины (а), разведочные профили (б) и канавы (в); 19 — конседиментационные разрывные нарушения; 20 — границы ритмов; 21 — фосфатсодержащие породы; 22 — номера (а) и индексы (б) фосфоритных пластов

ды, тогда как в Топхорской зоне она сложена в основном карбонатными отложениями. В целом пачка состоит из четырех полных и одного неполного ритма, которые в совокупности образуют двухчленный разрез: в нижней его части преимущественно развиты грубообломочные и органические породы первого ритма; верхняя часть представлена часто переслаивающимися глинистыми и хемогенно-карбонатными отложениями четырех последующих ритмов. Каждый ритм начинается и заканчивается фосфоритами с признаками относительно мелководных условий формирования. Последние выражены широким развитием в фосфоритах различных обломочных текстур и структур, либо присутствием терригенного кварцевого и глинистого материала. Средние части ритмов сложены более мелководными известняками или доломитами с тонкогоризонтально-слоистой и массивной текстурами. Границы ритмов проходят преимущественно внутри фосфоритных пластов и часто фиксируются поверхностями размывов, появлением обильного терригенного кварца, а также скоплением грубообломочных пород. Мощность ритмов колеблется от 10 до 50 м.

В разрезах пачки выделяются восемь фосфоритных пластов (см. фиг. 1), из которых практический интерес представляют четыре, приуроченные к границам ритмов, 80% запасов месторождения связано с первым (нижним) пластом, слагающим основание 1-го ритма или целиком весь ритм. Три остальных пласта локализируются на границах 2, 3 и 4-го ритмов соответственно. В фосфоритах этих пластов широко развиты подводно-оползневые текстуры, что позволяет сделать следующие выводы: 1) район фосфатонакопления обладал повышенной сейсмичностью; 2) начало ритмов и формирование пластов по времени совпадало с периодами определенной активности тектонических процессов в районе фосфатонакопления.

Проиллюстрируем строение пачки и ритмов на примере разреза Топхорской фациальной зоны. Детально он показан на фиг. 1 и рассмотрен в работе [3]. Это позволяет ограничиться при его характеристике описанием 1-го и 3-го ритмов, которые наиболее наглядно демонстрируют особенности строения пачки. *Первый ритм* представлен внизу чередованием псефитовых, слойковых и обломочно-онколитовых, преимущественно кремнисто-доломитовых фосфоритов первого фосфоритного пласта (20 м); в средней части — онколитовыми, тонкообломочными и хемогенными доломитами (30 м); в верхней части — брекчиевыми, псаммитогравелитовыми и строматолитовыми фосфоритами доломитового состава (2 м), образующими основание фосфоритного пласта, картируемого под индексом «б»<sup>1</sup>. В середине ритма локализуется горизонт (0,5—5 м) фосфатизированных столбчатых строматолитов, позволяющий расчленить ритм на два подритма (фосфоритный пласт «а»). Он представляет собой биогермную постройку, которая включает тела брекчий перемыва и древнего карста, а также обособления ярко-красной бокситоподобной породы. Общая мощность ритма 30—50 м.

*Третий ритм* в основании сложен линзовидно-слойковыми глинисто-доломитовыми фосфоритами верхней части второго пласта (2 м). Выше следуют массивные доломиты с линзами и прослоями кремней (5 м). Далее в средней части локализируются известняки (5 м), сменяющиеся вверх доломитами с кремнями (2 м). Завершается ритм линзовидно-слойковыми, либо пеллетными глинисто-доломитовыми фосфоритами нижней части третьего фосфоритного пласта, обогащенными терригенным кварцем (2 м). Общая мощность ритма 15 м.

**Характеристика фосфоритных пластов.** В депрессионных зонах первый пласт представлен не менее чем пятью типами разрезов, которые имеют равнозначное площадное развитие и чередуются по простиранию через 200—800 м, а по падению через 150—200 м. Мощность пласта по разрезам меняется от 10 до 40 м. Среднее содержание  $P_2O_5$

<sup>1</sup> Здесь и ниже фосфоритные пласты, развитые лишь на локальных площадях и не имеющие самостоятельного значения для месторождения, обозначаются под индексами «а», «б», «в» и т. д.

Строение опорного типа разреза пласта Харажелгинской зоны

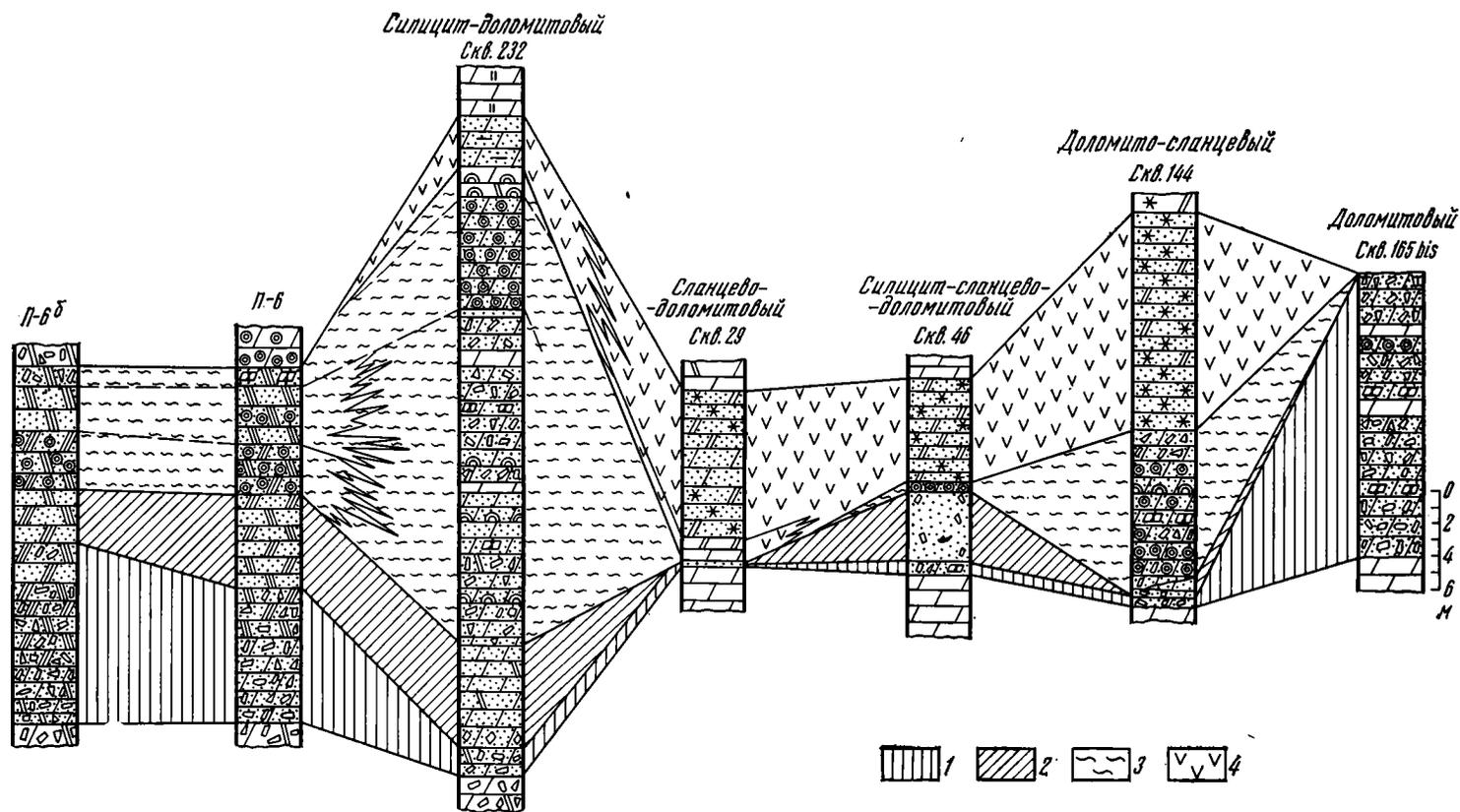
Номер слоя	Характеристика отложений	Мощность, м	Содержание $P_2O_5$ , %	
1	Кремнисто-доломитовые псефитовые и гравелитовые фосфориты	0,4—3,0	7—15	(10)*
2	Мономинеральные или кремнисто-доломитовые слойковые фосфориты	2,8—4,7	17—34	(28)
3	Кремнисто-доломитовые обломочно-онколитовые и псефитовые фосфориты	0,3—1,5	7—15	(8)
4	Линзовидно-слойковые кремнисто-серицит-доломитовые и доломит-серицит-кремнистые (сланцевые) фосфориты	5,3—7,8	12—25	(16)
		Общая мощность 12—16		

\* В скобках приведены средние значения.

колеблется от 12 до 23%. Опорным разрезом является силицит-сланцево-доломитовый тип (скв. 46, 71, 98, 134), имеющий четырехчленное строение (табл. 2). Другие типы разрезов являются частными случаями опорного. Они отличаются отсутствием одного или нескольких из рассмотренных выше слоев и мощностями последних (фиг. 2). Учитывая, что каждый тип разреза отражал определенную фациальную зону палеобассейна, можно сделать вывод, что основные скопления фосфоритов формировались в обстановке крайне неустойчивых условий осадконакопления, выраженных в дифференциации крупных литолого-фациальных зон на ряд более мелких.

Второй, третий и четвертый фосфоритные пласты сложены тонко чередующимися (5—100 мм) фосфатными, глинистыми, доломитовыми, реже известняковыми и силицитовыми слоями. В совокупности они образуют фосфориты, состав которых в зависимости от преобладания того или иного породного элемента меняется от карбонатного до терригенного, считаясь в среднем кальцит-доломит-слюдисто-кремнистым. Мощность пластов 0,5—12 м. Содержание  $P_2O_5$  и нерастворимого остатка (н. о.) в их контурах колеблется от 3 до 20% и от 25 до 70% соответственно. По простиранию мощность пластов и состав слагающих их фосфоритов меняются через 750—1000 м, а по падению через 150—200 м. Отчетливой закономерности в их изменении не наблюдается, за исключением тенденции преимущественного развития в Харажелгинской зоне «сланцевых» фосфоритов, а в пределах Топхорской зоны — доломитовых.

**Минералого-петрографическая характеристика фосфоритов.** Фосфориты месторождения объединяются в пять генетических групп: седиментационно-диагенетическую, диагенетически-седиментационную (переотложенную), катагенетически измененную, метаморфизованную и гипергенную (коры выветривания). Седиментационно-диагенетические фосфориты представлены афанитовым, пеллетным и органоморфным петрографическими типами. Они образовались в раннем диагенезе при фосфатизации осадков, которая сопровождалась формированием фосфатных слойков (пластообразных макроконкреций), пеллет *in situ* (микроконкреций) и псевдоморфоз по органическим остаткам. Диагенетически-седиментационные (переотложенные) фосфориты соответствуют обломочному петрографическому типу. Они сложены продуктами перемыва рассмотренных выше фосфоритов и состоят из фосфоритных обломков разной величины и формы. К катагенетически измененным относятся фосфориты двух предыдущих групп, в которых структурно-текстурные и минеральные особенности значительно преобразованы процессами катагенетической карбонатизации и окварцевания. Для них



Фиг. 2. Типы разреза первого фосфоритного пласта Топхорской (П-6<sup>б</sup>, П-6) и Харажелгинской (скв. 232, 29, 46, 144, 165 bis) фациальных зон

1 — слой 1; 2 — слой 2; 3 — слой 3; 4 — слой 4. Остальные усл. обозн. см. фиг. 1

характерны коррозионные формы обособления фосфата (фрагменты, неправильные выделения), что позволяет выделить их в самостоятельный коррозионно-фрагментарный петрографический тип. В метаморфизованную и гипергенную группы объединяются фосфориты, энергично измененные процессами метаморфизма и гипергенеза. Фосфориты этих групп характеризуются не столько новообразованными формами фосфата, сколько специфичными, присущими только им, текстурными и минеральными особенностями. Рассмотрим наиболее распространенные на месторождении фосфориты.

В Харажелгинской зоне основу первого пласта составляют афанитовые, обломочные, коррозионно-фрагментарные, а также органоморфные литологические разновидности.

*Афанитовые линзовидно-слойковые фосфориты* — это кремнеподобные темно-серые породы, в которых фосфат образует однородные слойки протяженностью 1—3 м при мощности от долей миллиметра до 20 см. Слойки либо целиком слагают породу, либо в разных соотношениях чередуются с соизмеримыми с ними по мощности слойками доломитов, кремней, изредко сланцев. В зависимости от доли участия и минерального состава нефосфатных слойков выделяются кремнисто-доломитовые, доломитовые, мономинеральные, кремнистые и карбонатно-слюдисто-кремнистые «сланцевые» разновидности. Состав их отражает количественные вариации основных минералов: фосфата (18—90%), доломита (5—70%), кварца (1—40%), кальцита (1—5%) и слюд (1—25%). Фосфат микро- и кристолитический, неравномерно окрашен органическим веществом в черный цвет. Доломит микро-, тонко- и крупнозернистый. Первый присутствует в виде реликтовой примеси в фосфатных обособлениях и свидетельствует о раннедиагенетической природе фосфатизации [9]; второй слагает доломитовые слойки; третий замещает их и фосфатные обособления. Кварц представлен тонко- и мелкозернистым агрегатом и разрозненными зернами; развивается по фосфату и доломиту: часто сопровождается кристалликами низкотемпературного апатита. Кальцит является наиболее поздним минералом. Он отмечается в виде прожилков и порфирированных выделений среди обособлений фосфата и кварца. Химический состав афанитовых фосфоритов отражает их минеральные особенности. Для примера в табл. 3 приведено несколько анализов наиболее распространенных разновидностей этих пород<sup>2</sup>.

*Обломочные фосфориты* в основном представлены брекчиями взламывания. Это массивные черные или серые породы, близкие по минеральному и химическому составу афанитовым фосфоритам (см. табл. 3, анализы IV—VI). Они сложены фосфоритовыми обломками, к которым изредка примешиваются обломки доломитов (5—30%). Цементом им служит тонкозернистый доломит, разнозернистый кварц, а также фосфат. Обломки преимущественно остроугольные, вытянутой, реже изометричной формы; размер их от долей миллиметра до 20 см (3—5 см).

*Органоморфные фосфориты* представлены онколитовыми и строматолитовыми разновидностями. Онколитовые фосфориты — светло-серые и серые массивные породы с резко изменчивым содержанием  $P_2O_5$  (7—20%) и нерастворимого остатка (5—40%). Они состоят из фосфатизированных онколитов, которые сцементированы доломитом и замещены в разной степени кварцем. В отдельных случаях в подчиненном количестве (по отношению к онколитам) присутствуют фосфоритовые микроконкреции, обломки мономинерального фосфорита и доломитов. Основными минералами являются доломит (5—50%), кварц (5—40%) и фосфат (15—50%). В качестве примесей присутствуют низкотемпературный апатит (5—10%) и кальцит (2—5%) (см. табл. 3, анализы VII, VIII).

Строматолитовые существенно мономинеральные и кремнисто-доломитовые фосфориты ранее в пределах Хуб-

<sup>2</sup> Отмеченные особенности и взаимоотношения минералов присущи и другим фосфоритам, что позволяет в дальнейшем детально не останавливаться на характеристике этих минералов.

Химический и минеральный состав, %	линзовидно-слойковая			псефитовая		
	I	II	III	IV	V	VI
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	8,25	20,9	35,71	10,8	37,56
CaO	34,31	34,42	47,98	32,48	50,76	24,92
MgO	15,36	5,60	0,17	13,8	1,84	0,50
SiO <sub>2</sub>	2,03	17,9	10,2	6,86	2,13	52,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,47	0,54	0,49	0,38	0,34	0,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,43	0,75	1,15	0,7	0,38	0,3
FeO	0,57	—	0,04	0,5	0,07	0,32
MnO	Следы	Не обн.	Не обн.	Следы	Не обн.	Не обн.
K <sub>2</sub> O	0,04	»	0,04	—	0,05	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,11	0,06	—	0,05	0,06
TiO <sub>2</sub>	0,01	—	0,02	—	0,01	0,04
CO <sub>2</sub> (карб)	36,8	11,68	0,55	31,0	1,9	2,61
CO <sub>2</sub> (орг)	0,5	—	2,0	—	3,27	2,3
S <sub>общ.</sub>	0,17	Не обн.	0,09	0,19	0,2	0,07
F	0,35	—	2,62	0,43	2,78	1,74
C <sub>орг.</sub>	0,14	—	0,55	—	0,89	0,63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> * (л. р.)	0,53	—	6,52	—	5,94	3,52
н. о. *	—	18,5	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,29	—	0,55	—	0,2	0,3
F = 0	0,15	—	1,1	—	1,17	0,73
S = 0	0,08	—	0,04	—	0,1	0,03
∑ <sub>1</sub>	99,64	—	101,7	—	101,54	101,11
∑ <sub>2</sub>	99,41	—	100,56	—	100,27	100,35
Апатит	21,45	49,4	85,92	25,5	90,95	45,05
Доломит	71,83	21,8	2,23	63,1	4,13	2,36
Кварц	1,27	16,88	8,77	6,9	0,66	49,58
Кальцит	3,29	—	0,58	—	—	0,68
Слюда	1,17	—	1,26	1,0	2,45	1,06
Пирит	0,32	—	0,16	0,4	0,23	0,13
Гётит	—	0,75	—	0,7	0,18	—
Полевые шпаты	0,52	1,92	0,52	—	0,44	0,54
Прочие	0,56	1,73	0,56	3,3	0,85	0,61

Примечание. Разновидности фосфоритов: I, IV, VII, IX, XIII — доломитовая; II, XII — кремнисто-доломит прор разновидностей VII, IX, X выполнены в ГИГХС; I, III, V, VI, VIII, XI, XII, XIII — в Прямогорской

\* В сумму не входят.

сугульского бассейна не были известны. Это черные, темно-серые и темно-коричневые породы, сложенные фосфатизированными строматолитовыми столбчатыми и микропластовыми постройками, которые включают от 7 до 32% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и от 15 до 55% н. о. Столбчатые постройки бывают неправильно грушевидными с узким основанием и широкой «кроной», цилиндрическими с закругленной вершиной, а также в виде неправильных полусфер с короткими боковыми отростками. Наиболее широко развиты постройки первого типа. Высота их 15—25, ширина в основании 3—5, в вершине 7—10 см. Внутреннее строение построек по краям микрослоистое, в центре — тонко- и неяснослоистое. Слоистость выражена чередованием темных и более светлых фосфатных, карбонатных, кремнистых или смешанного состава слоев. В ряде случаев отмечаются включения или вытянутые линзочки тонкого обломочного материала. Микропластовые постройки образуют прослой мощностью до 15 см, а также отмечаются в виде тонких корочек, облекающих крупные обломки. Постройки сложены преимущественно фосфатными и кремнистыми микрослойками, которые собраны в пологие миниатюрные складочки, осложненные на выпуклостях крошечными столбиками.

Коррозионно-фрагментарные фосфориты — породы с тонкослоистой или брекчиевидной текстурой, пространственно и генетически тесно связанные с линзовидно-слойковыми разновидностями, от которых отличаются повышенным содержанием карбонатов и кварца, а также дезин-

## фосфоритов Харанурского месторождения

Разновидность						
онколитовая		метаморфизованная		пеллетно-линзовидно-слойковая		
VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII
12,55	20,78	13,2	28,2	13,31	10,08	18,08
38,3	29,9	38,7	39,3	21,33	27,82	37,78
13,6	1,17	13,3	0,9	4,93	9,94	7,6
1,03	42,5	0,6	28,07	38,4	22,83	10,0
0,1	0,27	0,1	Следы	3,12	1,14	0,84
1,19	0,2	1,19	0,91	2,17	0,9	0,62
—	0,65	—	—	0,72	0,14	0,22
0,8	Не обн.	0,04	0,04	Следы	0,04	0,25
0,04	0,04	0,01	0,04	0,75	0,11	0,04
0,11	0,05	0,11	0,12	0,46	0,1	0,05
—	0,02	—	—	0,56	0,09	0,06
32,15	2,28	32,14	1,22	6,52	20,8	18,2
—	0,3	—	—	4,2	4,1	5,1
0,02	0,09	—	0,2	2,03	0,33	0,4
—	1,74	—	—	1,02	0,58	0,88
—	0,08	—	—	1,15	1,12	1,39
—	—	—	—	1,16	0,31	0,81
1,16	—	0,82	28,4	—	—	—
—	0,51	—	—	1,34	0,86	0,57
—	0,79	—	—	0,43	0,24	0,37
—	0,04	—	—	1,01	0,16	0,2
—	100,5	—	—	100,86	99,86	100,49
—	99,73	—	—	99,42	99,46	99,9
29,7	51,11	31,21	66,69	34,85	26,18	46,28
62,2	6,94	60,76	2,56	12,47	44,45	32,38
0,88	39,99	0,35	27,26	30,28	21,27	8,85
5,1	0,73	5,08	—	—	2,12	7,26
0,3	0,53	0,2	—	11,17	3,15	2,52
0,03	0,16	—	0,37	3,85	0,62	0,74
1,1	—	1,1	0,8	0,23	—	—
—	0,44	—	—	5,42	0,94	0,46
0,1	0,11	0,11	4,52	1,74	1,32	1,52

товая; III, V — мономинеральная; VI, VIII, X — кремнистая; XI — глинисто-доломито-кремнистая. Анализы КНИЛ ГИГХС; II, IV — в п/о «Бурятгеология».

тегированным строением фосфатных слоев. Последние состоят из разрозненных фосфатных фрагментов, обособленных в результате замещения слоев карбонатами или кварцем. Размер фрагментов от долей миллиметра до 10 см; форма их самая различная и зависит от величины. Для фрагментов размером менее 2 мм характерны неправильные амебо- и червеобразные очертания. Фрагменты размером 0,2—10 см напоминают угловатые обломки. Основными минералами являются доломит (10—60%), фосфат (20—80%), кварц (5—15%), кальцит (10—15%), в виде примеси присутствует низкотемпературный апатит.

В пределах Топхорской зоны первый фосфоритный пласт представлен метаморфизованными фосфоритами, которые сформировались в зоне тектонического нарушения взбросового типа, ориентированной в плоскости пласта. Это породы, выделяющиеся пестрой окраской, апатитоподобным обликом фосфата, включениями флюорита, а также четко выраженной сланцевой текстурой фосфатных обособлений, распадающихся при механическом дроблении на тончайшие чешуйки. Фосфориты состоят из выделений голубого, светло-зеленого, желтого, реже коричневого полупрозрачного и стекловатоподобного фосфата и светло-серой или розовато-серой кремнисто-доломитовой, кремнистой и доломитовой массы. Структурно-текстурные особенности их носят как унаследованный, так и новообразованный характер. Как правило, доминируют первые, представленные реликтовыми обломочными, слойковыми и органи-

морфными разностями. Среди новообразованных текстур наиболее распространены брекчевидные, полосчатые, пятнистые и сланцевые. Минеральный состав фосфоритов в основном унаследован от харажелгинских разновидностей, но отличается несколько повышенным содержанием кальцита и кварца. В целом они характеризуются изменчивым качеством (10—32%, в среднем 16,5%), повышенной кремнистостью (в среднем 25% SiO<sub>2</sub>) и высокой карбонатностью (см. табл. 3, анализы IX, X). Основными минералами являются фосфат (40%), доломит (20%), кварц (25%), кальцит (15%); в виде примеси отмечается флюорит, эпидот, аутигенный мусковит и полевые шпаты. Фосфат бесцветный, имеет микрокристаллическое, чаще микрочешуйчатое строение, нередко постепенно переходит в тонко- и мелкозернистый апатит; часто образует выделения с отчетливой микроплойчатой текстурой; замещается доломитом, кварцем, кальцитом. Кварц со структурами дифференциального скольжения.

Второй, третий и четвертый фосфоритные пласты Харажелгинской и Топхорской зон сложены *пеллетно-линзовидно-слойковыми фосфоритами*. Это тонкослоистые темно-серые породы с зеленовато-серыми и черными прослоями, состоящими из доломита, серицита, кварца, фосфата и кальцита, содержание которых колеблется от <5 до >80%; в виде примеси (до 5%) присутствуют пирит и полевые шпаты. В строении фосфоритов участвуют фосфатные, сланцевые, доломитовые, иногда известняковые и силицитовые слои мощностью от долей миллиметра до 500 мм, образующие различные сочетания между собой. К ним нередко присоединяются фосфатные линзочки и пеллеты, как правило, приуроченные к доломитам и сланцам. В зависимости от соотношений нефосфатных компонентов состав фосфоритов обычно варьирует от доломитового до серицит-кремнистого (сланцевого), считаясь в среднем кальцит-доломит-серицит-кремнистым (см. табл. 3, анализ XII—XIV). Содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> колеблется от 7 до 30%, н. о.— от 25 до 70%.

Резко обособленную группу среди фосфоритных руд, развитых на месторождении, образуют *гипергенные (карстовые) фосфориты*, которые представлены остаточными и инфильтрационно-метасоматическими разновидностями. Остаточные фосфориты локализируются в карстовых полостях и являются рыхлыми продуктами выветривания пород, слагающих фосфоритные пласты. Содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в таких фосфоритах колеблется от 7 до 32%, н. о.— от 25 до 70%.

Инфильтрационно-метасоматические фосфориты — белые, светло-серые, коричневато-бурые либо пятнистоокрашенные породы, рыхлые, слабосцементированные или каменистоподобные, как правило, легкие, пористые с реликтовослоистой или массивной текстурой. Основными породообразующими минералами являются гидрослюда, фосфат и кварц, содержание которых изменяется в широких пределах. В незначительном количестве присутствуют доломит и каолинит. В шлифах фосфориты сложены гидрослюдисто-фосфатным агрегатом, включающим разрозненные зернышки кварца; в виде пятен постоянно отмечаются участки с микрокавернозной текстурой, где очертания каверн отчетливо повторяют форму выщелоченных карбонатных зерен. Содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в фосфоритах колеблется от 15 до 35%, а н. о.— от 10 до 35%.

**Некоторые основные типы вторичных преобразований фосфоритов.** Среди вторичных процессов, развитых в фосфоритах, наиболее отчетливо проявлены катагенетическое окварцевание, доломитизация, а также процессы динамометаморфизма и выветривания. Окварцевание наблюдается во всех пластах и практически во всех литологических разновидностях фосфоритов. Обычно оно незначительно развито в карбонатно-сланцевисто-кремнистых («сланцевых») разностях и весьма энергично затрагивает карбонатные и мономинеральные фосфориты, снижая их качество в среднем на 10—15%. Макроскопически окварцевание выражено в виде участков, пятен, линз, полигональных прожилков различной формы и размера, сложенных темно- и светло-серым кварцем. Методами макро- и микроскопии выявляется не менее пяти генераций ми-

нерала, представленного от микрозернистого и мозаичного агрегатов до разрозненных монокристаллов размером до 2 мм. В целом окварцевание имело отчетливо выраженную последовательность: в начале происходило замещение доломита, в конце — фосфата. При этом интенсивность процесса была различна — доломит, как правило, замещался практически полностью, тогда как с фосфатом кварц чаще образовывал тонкие сростания. Неравномерность окварцевания приводила к формированию в фосфоритах псевдообломочных структур и псевдобрекчиевых текстур.

Доломитизация предшествовала окварцеванию и, как правило, проявлена не столь резко. Она также отмечается во всех разновидностях фосфоритов, но существенное значение имеет для доломитовых и кремнисто-доломитовых разновидностей, обуславливая снижение их качества на 5—10%. В слоистых породах она в основном проявляется в виде полостных выделений мелко- и среднезернистого доломита. В брекчиевых породах такой доломит развивается пятнами, участками, прожилками. При этом фосфорные слои дезинтегрируются на разрозненные фосфатные выделения неправильной формы, а в прослоях мономинеральных фосфоритов образуются брекчиевидные текстуры.

Процессы динамометаморфизма играли главенствующую роль в преобразовании фосфоритов нижнего пласта Топхорской фациальной зоны, представляющих 20% запасов месторождения. Под действием этих процессов фосфориты приобрели пеструю светлую окраску, сланцеватую текстуру, претерпели флюоритизацию, слабую кальцитизацию и незначительное дополнительное окварцевание. В целом наиболее ярко метаморфизм сказался на особенностях и свойствах фосфата, который принял апатитоподобный облик, окрасился в голубой, зеленый, желтый и коричневый цвета, приобрел микрочешуйчатое кристаллическое строение.

Гипергенными процессами на месторождении фосфориты затронуты до глубины проникновения поверхностных вод. Наиболее энергично эти процессы проявляются в зонах карстообразования. Протекавшее здесь интенсивное выщелачивание приводило к разрушению пород и накоплению рыхлого разнородного песчано-глыбового материала, а также остаточных карстовых фосфоритов. Из других процессов в карстовых полостях резко выражено окремнение, инфильтрационно-метасоматическая фосфатизация, маршаллизация и ожелезнение. Как во времени, так и в разрезе отмечается определенная последовательность процессов, что нашло отражение в минеральной и вертикальной зональности полостей. Окремнение несколько опережало, либо протекало синхронно с выщелачиванием. Оно затрагивало как карбонатные, так и фосфатные породы. При этом при окремнении фосфоритов часть фосфатного вещества переотлагалась в кремнях в виде рассеянных зерен апатита.

Фосфатизация сопровождала по времени выщелачивание и накладывалась на останцы доломитовых пород. В результате энергичной их переработки формировались блоки плотных инфильтрационно-метасоматических фосфоритов.

Процессы маршаллизации следовали за выщелачиванием, разрушая кремни и кремнистые фосфориты. Особенно интенсивно они выражены в верхней зоне карстовых полостей, для которых характерна энергичная циркуляция поверхностных вод. Здесь происходило диспергирование кремней в светло-серые кварцевые алевриты, а кремней, обогащенных апатитом, — в алевриты апатит-кварцевого состава.

Ожелезнение в противоположность маршаллизации проявлено в нижних частях полостей, где развиты линзы плотных инфильтрационно-метасоматических фосфатно-железистых руд. Последние содержат от 35 до 60%  $Fe_2O_3$  и от 10 до 15%  $P_2O_5$ .

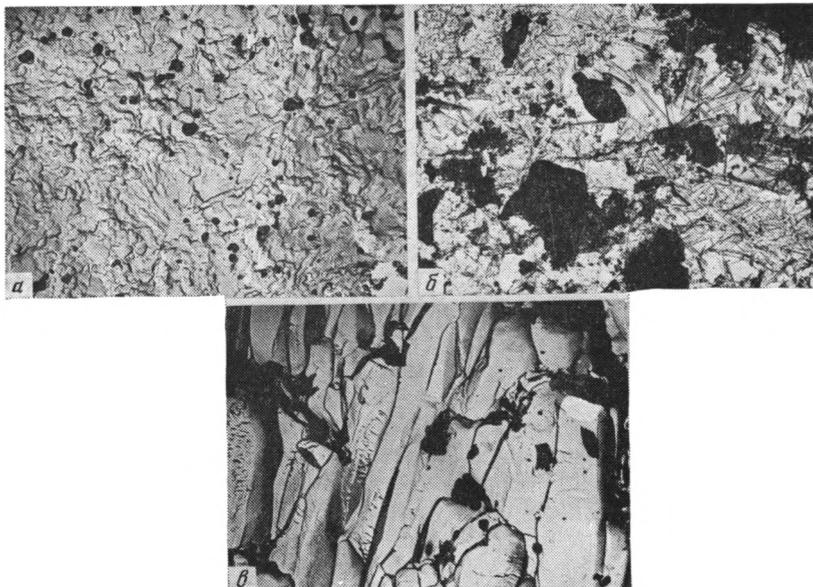
**Фосфатное вещество фосфоритов.** Особенности химического состава фосфатного вещества, а также кристаллооптические и структурные его параметры приведены в табл. 4. Как видно из табл. 4, фосфатный минерал выделяемых фосфоритов представлен фторапатитом, в решетке которого возможно присутствие в незначительном количестве групп

Химический состав фракций (в %), обогащенных фосфатным веществом, и характерные параметры фосфатного вещества фосфоритов Харанурского месторождения

Компонент	Разновидность			
	псефитовая кремнисто-доломитовая	линзовидно-слойковая кремнисто-доломитовая	линзовидно-слойковая карбонатно-кремнистая метаморфизованная	псефитовая карбонатно-кремнистая метаморфизованная
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	39,40	37,50	40,50	40,30
CaO	52,52	54,60	53,76	53,60
MgO	0,40	1,40	0,60	0,60
CO <sub>2</sub>	0,16	2,66	0,16	0,16
SiO <sub>2</sub>	2,70	0,96	1,70	2,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Следы	Следы	Следы	Следы
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18	0,70	0,18	0,28
K <sub>2</sub> O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Na <sub>2</sub> O	0,67	0,81	»	0,67
F	3,35	3,38	3,35	3,45
FeO	Следы	0,36	Следы	Следы
SO <sub>3</sub>	0,13	Следы	0,25	0,28
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,31	0,12	0,17	0,30
Σ <sub>1</sub>	99,52	102,4	101,2	101,84
F = 0	1,41	1,42	1,42	1,32
Σ <sub>2</sub>	98,11	100,98	99,29	100,50
CaO/P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,34	—	1,33	1,33
CO <sub>2</sub> /P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,004	—	0,004	0,004
F/P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,085	0,090	0,083	0,078
N <sub>ср.</sub>	1,630	1,630	1,628—1,630	1,630
«а», Å	9,37	9,37	9,38	9,37
«с», Å	6,89	6,88	6,89	6,88

CO<sub>3</sub><sup>-2</sup> [2]. Другие особенности минерала отражены в кристаллохимической формуле, варьирующей от (Ca<sub>10,03</sub>Na<sub>0,04</sub>)<sub>10,07</sub> · (P<sub>5,97</sub>S<sub>0,04</sub>)<sub>6,01</sub> · (F<sub>1,72</sub>OH<sub>0,31</sub>)<sub>2,03</sub> · O<sub>24</sub> до (Ca<sub>9,92</sub>Na<sub>0,22</sub>)<sub>10,14</sub> · (P<sub>5,94</sub>S<sub>0,04</sub>)<sub>5,98</sub> · (F<sub>1,73</sub>OH<sub>0,16</sub>O<sub>0,11</sub>)<sub>2</sub> · O<sub>24</sub>. Дополнительная информация получена методами ИКС и электронной микроскопии. Электронно-микроскопическими исследованиями установлено, что фосфат подразделяется на три группы, которые соответствуют неметаморфизованным, метаморфизованным и инфильтрационно-метасоматическим (карстовым) фосфоритам (фиг. 3). В неметаморфизованных фосфоритах фосфат представлен полимикровой смесью различных генераций апатитового минерала и гелеобразного фосфатного вещества, образующих в совокупности парагенетический ряд последовательно кристаллизующихся минеральных фаз, характеристика которых приводится в табл. 5. Перечисленные в табл. 5 компоненты фосфатного вещества образуют различные комбинации друг с другом, где, как правило, доминируют кристаллические фазы. Такой неоднородный характер фосфата сохраняется не только в микро-, но и макрообъемах, что обуславливает заметные вариации его ИК-спектров. В целом по ИК-спектрам устанавливается неравномерная раскристаллизация фосфата, присутствие в незначительном количестве анионов CO<sub>3</sub><sup>-2</sup> в решетке минерала, изоморфно замещающих PO<sub>4</sub><sup>-3</sup>, наличие слабо выраженных связей P=O, P—O—P, OH...F, а также присутствие фосфорорганических соединений.

В метаморфизованных фосфоритах, по данным электронной микроскопии, фосфат представлен существенно однородным агрегатом сильно вытянутых кристаллов призматического габитуса, размеры которых на порядок превышают кристаллические индивиды фосфата неметаморфизованных фосфоритов. Характерно закономерное строение агрегатов, выраженное в чередовании зон с ориентированным и неориентированным размещением кристаллов, что обуславливает микрочешуйчатую (сланцеватую) текстуру фосфатных выделений (см. фиг. 3). Методом ИКС подтверждена высокая степень кристалличности и однородности



Фиг. 3. Электронно-микроскопические реплики неметаморфизованных (а), инфильтрационно-метасоматических карстовых (б) и метаморфизованных (в) фосфоритов; увел. 10 000

фосфата, отмечено незначительное присутствие групп  $\text{CO}_2^{3-}$  и наличие резко выраженной связи  $\text{P—O—P}$ .

В карстовых инфильтрационно-метасоматических фосфоритах в фосфате выделяются гелеобразная и кристаллическая фазы. Гелеобразный фосфат образует ячеистый каркас фосфоритов. Кристаллический фосфат представлен спутанно-волокнистым агрегатом хорошо оформленных игольчато-шестоватых кристаллов апатита, которые нарастают на стенках и друзовидно заполняют многочисленные ультрамикropоры. Размер кристалликов  $1,5\text{--}2\ \mu$  (см. фиг. 3). Методом ИКС фосфат диагностируется как фторапатит с несколько повышенным содержанием гидроксильных и карбонатных групп. Другая минеральная форма фосфора встречается в фосфатно-железистых породах, где установлено присутствие железозосфатов. Наличие последних доказывается по существующему в породах значительному дефициту  $\text{CaO}$ , который устанавливается по отношению к  $\text{P}_2\text{O}_5$  при минеральных пересчетах химических анализов. Для примера ниже приводится один из таких анализов, %:  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 59,7;  $\text{FeO}$  — 0,7;  $\text{P}_2\text{O}_5$  (л. р.) — 3,56;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 1,05;  $\text{CaO}$  — 11,7;  $\text{K}_2\text{O}$  — 0,12;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 0,08;  $\text{SiO}_2$  — 11,2;  $\text{MgO}$  — 0,5;  $\text{MnO}$  — 0,07;  $\text{TiO}_2$  — 0,06;  $\text{F}$  — 0,9;  $\text{S}_{\text{общ}}$  — 0,3;  $\text{CO}_2$  — 0,2;  $\text{H}_2\text{O}$  — 1,7;  $\sum_1$  — 99,08;  $\text{Fe}$  — 0—0,38;  $\text{S}$  — 0—0,15;  $\sum_2$  — 98,55.

**Сопоставление Харанурского месторождения с другими месторождениями Хубсугульского бассейна.** На территории бассейна помимо Харанурского известно еще десять месторождений фосфоритов, которые рассмотрены в работах [5—9]. Поэтому описание месторождения нельзя считать полным без сопоставления, хотя бы по самым общим позициям, этих объектов. Очевидно, в рамках статьи достаточно ограничиться сравнением типов руд, характера фосфоритных пачек, а также положения месторождений в стратиграфическом разрезе. Сравнение показало следующее: 1. Харанурское и другие месторождения бассейна принадлежат к одному стратиграфическому уровню, являясь частью одной и той же фосфоритоносной кремнисто-карбонатной формации. Последняя с размывом залегает на  $R_3$ — $V$  вулканогенно-терригенных отложениях и локализуется в 300—400 м ниже доломитоизвестняковой толщи, охарактеризованной остатками ниже- и среднекембрийской скелетной

**Последовательность формирования и характеристика минеральных фаз  
фосфатного вещества фосфоритов Харанурского месторождения**

Разновидности фосфоритов	Последовательность формирования минеральных фаз	Минеральные фазы	Размер кристаллических индивидов, $\mu$	Характеристика минеральных фаз
Неметаморфизованные	1	Гелеподобное фосфатное вещество		Колломорфные стекловатоподобные выделения. Образуют реликтовые участки внутренних частей отдельных сферолитовых кристаллических образований, отмечаются также в межсферолитовом пространстве
	2	Игольчатые неясно оформленные кристаллиты	1,5—3	Неясно выраженные сферолито-, снопо-, вееро- и пучкоподобные образования с радиально-лучистой структурой. Кристаллизуются вокруг точечных центров кристаллизации и вдоль линейно-вытянутых «ослабленных» зон
	3	Кристаллы игольчатого и длиннопризматического (шестоватого) габитуса	1,5—3	Отчетливо оформленные радиально-лучистые кристаллические индивиды, сросшиеся в сферолитоподобные, неполносферолитовые, снопо-, вееро- и пучкоподобные образования. Унаследуют формы от предшествующей минеральной фазы
	4	Кристаллы вытянуто-призматического габитуса	2—2,5×0,5	Параллельно ориентированные кристаллические индивиды, сросшиеся в друзовидные образования. Кристаллизуются в межсферолитовом пространстве
	5	Короткостолбчатые кристаллы гексагонно-дипирамидально-призматического габитуса	0,2×0,1—0,5×0,2	Масса разноразмерных тесно сросшихся кристаллических индивидов, ориентированных вдоль оси «с». Перекристаллизация радиально-лучистых образований с унаследованием их ориентировки
	6	То же	0,5×0,4—1,5×0,6	Масса разноразмерных разноориентированных кристаллических индивидов. Укрупнение и перекристаллизация предшествующей минеральной фазы без сохранения реликтовых структур
Метаморфизованные	7	Кристаллы длиннопризматического габитуса с гексагональным сечением	10—20×1—2	Масса тесно сросшихся кристаллических индивидов с закономерно изменяющейся ориентировкой. Перекристаллизация предшествующих минеральных фаз под воздействием стресса

фауны [5, 7, 9]. 2. Отмеченный выше характер литологического состава, фациальной изменчивости и колебания мощности харанурской фосфоритной пачки типичны для месторождений бассейна. Так, по данным Г. И. Ратниковой [7], на Хубсугульском, наиболее крупном месторождении региона, нижняя (главная) пачка, так же как и харанурская, формировалась в разных фациальных обстановках. Это нашло отражение в резком изменении ее состава по площади от существенно доломитового до доломитоизвестнякового и кремнево-сланцевого. При этом на расстоянии 1—5 км продуктивность пачки изменялась от 4,1 до 25,2 т/м<sup>2</sup>, а мощность — от 5 до 75 м. Резкая изменчивость пачек проявлена и на Ухагольском (втором по запасам) месторождении бассейна, где выделяются до шести фациальных зон, в пределах которых мощности пачек варьируют от 14 до 70 м, а продуктивность — от 5,3 до 16,5 т/м<sup>2</sup> [9]. 3. Запасы месторождений, в том числе и Харанурского,

представлены в основном кремнисто-доломитовыми рудами с близкими технологическими свойствами, позволяющими флотационным обогащением получать кондиционные концентраты с содержанием  $P_2O_5$  28—32% при извлечении полезного компонента 65—70%. Таким образом, из приведенного сравнения видно, что Харанурское и другие месторождения бассейна являются генетически сходными образованиями, принадлежащими к одному уровню фосфатонакопления.

\* \* \*

На основании изложенного можно сделать следующие выводы:

Харанурское месторождение — это сложный геологический объект с резко выраженной фациальной изменчивостью продуктивных отложений и отдельных фосфоритных пластов; в разрезе фосфоритной пачки фосфоритные пласты занимают закономерное положение, локализуясь в переходных частях осадочных ритмов, выделяемых в строении пачки; фосфориты закономерно локализируются и по площади месторождения, что обусловлено их приуроченностью к западинам дна палеобассейна, границами которых являлись конседиментационные разрывные нарушения; фосфориты разнообразны по качеству, вещественному составу и структурно-текстурным особенностям; разнообразие фосфоритов обусловлено не только фациальными условиями среды фосфатонакопления, но и в значительной степени определялось интенсивностью постседиментационных изменений, включая процессы метаморфизма и гипергенеза; фосфатное вещество основных литологических разновидностей фосфоритов весьма сходно по химическим, кристаллооптическим и рентгеноструктурным параметрам и существенно различно по ИК-спектрам и особенностям ультрамикроструктур. Последние наряду с ИК-спектрами, по-видимому, являются наиболее чувствительными индикаторами преобразований фосфатного вещества.

#### Литература

1. Бутов Ю. П., Кокунин В. В. Новые данные о фосфоритности позднего докембрия — кембрия Восточного Саяна. — Сов. геология, 1980, № 2, с. 35—59.
2. Бушинский Г. И. Фосфаты кальция фосфоритов. — В кн.: Вопросы геологии агрономических руд. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 49—65.
3. Георгиевский А. Ф., Георгиевская Л. Я. Строение фосфоритной пачки Харанурского месторождения. — Тр. ГИГХС, 1982, вып. 58, с. 96—102.
4. Гуревич Б. Г. Литологические типы фосфоритов Хубсугульского фосфоритоносного бассейна. — В кн.: Литология и генезис фосфатоносных отложений СССР. М.: Наука, 1980, с. 65—82.
5. Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М.: Наука, 1973, с. 56—74.
6. Музалевский М. М. Геологическое строение и основные типы фосфоритов Хубсугульского месторождения МНР: Автореф. канд. дис. Казань: ВНИИГЕОЛНЕРУД, 1970. 21 с.
7. Ратникова Г. И. Литология фосфоритов восточной части Хубсугульского бассейна (МНР): Автореф. канд. дис. М.: ГИН, 1979. 23 с.
8. Семейкин И. Н. Строение разрезов позднедокембрийской фосфоритоносной формации Восточного Саяна и их корреляция с разрезом Хубсугульского месторождения МНР. — В кн.: Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 99—110.
9. Фосфориты и апатиты Сибири. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980. 229 с.

Государственный научно-исследовательский институт горнохимического сырья, Люберцы

Поступила в редакцию  
20.IV.1984

УДК 552.522(47—15)

## **ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ (ЕВРОПЕЙСКАЯ ЧАСТЬ СССР)**

*ХРУСТАЛЕВА Г. К.*

Дана петрографическая и генетическая типизация горючих сланцев, выделены и описаны девять петрографических разновидностей этих образований. Охарактеризованы условия, благоприятные для формирования различных типов горючих сланцев.

Современная роль горючих сланцев (ГС) в энергетическом балансе страны и производстве синтетических углеводородов определяет необходимость всестороннего глубокого изучения их свойств и природы.

На основании корреляции вещественно-петрографических признаков с параметрами качества ГС могут быть выявлены критерии прогноза качества, установление которых особенно ценно и эффективно на поисково-оценочной стадии геологоразведочного процесса.

Комплексное изучение состава и качества ГС Волжского бассейна показало, что надежным критерием качества является принадлежность к определенному петрографическому типу [13, 14, 16].

Горючие сланцы европейской части СССР в генетическом аспекте изучены недостаточно. Учитывая прикладное значение этих исследований, слабую изученность, основное внимание при изучении ГС этого региона обращалось на получение максимальной информации о их составе и качестве.

Объектами исследования были горючие сланцы Прибалтийского, Волжского, Вычегодского, Припятского бассейнов, месторождений УССР, мелового флиша Северного Кавказа. Программа комплексного исследования состава и качества перечисленных объектов включала: послерольное литологическое описание разрезов сланцевосных толщ; комплексное микроскопическое изучение горючих сланцев в проходящем, ультрафиолетовом, отраженном свете, а также с помощью фазового контраста; минералогический анализ различных фракций; дифрактометрия и дериватография глинистой фракции; геохимические исследования ОВ и спектральный анализ золы; определение основных параметров качества ГС ( $A^d$ ,  $CO_2^d$ ,  $S_t^d$ ,  $S_s^d$ ,  $S_{Sa}^d$ ,  $Q_s^d$ ,  $T_s^dK$ ) и химический анализ золы<sup>1</sup>.

Результаты проведенных комплексных исследований горючих сланцев явились основой для разработки их петрографической и генетической типизации, показанной ниже.

**Петрографические типы ГС.** Понятие о петрографическом типе ГС введено А. И. Гинзбург [1] по аналогии с понятием петрографического типа угля по Ю. А. Жемчужникову.

Новые данные, полученные нами в результате комплексного изучения ГС европейской части СССР, позволили выделить новые типы.

Петрографический тип горючего сланца может быть отождествлен с понятием литогенетического типа пород (в понимании Ю. А. Жемчужникова, 1955), характеризующего элементарную фацию, и представляет собой ассоциацию органических и минеральных веществ, возникшую в конкретных условиях (зона аккумуляции) бассейна седиментации. Отражением этих условий является вещественный состав преобладающих (основных 50—70%) органических и минеральных компонентов осадка,

<sup>1</sup> Технический, элементный анализы и химический анализ золы выполнены в ЦЛ «Южгеология».

впоследствии преобразованного в ГС. Количество, состав и соотношения между компонентами обуславливают многообразие типов горючих сланцев. Присутствие второстепенных компонентов (до 10%), генетически связанных с основным, используется для выделения разновидностей типов ГС.

Вещественный состав. Основу ОВ горючих сланцев составляют микрокомпоненты сапропелевых углей: талломоальгинит (Т-Аlg), коллоальгинит (К-Аlg), коллохитинит (К-ht). В составе органического вещества горючих сланцев присутствуют, нередко превалируя в объеме, микрокомпоненты, присущие только горючим сланцам — псевдовитринит и сорбомикстинит. Современные представления об указанных микрокомпонентах чисто условные, поскольку их природа и оптические константы недостаточно изучены. Предполагают [5], что псевдовитринит — это преобразованные фрагменты многоклеточных донных водорослей (фитобентосные формы). В составе ОВ горючих сланцев указанные микрокомпоненты превалируют либо каждый в отдельности, либо в сочетании, выступая в одном типе в качестве основного микрокомпонента, а в другом — в качестве второстепенного. Последние в сланцах, как правило, представлены преимущественно компонентами группы витринита и липтинита.

Основные микрокомпоненты ОВ рассматриваются как автохтонный материал бассейна седиментации, а гумусовый материал может быть как аллохтонным, так и автохтонным образованием [12, 13].

Оптические свойства микрокомпонентов, особенности элементарного состава ОВ [12, 18] и результаты замеров отражательной способности автохтонного витринита [3, 4] указывают на незначительный характер катагенетических изменений ОВ горючих сланцев, соответствующий стадии начального катагенеза [1].

Минеральная матрица даже в высококачественных горючих сланцах преобладает. Состав ее разнообразен и представлен глинистым, карбонатным кремнистым и поликомпонентным (известково-глинистым, кремнисто-глинистым и т. д.) материалом. Вариации количества отмеченных минеральных образований также обуславливают многообразие петрографических типов ГС. Достаточно широко развита сульфидная минерализация, а также опаловый и карбонатный органогенный материал определенной генетической принадлежности (опаловые панцири диатомовых водорослей, спикулы кремневых губок, остатки радиолярий, фораминиферы, кокколиты и др.).

По преобладающему (основному) микрокомпоненту ОВ и составу минеральной матрицы выделено девять типов горючих сланцев с разновидностями (табл. 1), в названии которых отражены типоморфные признаки. В наименовании разновидностей отражается состав второстепенных компонентов. Для каждого петрографического типа и его разновидности определены среднестатистические значения основных качественных параметров ( $Q_s^d$ ,  $T_s^dK$ ,  $S_t^d$ , ОВ).

В дальнейшем для оценки качества ГС будем использовать их разделение на следующие группы, исходя из опыта изучения эксплуатируемых в настоящее время волжских и прибалтийских сланцев:

весьма высокого и высокого качества — сланцы с содержанием ОВ 50% и более;

среднего качества — с содержанием ОВ более 30%;

низкого качества — с содержанием ОВ более 20%;

весьма низкого качества — с содержанием ОВ менее 20%. По существу эта группа представляет собой керогенсодержащие осадочные породы, непосредственно залегающие в кровле или почве сланцевого пласта. Эпизодические фрагменты ОВ составляют 1—5%.

Номенклатура минеральной матрицы определялась по следующему принципу. В случае поликомпонентного состава основной компонент (>50%) определяет наименование типа. Известковый сланец содержит более 20% карбоната различной структуры (генезиса); известковистый — 10—20%; сланец с известковым материалом — до 10%. В алеври-

Петрографические и фашиально-генетические типы горючих сланцев европейской части СССР

Таблица 1

Петрографический тип, его разновидность	Типоморфные признаки		Основные показатели качества *				Исходный материал ОВ	Класс по микрокомпонентному составу	Тип бассейна седиментации	Фашиально-генетический тип	Типичный пример.				
	микрокомпонентный состав ОВ	минеральная основа (МО)	ОВ, %	Q <sub>S</sub> <sup>d</sup> , мДж/кг	T <sub>S</sub> K <sub>1</sub> <sup>d</sup> , %	S <sub>t</sub> <sup>d</sup> , %									
1 1a 1б	T-Alg T-Alg > K-Alg T-Alg + K-Alg	Карбонатная, Глинисто-известковистая	48,8 29,5 24,0	18,6 10,7 9,2	33,1 20,0 16,0	1,4 1,2 2,4	Фитопланктон (синезеленые, зеленые водоросли, акритархи)	Собственно фитопланктониты	Открытое море, аэрируемые воды нормальной солености, богатая донная фауна	Морские фитопланктониты открытого моря	Кукерситы (O <sub>2</sub> ) Прибалтийского бассейна				
2	K-Alg, pvt (эпизодически)	Карбонатная	40,9	15,2	18,0	5,3	Фитопланктон (синезеленые, динофлагеллаты, кокколитофориды) с участием фитобентоса	»	Депрессионные впадины относительно мелкого (до 100 м) моря нормальной солености	Мелководные фитопланктониты	Основные рабочие пласты (J <sub>3</sub> V <sub>2</sub> ) Волжского бассейна				
2a	K-Alg > pvt	Карбонатная, примесь глинистая	39,8	14,1	18,0	3,7		Фитопланктониты							
2б	K-Alg ≈ pvt	Глинисто-известковистая	27,3	8,9	11,6	2,6									
3	K-Alg; T-Alg, pt, L, pvt, F (эпизодически)	Глинистая	32,5 (в)	10,6	11,9	4,2	Фитопланктон с участием бурых водорослей, фитобентоса, а также остатков высшей растительности	»	Прибрежное мелкое море	Прибрежно-морские фитопланктониты	Волжские (J <sub>3</sub> V <sub>2</sub> ) сланцы и Припятского бассейна (D <sub>3</sub> )				
			21,3 (п)	6,9	—	3,5?									
3a	То же	Глинистая с примесью известкового материала (>10%)	20,2 (б)	6,6	8,3	2,6						»	Опресненный бассейн озерно-лагунового типа	Озерно-лагунные фитопланктониты	Болтышские, новодмитровские палеогеновые сланцы
			22,0 (н)	8,6	10,0	2,8									
3б	»	Глинистая с алевроитовым (А) материалом (>10%) и известковым (до 10%)	25,9 (н)	9,4	—	1,4	»	»	»	»	»				
			33,0 (б)	11,4	—	1,0									

4	pvt; vt (эпизодически)	Глинистая	44,1	15,4	17,8	5,0	Фитобентос с участием фитопланктона, в меньшей мере остатков высших растений	Фитобентоситы	Удаленные от берега моря области развития подводных водорослевых лугов или зарослей морских трав	Морские фитобентоситы	Волжские ( $J_3v_2$ ) (горючие сланцы 11-го горизонта)
			34,2	14,5	17,1	7,0					
4a	pvt > K-Alg; vt — эпизодически		23,7	8,1	—	2,8					
4б	То же, +vt (5—10%)	Глинистая с алевритовым материалом (до 10%)	20,0	7,0	8,3	2,2					
4в	pvt >> K-Alg; vt — эпизодически	Глинистая с известковым материалом	37,4	13,0	16,5?	2,1					
5	K-Alg; pvt, vt, T-Alg — эпизодически	Кремнистая (опаловые скелеты, диатомей)	24,1	7,5	8,5	3,1	Фитопланктон (главным образом диатомовые водоросли, также синезеленые) с участием зоопланктона	Фитопланктониты	Опресненный бассейн озерно-лагунного типа, заселенный диатомовыми	Озерно-лагунные фитопланктониты	Палеоген-неогеновые горючие сланцы Новодмитровского месторождения УССР
5a		Кремнисто-глинистая (процент глинистого материала значительно варьирует)	20,0	6,9	—	4,5?					
5б	То же, +vt (5—10%)		19,0	6,0	—	4,3?					
6	cM + T-Alg; T-Alg > cM, примесь: vt + F + L (3—5%)	Глинистая с примесью алевритового материала (до 5%)	44,5	14,3	—	1,9	Фитопланктон с участием остатков высших растений	»	Опресненный озерного типа бассейн, периодически сообщавшийся с морем, с обильной, но угнетенной фауной	Озерно-морские фитопланктониты	Болтышские сланцы УССР
7	cM		33,7	10,6	—	1,7					
7a	cM; T-Alg, vt, L, F — эпизодически	То же, с увеличением алевритовой примеси (10%) и кремнистого материала	28,4	8,2	8,0	1,8					

Таблица 1 (окончание)

Петрографический тип, его разновидность	Типоморфные признаки		Основные показатели качества *				Исходный материал	Класс по микрокомпонентному составу	Тип бассейна седиментации	Фациально-генетический тип	Типичный пример
	микрокомпонентный состав ОВ	минеральная основа (МО)	ОВ, %	Q <sub>S</sub> <sup>d</sup> , мДж/кг	T <sub>SK</sub> <sup>d</sup> , %	S <sub>t</sub> <sup>d</sup> , %					
8	То же, с pvt от 10 до 25%	То же, с увеличением алевроитовой примеси (10%) и кремнистого материала	25,2 (кв)	7,4		1,5	Фитопланктон с участием зоопланктона, фитобентоса, в меньшем количестве остатков высших растений	Зоофитопланктониты	Шельфовая часть геосинклинальных областей	Геосинклинальные морские зоофитопланктониты	Горючие сланцы менилитовой серии Карпат (Р) и мелового флиша Северного Кавказа
			27,5 (к)	6,1	5,7	7,2?					
8a	Глинистая с переменным количеством кремнистого (остатки радиолярий) материала, не более 10%	23,5 (к)	6,0	5,0	11,9?						
9	Kht; K-Alg-примесь	Преимущественно известково-глинистая с вторичным кремнистым материалом	22,0 (дм)	6,6	5,0?	2,2	Зоопланктон (граптолиты, диктионемы, птероподы, гониотиты, тентакулиты) с участием фитопланктона	Зоопланктониты	Прибрежные части моря	Морские зоопланктониты	Диктионемовые (O <sub>1</sub> ), граптолитовые (O <sub>3</sub> -S <sub>1</sub> ) и доманиковые (D <sub>3</sub> fr) горючие сланцы
			19,0 (дк)	5,8	5,0	3,5					

*Примечание.* В скобках: в — волжские сланцы; б — болтышские; н — новодмитровские; п — припятские; кв — кавказские; к — карпатские; дм — доманиковые; dk — диктионемовые. Типы: 1 — известковый таллоомальгитовый (1a — известковый коллоальгинито-таллоомальгитовый, 1б — глинисто-известковый); 2 — известковый коллоальгитовый (2a — известковый псевдовитринито-коллоальгитовый); 3 — глинистый коллоальгитовый (3a — известково-глинистый коллоальгитовый, 3б — алевроито-глинистый коллоальгитовый); 4 — глинистый псевдовитринитовый (4a — глинистый коллоальгинито-псевдовитринитовый, 4б — то же с алевроитовым материалом, 4в — то же с известковым материалом); 5 — кремнистый коллоальгитовый (5a — кремнисто-глинистый коллоальгитовый, 5б — то же с витринитом); 6 — глинистый сорбомикстинито-таллоомальгитовый; 7 — глинистый сорбомикститовый (7a — то же с алевроитовым материалом); 8 — то же с pvt (8a — то же с кремнистым материалом); 9 — известково-глинистый коллоальгинито-коллохитинитовый.

\* Приведены среднестатистические значения для типа, разновидности (вопрос означает, что данные требуют уточнения).

товом сланце количество кластического материала превышает 10%; в алевритистом 5—10%; сланец с алевритовым материалом 1—5%.

Таким образом, каждый петрографический тип и разновидность характеризуются определенными количествами свойственных только ему составляющих компонентов, как минеральных, так и органических. Соответственно им распределяются значения главных качественных параметров (см. табл. 1).

Микроструктуры горючих сланцев. Наиболее широко в составе ГС представлен бесструктурный альгинит — коллоальгинит (К-Alg). Он может присутствовать в виде лентовидных, лейстовидных образований, по длинной оси расположенных параллельно друг другу. Причем эти образования либо разобщены другими микрокомпонентами или минеральными компонентами, либо сближены, образуя микрослойки неоднородной внутренней микроструктуры. Коллоальгинит также выступает в качестве «базального цемента», в который погружены все другие составные компоненты (органические и минеральные). Визуально при незначительном увеличении ( $\times 20$ ) такой К-Alg структурно однороден. Однако с помощью фазово-контрастного устройства заметна и отчетливо проявляется структурная и оптическая неоднородность «базального» коллоальгинита, обусловленная тем, вероятно, что ботанические предшественники керогена были разнотипными, различна также степень их окисленности. В результате видна мозаичная микроструктура (псевдоанизотропная) и микротекстура «течения».

Низкокачественные ГС имеют органоминеральную матрицу, в которой коллоальгинит находится в сложной структурной смеси с глинистой составляющей. Такая основа по существу представляет собой сорбомикстинит, который в виде пятен, «хлопьев» можно встретить в керогеновых и керогенсодержащих породах.

Структурный альгинит (талломоальгинит Т-Alg) — основной микрокомпонент в кукерситах и болтышских сланцах. Его морфологические особенности и оптические свойства не отличаются от свойств талломоальгинита в богхедах. У большинства же типов ГС различных месторождений талломоальгинит — это второстепенный (эпизодический) микрокомпонент (см. табл. 1).

Вторым по значимости (занимаемому объему) в горючих сланцах микрокомпонентом является псевдовитринит (pvt). В общей органоминеральной массе он всегда имеет лейстовидно-лентовидную форму, однако с размытыми, неотчетливыми контурами краев. Pvt нередко образует слои обогащения, но чаще находится в тесном контакте с лейстовидными, прожилковыми образованиями К-Alg, обуславливая директивность микротекстуры. В «базальном» коллоальгините также отмечается pvt, подчеркивая структурную и вещественную неоднородность органического вещества.

По размеру фрагментов pvt отчетливо выделяются следующие микроструктуры ОВ: грубо-, крупно-, мелкофрагментарная (соответственно размеры фрагментов  $> 0,2$ ;  $0,01—0,2$  и  $< 0,01$  мм). По характеру распределения фрагментов различаются лейстовидно- и волокнисто-фрагментарная микроструктуры. Вторая свойственна горючим сланцам с содержанием ОВ  $\approx 50\%$ .

Витринит, инертинит, липтинит морфологически обособлены, их распределение подчеркивает слоистость.

Изучение минеральной матрицы под микроскопом показало, что ее вещественный состав и микроструктура взаимообусловлены (табл. 2).

Микроструктурные особенности ОВ и минеральной матрицы определяют особенности общей структуры горючего сланца под микроскопом. При этом низкокачественные ГС, а также керогеновые породы (ОВ 10%) сохраняют типоморфные признаки алеврито-глинистых (глины, алевриты, аргиллиты и т. д.), известковых (мергели, известняки), кремнистых (диатомиты, радиоляриты, сланцы) пород.

Горючие сланцы средне- (ОВ 30—50%) и высококачественные (ОВ  $> 50\%$ ) характеризуются своеобразными структурами, не свойст-

## Микроструктуры и минеральный состав минеральной матрицы (ММ) горючих сланцев

Микроструктура	Состав	Характерные особенности
Кристаллически-зернистая	Карбонатный (кальцит)	От крупно- до мелкокристаллически-зернистой
Пелитоморфная в сочетании с микроорганогенной	Известково-глинистый	Известковая — значительная часть представлена остатками кокколитофорид
	Кремнисто-глинистый	Кремнистая — остатки диатомей, радиолярий; глинистая — поликомпонентная
Крипточешуйчатая	Глинистый подкомпонентный (смешанослойные минералы)	Агрегатная поляризующая масса; микротекстура беспорядочная
Структура одновременного погасания	Гидрослюдистый	Директивная микротекстура

Таблица 3

## Микроструктуры ГС

Микроструктура	Характеристика	Пример
Богхедовая (см. фигуру, а)	T-Alg, не менее 25%, основная часть представлена коллоальгинитом или сорбомикстинитом, глинистым или известковым материалом	Тип 1 (кукерситы), 6 (болтышские ГС)
Базальная (см. фигуру, б)	K-Alg превалирует, в него «погружены» все сланцеобразующие компоненты	Тип 2 (волжские ГС)
Фрагментарная (см. фигуру, в)	Pvt, K-Alg, vt в виде лейст, образующих скопления; превалируют K—ММ — известково-глинистая	Тип 3, 4 (волжские, припятские, болтышские ГС)
Алевропелитовая в сочетании с фрагментарной (см. фигуру, г)	ОВ=K-Alg+pvt+vt+L в виде лейст, линзовидных, лентовидных фрагментов, ММ — глинистая с примесью алевритового, известкового материала	Тип 3 (волжские, припятские, болтышские, новодмитровские ГС), 5, 8, 9

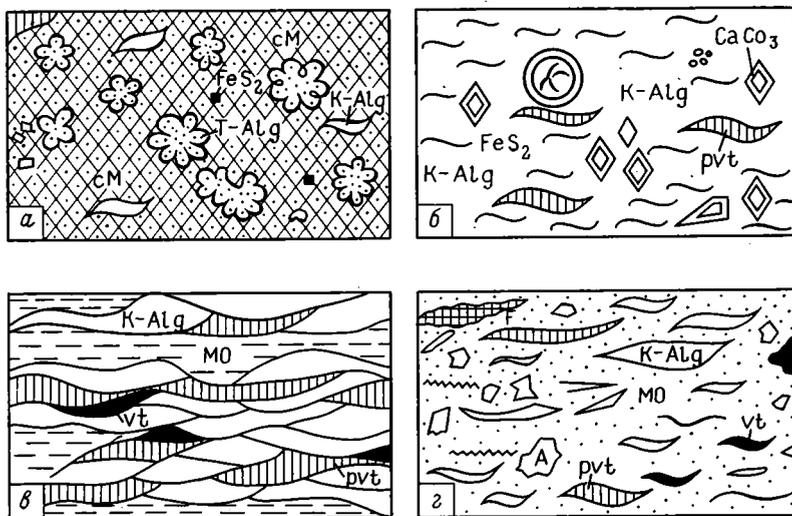
венными другим осадочным породам. В наименовании структуры ГС отражаются микроструктурные (размер), морфологические (форма) особенности как органической, так и минеральной части с учетом процентного содержания ОВ и ММ. Наиболее широко представлены четыре вида микроструктур в девяти петрографических типах ГС: богхедовая, базальная, фрагментарная и алевропелитовая в сочетании с фрагментарной (фигура), характеристики которых приведены в табл. 3.

Из табл. 1 следует, что наиболее широко распространенными типами ГС на описываемой территории являются известковый коллоальгитовый и глинистый коллоальгитовый петрографические типы. Микрокомпонентный состав кукерситов и новодмитровских сланцев специфичен и их аналоги на других месторождениях не установлены.

**Генетические типы ГС.** Основанием для отнесения ГС к тому или другому генетическому типу послужили главным образом данные об исходном составе ОВ сланцев и характере обстановки седиментации сланцеобразующих компонентов.

**Исходный материал ОВ.** По составу и микроструктурным особенностям микрокомпонентов можно предположить, что исходным материалом керогена выявленных типов горючих сланцев служили: фитопланктон, фитообентос, зоопланктон, высшие растения. Остатки послед-

них, как указывалось выше, не играют какой-либо значительной роли в вещественном составе керогена. Он определяется отношением трех первых источников. По преобладанию одного компонента нами выделены следующие вещественно-генетические типы керогена горючих сланцев (см. табл. 1). Оценивая даже качественно роль биопродуцентов ОВ горючих сланцев видно, что главным был фитопланктон. Ботанические предшественники его в зависимости от геологического возраста горючих сланцев различны [7]: это акритархи, синезеленые, желто-зеленые и бурые водоросли, динофлагелляты, кокколитофориды и диатомовые водоросли (см. табл. 1). Зоопланктониты распространены ограниченно.



Микроструктуры горючих сланцев  
 а — богхедовая; б — базальная; в — фрагментарная; г — алевропелитовая  
 в сочетании с фрагментарной

Вероятно, незаслуженно приуменьшено значение многоклеточных ламинариевых водорослей [7] как важных биопродуцентов керогена юрских (Волжско-Печорская провинция) и меловых (Северный Кавказ) горючих сланцев.

Седиментационные обстановки и фации накопления ОВ горючих сланцев. Выявленные петрографические типы характерны для горючих сланцев, приуроченных как к платформенным, так и геосинклинальным отложениям [10, 15]. Литологический, фаунистический состав осадков сланценосных отложений, геологическая история их образования [2, 6, 8, 11] на территории европейской части СССР свидетельствуют о том, что формирование пластов горючих сланцев связано с условиями морской сублиторальной седиментационной обстановки. Гидродинамические особенности бассейна седиментации определяют главным образом экологическую специфику областей аккумуляции биологических предшественников органического вещества горючих сланцев. Н. М. Страхов [9] полагает, что одним из определяющих и благоприятных факторов накопления горючих сланцев является высокая биопродуктивность бассейна седиментации. Высокой продуктивности фитопланктона способствовали прозрачность вод (отсутствие материкового стока), высокая степень освещенности (следовательно, незначительная глубина бассейна и обилие солнечного света), нормальный солевой и газовый режимы (отсутствие сероводородного заражения), наличие и периодическое возобновление питательных веществ, обеспечивающих расцвет биологических видов.

Для последующего накопления исходного органического вещества горючих сланцев важная роль принадлежит формированию бескисло-

родных восстановительных геохимических условий, наиболее благоприятных для консервации ОВ.

Существенное изменение отмеченных факторов (опускание дна, ухудшение освещенности и др.) приводили, вероятно, к образованию пород с рассеянной формой ОВ, как правило, разделяющих пласты горючих сланцев в разрезе и сменяющих их по латерали на выклинивании.

Вследствие перечисленных выше факторов для горючих сланцев характерны следующие особенности:

исключительная тонкоструктурность минеральной матрицы и высокая степень разложенности ОВ, что говорит о стабильных условиях седиментации;

монтмориллонит-гидрослюдистый состав глинистой составляющей и высокая известковистость некоторых типов ГС, что свидетельствует об аридизации климата (обилие солнечного света);

обильный органический мир — ГС содержит многочисленные остатки фауны, среди которых присутствуют типично стеногалинные формы, что свидетельствует о нормальном солевом и газовом режимах бассейна седиментации;

высокие коэффициенты концентрации Mo, Ni, Cu, Mn [17], являющихся индикаторами восстановительных условий диагенеза.

Практически на любом месторождении пласты горючих сланцев отличаются по петрографическому составу, характеру автохтонного тана-тоценоза, мощности, строению, т. е. по комплексу признаков, по которым возможна реконструкция палеогеографических условий его накопления. Так, известковистые фитопланктониты с богатой донной фауной (кукерситы) накапливались в условиях открытого моря нормальной солености [2]. Волжские фитобентоситы формировались в зонах развития подводных водорослевых лугов и зарослей морских трав, удаленных от берега моря [13, 14, 16]. Болтышские сланцы с обильной, но угнетенной фауной образовались в бассейне лагунно-озерного типа, периодически сообщавшегося с морем [8, 10].

Известковые коллоальгитовые высококачественные горючие сланцы Волжского бассейна, приуроченные к зоне *Dorsoplanites panderi* [2, 9], накапливались в депрессионных участках относительно мелкого моря нормальной солености, а более низкокачественные — в прибрежных условиях, отличающихся иным гидродинамическим режимом, что нашло отражение как в качестве (незначительный процент содержания ОВ, вероятно, вследствие большой насыщенности воды кислородом и большей вероятности безвозвратной потери ОВ), так и в составе ГС (наличие алевроитовой примеси) [13, 14, 16]. Иными словами, многообразие петрографических типов обусловлено различием фаций, благоприятных для накопления органического вещества ГС, а в пределах месторождения — чередование различных петрографических типов — сменой фациальных условий. Все это находит отражение в характере парагенетических ассоциаций микрокомпонентов керогена и минеральной матрицы.

В заключение отметим, что формирование горючих сланцев связано со следующими фациями: открытого моря, депрессионных участков мелкого моря, прибрежного мелкого моря, областей развития подводных водорослевых лугов и зарослей морских трав, опресненного бассейна озерно-лагунного типа, шельфа геосинклинальных областей (см. табл. 1). В связи с этим выделены следующие фациально-генетические типы горючих сланцев: морские фитопланктониты открытого моря, мелководно-, прибрежно-морские фитопланктониты, озерно-лагунные фитопланктониты, морские фитобентоситы, морские зоофитопланктониты, морские зоопланктониты.

Таким образом, характер соотношения основных компонентов исходного материала горючих сланцев, определяющий принадлежность к петрографическому типу, является отражением фациальных условий сланцеобразования.

Фации горючих сланцев материализованы в виде залежей (пластов), возникших в результате аккумуляции органоминеральных морских осад-

ков, контуры которых обусловлены границами «расселения» фитопланктона, фитобентоса и зоопланктона. Этим объясняется сложное строение сланценосной толщи и пестрая картина фациально-петрографического ее профиля на сланцевых месторождениях.

#### Литература

1. Гинзбург А. И. Органическое вещество петрографических типов горючих сланцев (на примере некоторых месторождений СССР).— Литология и полез. ископаемые, 1969, № 4, с. 39—52.
2. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. II. М.: Недра, 1968. 608 с.
3. Гонцов А. А., Хрусталева Г. К., Курбатова Э. Г., Панфилов Н. К. Горючие сланцы Туапсинского района на Кавказе.— Литология и полез. ископаемые, 1979, № 6, с. 81—87.
4. Гонцов А. А., Хрусталева Г. К., Гайдукова С. В. К сравнительной характеристике состава и качества горючих сланцев Кендерлыкского месторождения.— ХТТ, 1982, № 2, с. 3—7.
5. Казаринов В. В. Органическое вещество баженовской свиты Западно-Сибирской плиты.— Сов. геология, 1983, № 5, с. 25—30.
6. Жмур С. И., Емец Т. П., Барташевич О. В. и др. Сланценосные горизонты Волжского бассейна.— Литология и полез. ископаемые, 1983, № 4, с. 26—35.
7. Парпарова Г. М., Неручев С. Г., Жукова А. В. и др. Петрографические типы органического вещества нефтематеринских пород и горючих сланцев.— В кн.: Геохимия горючих сланцев (III Всес. совещ.). Таллин: Валгус, 1982, с. 133—134.
8. Прогноз горючих сланцев европейской части СССР. Таллин: Валгус, 1974. 69 с.
9. Страхов Н. М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М.: Наука, 1973. 605 с.
10. Формации горючих сланцев (методы изучения и генетическая классификация). Таллин: Валгус, 1973. 161 с.
11. Хрусталева Г. К., Гонцов А. А. Вещественный состав и условия образования межугольных пород Новодмитровского месторождения.— Геол. журн. АН УССР, 1978, № 3, с. 124—129.
12. Хрусталева Г. К. Состояние и задачи литолого-петрографических исследований горючих сланцев (обзор). М.: ВИЭМС, 1980. 23 с.
13. Хрусталева Г. К., Гонцов А. А. Петрографическая характеристика горючих сланцев Поволжья.— Сов. геология, 1980, № 2, с. 112—115.
14. Хрусталева Г. К. Петрология горючих сланцев Волжско-Печорской провинции и прогноз их ресурсов.— В кн.: Ресурсы твердых горючих ископаемых, их увеличение и комплексное рациональное использование в народном хозяйстве: Тез. докл. VII Всес. угольного совещ. Ростов-на/Д: ВНИИГРИуголь, 1981, с. 266—267.
15. Хрусталева Г. К. Геотектонический режим и седиментационные обстановки накопления горючих сланцев.— В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и в океанах: Тез. докл. XII Всес. литол. совещ. Новосибирск, 1981, с. 269—270.
16. Хрусталева Г. К. Генетические типы горючих сланцев и их качество (Волжский бассейн).— В кн.: Геохимия горючих сланцев: Тез. докл. III Всес. совещ. Таллин: Валгус, 1982, с. 199—201.
17. Хрусталева Г. К. Оценка металлоносности горючих сланцев Волжско-Печорской провинции.— В кн.: Геохимия горючих сланцев: Тез. докл. III Всес. совещ. Таллин: Валгус, 1982, с. 198—199.
18. Хрусталева Г. К. Классификация горючих сланцев.— Изв. СКНЦВШ. Сер. естественных наук, 1984, № 3, с. 64—68.

ВНИИГРИуголь,  
Ростов-на-Дону

Поступила в редакцию  
23.VII.1985

УДК 550.4 : 553.63

## **МЕДЬ, МАРГАНЕЦ И ЖЕЛЕЗО В СОЛЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ**

**ОСИЧКИНА Р. Г., ПОПОВ В. С., ТИЛЛЯХОДЖАЕВ Х. Н.**

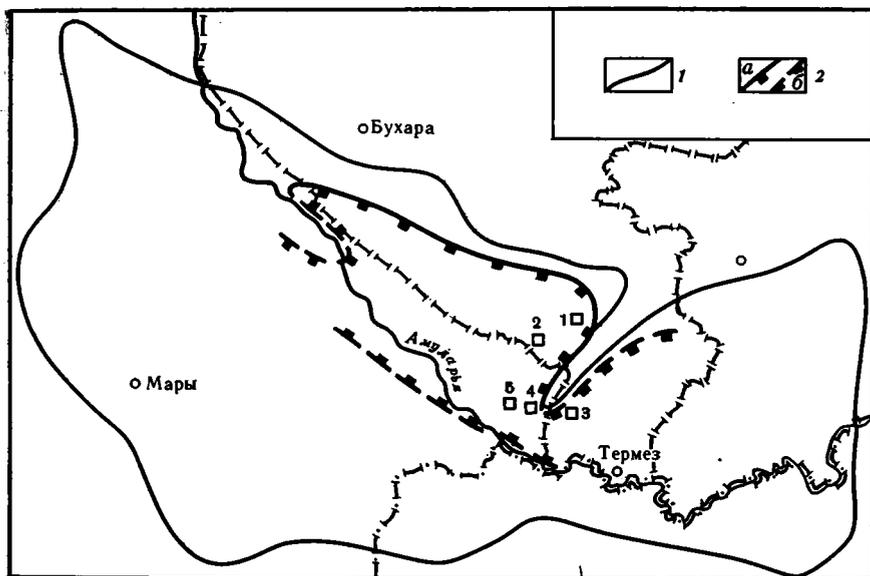
Приведен новый фактический материал по содержанию и распределению микроколичеств водо- и кислоторастворимых форм меди, марганца и железа в соляных породах верхнеюрской галогенной формации юга Средней Азии. Установлено, что состав галопелитов находится в тесной взаимосвязи с солевым составом пород. Отмечена большая латеральная миграция марганца по сравнению с железом. Показана возможность использования данных о распределении микроэлементов (Cu, Mn, Fe) при расшифровке условий формирования соляных отложений и прогнозирования скоплений калийных солей.

Прогнозирование залежей калийных солей на обширных территориях галогенных формаций невозможно без знания условий их формирования, в частности установления связи солеродного бассейна с источниками питания на разных этапах его существования. Ценная дополнительная информация к геологическим данным при решении таких аспектов палеогеографии может быть получена при детальном исследовании микроэлементов соляных пород. Среди них наиболее хорошо изучены бром [2], бор (9, 10), редкие щелочные элементы, таллий [3, 7] и др. Однако такие широко распространенные в осадочных породах элементы, как железо, марганец, медь в этих целях не используются из-за того, что их поведение в процессе галогенеза изучено недостаточно, хотя исследованию их содержания посвящено немало работ [1, 4—6, 8, 11, 15, 19]. Установлено, что железо присутствует в соляных породах в трех основных минералогических формах: сульфидной (пирит, марказит), карбонатной (сидерит, анкерит, минералы брайнеритового ряда), окисной (гематит, гидротит). Большая часть марганца входит в состав карбонатов, изоморфно замещая кальций (и в меньшей степени магний); сведения о форме нахождения меди в собственно соляных породах и минералах отсутствуют.

Интерес к изучению перечисленных элементов определяется тем, что они входят в группу элементов «континентального стока» [12], которые позволяют понять роль континентального источника питания в галогенезе. Изучение валентных форм железа позволяет судить также об окислительно-восстановительных условиях среды осадконакопления.

Нами изучено распределение микроколичеств водо- и кислоторастворимых (аутигенных) форм меди, марганца и железа по разрезам на четырех месторождениях калийных солей, расположенных вблизи береговой линии Среднеазиатского верхнеюрского калиеносного бассейна (Акбаш, Ходжа-Икан), и в его центральной части (Карлюк, Карабиль) (фиг. 1).

Содержание водорастворимых меди и марганца по разрезу скв. 39 Ходжа-Иканского месторождения варьирует от «аналитического нуля» до  $16,6 \cdot 10^{-6}$  и  $6,73 \cdot 10^{-3}\%$  соответственно. Для меди отмечена тенденция к увеличению содержаний по мере возрастания калиеносности пород. В каменной соли из подстилающей и покровной зон содержания меди почти равны ( $1,08 \cdot 10^{-6}$  и  $1,24 \cdot 10^{-6}\%$ ), однако в покровной зоне отклонения от среднего содержания, величины дисперсий  $S^2$  (0,45—0,57) и коэффициенты вариации  $V$  (59,84—81,52) в 2 раза выше. В каменной соли с включениями калийных солей ( $KCl < 5\%$ ) и карбонатно-глинистых включений (Н. О. 5—10%) среднее содержание меди составляет



Фиг. 1. Схема распространения галогенных отложений на юге Средней Азии [13, 14] 1 — граница солеродного бассейна; 2 — граница калиевого бассейна (а — установленная, б — предполагаемая). Цифры на схеме — месторождения: 1 — Акбаш, 2 — Тюбегатан, 3 — Ходжа-Икан, 4 — Карлюк, 5 — Карабиль

$2,75 \cdot 10^{-6}\%$ , а в каменной соли с включениями сильвина ( $<10\%$ ) и карналлита ( $5\%$ ) —  $3,18 \cdot 10^{-6}\%$ . В этих типах пород наблюдаются максимальные колебания содержаний меди ( $S^2$  от 2,86 до 23,13;  $V > 100$ ). Функция распределения во всех типах указанных пород значительно отклоняется от нормальной ( $E/\sigma_E$  и  $A/\sigma_A \gg 3$ ). В бедных и богатых сильвинитах и карналлитах среднее содержание меди более устойчиво (от  $1,11 \cdot 10^{-6}$  до  $2,06 \cdot 10^{-6}\%$ ), а значения дисперсий и коэффициентов вариаций снижаются почти в 2 раза; функция распределения подчиняется нормальному закону:  $E/\sigma_E$  и  $A/\sigma_A < 3$ .

Для марганца вместе с тенденцией к накоплению на стадии калийных солей проявляется связь с карбонатно-глинистым материалом. Так, в породах, содержащих нерастворимый в воде остаток в количестве более  $5\%$ , среднее содержание марганца колеблется от  $1,18 \cdot 10^{-3}$  до  $1,72 \cdot 10^{-3}\%$ , а в тех типах пород, где нерастворимого остатка меньше  $5\%$ , марганца от  $0,14 \cdot 10^{-3}$  до  $0,36 \cdot 10^{-3}\%$ . Вместе с тем максимальное содержание марганца (до  $6,34 \cdot 10^{-3}\%$ ) обнаружено в богатых сильвинитах, в сильвинсодержащей каменной соли и в бедных карналлитах. Взаимосвязь содержаний марганца в породах со стадиями соленакопления четко проявляется при сравнении средних содержаний марганца в различных типах пород; она повышается от каменной соли ( $0,15 \cdot 10^{-3}$ — $1,62 \cdot 10^{-3}\%$ ) к сильвинитам ( $0,3 \cdot 10^{-3}$ — $1,3 \cdot 10^{-3}\%$ ) и карналлитам ( $1,57 \cdot 10^{-3}$ — $1,82 \cdot 10^{-3}\%$ ). В карналлитах величины дисперсий (1,82—2,95) и коэффициентов вариаций  $V$  (59,67—93,35) сравнительно невелики. Функция распределения содержаний марганца в карналлитах подчиняется нормальному закону ( $E/\sigma_E$  и  $A/\sigma_A < 3$ ). В отличие от калийных пород в различных типах каменной соли функция распределения содержаний марганца отклоняется от нормальной. В покровной каменной соли ( $\text{H}_2\text{O} < 5\%$  и  $\text{KCl} < 0,3\%$ ), в каменной соли с включением сильвина ( $<5\%$  ( $\text{H}_2\text{O} < 5\%$ )) и сильвинсодержащей каменной соли ( $\text{KCl}$  5— $10\%$ )  $E/\sigma_E = 34,51$ ,  $A/\sigma_A = 13,27 \gg 3$ . Именно в этих типах пород коэффициенты вариаций имеют максимальные значения (240,37—314,30), что отражает сложность условий межфазового распределения марганца на данных стадиях галогенного осадконакопления.

На Карабильском месторождении содержание водорастворимой меди варьирует от «следов» до  $5,47 \cdot 10^{-6}\%$ . По разрезу соляной толщи

(скв. 96) в целом распределение меди более равномерное, чем в Ходжа-Икане; не наблюдается здесь и тенденции к увеличению ее содержания по мере возрастания калиеносности пород. Так, в каменной соли с включением сильвина (<5%) содержание меди изменяется от «аналитического нуля» до  $3,17 \cdot 10^{-6}\%$  (ср.  $0,8 \cdot 10^{-6}\%$ ), в богатых сильвинитах (КСI 20—50%) медь присутствует от «следов» до  $3,6 \cdot 10^{-6}\%$  (ср.  $1,1 \cdot 10^{-6}\%$ ), в богатых карналлитах (20%) — от «следов» до  $2,48 \cdot 10^{-6}\%$  (ср.  $0,86 \cdot 10^{-6}\%$ ). Значения коэффициентов вариации и дисперсии для всех типов пород здесь примерно одинаковы, что указывает на отсутствие накопления меди в каком-либо из типов пород.

Содержание марганца в том же разрезе варьирует от «аналитического нуля» до  $1,97 \cdot 10^{-3}\%$ . Несмотря на более низкое содержание марганца в породах данного месторождения по сравнению с Ходжа-Иканским, тенденция к накоплению этого элемента на стадии садки калийных солей и здесь выражена отчетливо. Среднее содержание марганца увеличивается от каменной соли (ср.  $0,17 \cdot 10^{-3}$ — $0,48 \cdot 10^{-3}\%$ ) к калийным солям (ср.  $0,58 \cdot 10^{-3}$ — $0,76 \cdot 10^{-3}\%$ ). Именно в последних обнаружено максимальное содержание марганца ( $1,9 \cdot 10^{-3}$ — $3,23 \cdot 10^{-3}\%$ ). Наибольшие колебания его содержания наблюдаются в покровной каменной соли (164,7), а наименьшие (48,57—55,64) — в карналлитовых породах, что подтверждает стабильность содержания в них этого элемента.

На месторождении Карлюк содержание меди варьирует от «следов» до  $2,65 \cdot 10^{-6}\%$ . Распределение ее по разрезам и типам пород равномерное. Повышенное содержание меди ( $1,6 \cdot 10^{-6}$ — $1,8 \cdot 10^{-6}\%$ ) спорадически встречается во всех типах пород, однако в каменной соли преобладают низкие содержания меди, тогда как в калийных породах такие содержания встречаются реже. Содержание меди в каменной соли варьирует от  $0,15 \cdot 10^{-6}$  до  $0,47 \cdot 10^{-6}\%$ , а в калийных породах — от  $0,44 \cdot 10^{-6}$  до  $0,64 \cdot 10^{-6}$ . Функция распределения содержания меди во всех выделенных типах пород подчиняется нормальному закону, за исключением богатого сильвинита, где она асимметрична ( $E/\sigma_E$  и  $A/\sigma_A > 3$ ).

Накопление марганца на стадии садки калийных солей на Карлюкском месторождении не установлено. Содержание его во всех типах пород колеблется от  $0,32 \cdot 10^{-3}$  до  $0,41 \cdot 10^{-3}\%$ . Наибольшие колебания содержания марганца наблюдаются в покровной (V 155,54) и подстилающей (V 120,6) каменной соли. В сильвинитах с включением карналлита значения дисперсии и коэффициента вариации уменьшаются ( $S^2$  0,04; V 62,5), что характеризует стабильность содержания марганца в этом типе пород. Это подтверждается и функцией распределения содержания марганца, которая согласуется с законом нормального распределения ( $E/\sigma_E$  и  $A/\sigma_A < 3$ ).

Проведенные исследования состава галопелитов в разрезах и по площади соленосного бассейна показали большое влияние вод континентального стока на процесс галогенеза. В разрезе Акбашского месторождения (северо-восточная часть калиеносного бассейна) подстилающая каменная соль характеризуется минимальным (ср. 6,9%) содержанием галопелитового материала, в котором основную роль играет сульфат кальция, силикаты (не более 23%) и особенно карбонаты (до 10%) имеют подчиненное значение.

Выше по разрезу, в зоне промежуточной каменной соли, содержание галопелитов увеличивается до 15—29%. В отдельных прослоях соотношение силикатов и сульфата кальция значительно варьирует. В верхнем калиеносном горизонте основными компонентами галопелитов являются силикатные минералы и карбонаты, причем чаще всего преобладают первые, реже — наоборот; содержание сульфата кальция пониженное (<6%). Значения коэффициента доломитовости  $K_{\text{дол}}$ <sup>1</sup> здесь невысоки и колеблются от 11 до 43%, и только в пласте, наиболее богатом силь-

$$^1 K_{\text{дол}} = \frac{\text{MgCO}_3}{\sum \text{MgCO}_3 + \text{CaCO}_3} \cdot 100\%.$$

винитом и карналлитом,  $K_{\text{дол}}$  достигает 60,15%. В покровной каменной соли содержание галопелитового материала возрастает до 55%. В его составе преобладают силикаты (до 76%), количество карбонатов в 2—3 раза меньше.

На месторождениях южной части калиеносного бассейна, особенно на Ходжа-Иканском, расположенном вблизи локального поднятия, в породах подстилающей каменной соли главными компонентами галопелитов являются силикаты и карбонаты;  $K_{\text{дол}}$  последних достигает 92,5%, содержание сульфата кальция составляет не более 10%. В галопелитах вышележающих калийных пластов доминируют силикаты, а карбонаты приобретают повышенную магниальность. В покровной каменной соли Ходжа-Икана в составе галопелитов, в отличие от галопелитов калийных зон, увеличивается содержание силикатов (47,21—75,8%) за счет уменьшения карбонатов (19—50%);  $K_{\text{дол}}$  варьирует в пределах от 15,29 до 51,74%.

На Карлюкском и Карабильском месторождениях, расположенных в центральной части бассейна, соляные породы менее загрязнены галопелитовым веществом, причем некоторые пробы галопелитов из калийных зон характеризуются преобладанием карбонатной составляющей. Это особенно характерно для Карлюкского месторождения, в галопелитах которого значение  $\text{CaCO}_3/\text{MgCO}_3$  чаще составляет менее единицы. Доломит в их составе играет резко подчиненную роль (преобладает магнетит), тогда как в породах Акбашского месторождения доломит распространен значительно шире. Увеличение магниальности карбонатов четко выражается при сопоставлении значений коэффициентов доломитовости: в Акбаше 30—50%, в Ходжа-Икане 60—80, в Карабиле и Карлюке 90—100%.

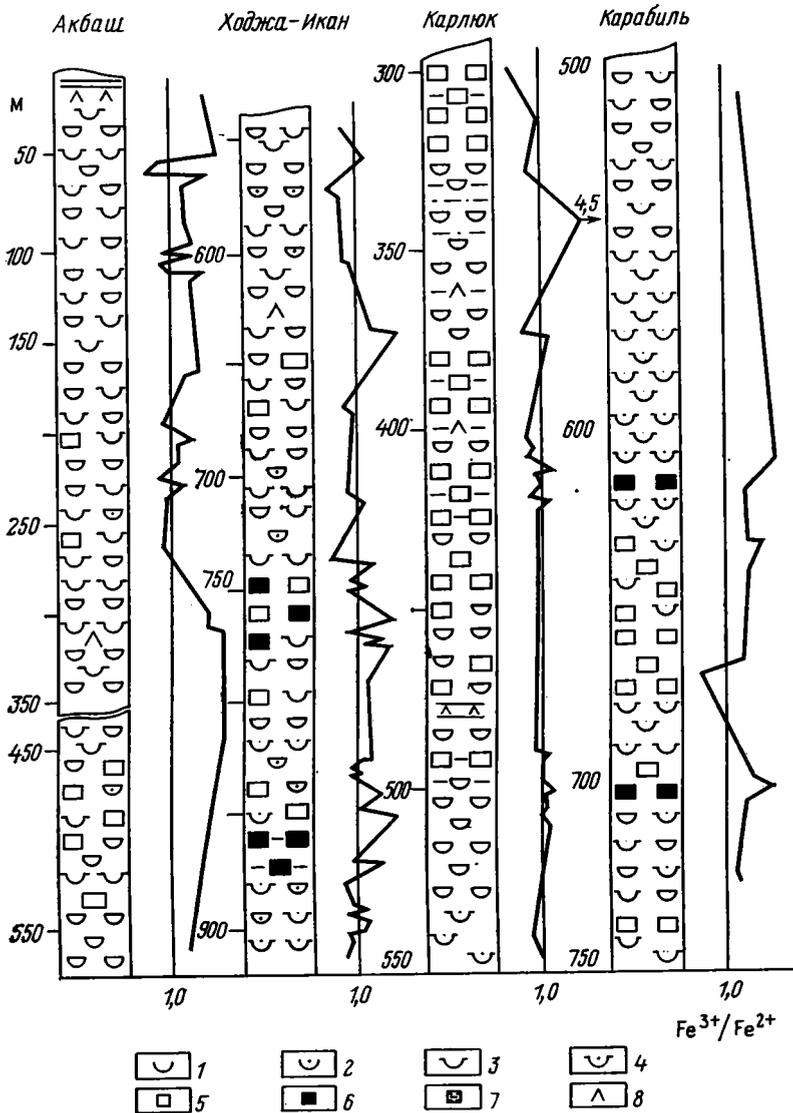
При рассмотрении распределений микроэлементов в галопелитах в большинстве случаев наблюдается прямая зависимость содержаний микроэлементов от количества водонерастворимого остатка.

В соляных породах Акбашского и Ходжа-Иканского месторождений, более загрязненных карбонатно-глинистыми включениями, среднее содержание кислоторастворимых соединений железа(II) составляет соответственно 0,042 и 0,063%, железа(III) — 0,050 и 0,053%, что в 2—3 раза превышает среднее содержание этих элементов в составе галопелитов Карлюкского и Карабильского месторождений. Для распределения марганца установлена та же закономерность: содержание кислоторастворимого марганца в Акбашском и Ходжа-Иканском месторождениях составляет  $0,52 \cdot 10^{-2}$ — $0,54 \cdot 10^{-1}$ %, в Карлюкском и Карабильском —  $0,29 \cdot 10^{-2}$ — $0,34 \cdot 10^{-2}$ . Однако в ряде случаев и при больших значениях водонерастворимого остатка (главным компонентом которого является сульфат кальция) породы характеризуются очень низким содержанием этих элементов.

В изученных солевых породах намечается тенденция к увеличению количества двухвалентного железа (до 0,23%) и марганца (до  $2,43 \cdot 10^{-2}$ %) с возрастанием их карбонатности, что особенно четко выражено в Ходжа-Иканском и Карлюкском месторождениях.

Содержание меди в галопелитах изученных месторождений варьирует от «аналитического нуля» до  $7,82 \cdot 10^{-5}$ %, а среднее содержание ее по месторождениям более стабильно, чем железа и марганца. Так, содержание меди в галопелитах Акбашского и Ходжа-Иканского месторождений составляет  $1,65 \cdot 10^{-5}$ — $1,86 \cdot 10^{-5}$ %, а в Карлюкском и Карабильском —  $1,02 \cdot 10^{-5}$ — $1,15 \cdot 10^{-5}$ %. На общем фоне довольно равномерного распределения кислоторастворимой меди в галопелитах изученных месторождений встречаются случаи приуроченности повышенных содержаниях этого элемента к разностям соляных пород, обогащенных силикатами. Так, в галопелитах, где «силикатный остов» составляет от 30,77 до 64,70%, выявлены максимальные ( $4,79 \cdot 10^{-5}$ — $5,79 \cdot 10^{-5}$ %) содержания меди.

Исследование распределения валентных форм железа в галопелитах показало, что по всему разрезу Акбашского месторождения окисное же-



Фиг. 2. Распределение валентных форм железа в разрезах соляных толщ месторождений  
 1—4 — каменная соль (1 — бесцветная, серая, 2 — с включениями глин, 3 — розовая, 4 — розовая с включениями глин); 5 — сильвин; 6 — карналлит; 7 — глинистые прослойки; 8 — ангидрит

лезо преобладает над закисным ( $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 1,63-3,6$ ), реже величина этого отношения составляет менее единицы. В разрезе Ходжа-Иканского и Карлюкского месторождений преобладают галопелиты, в которых величина  $Fe^{3+}/Fe^{2+} \leq 1$ , а в галопелитах Карабильского месторождения, наоборот, окисное железо чаще преобладает над закисным ( $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 1,3-2,4$ ) (фиг. 2).

Анализ фактического материала показывает, что различия в составе галопелитов (включая содержание в них микроэлементов) как в разрезах, так и по площади бассейна, обусловлены условиями их формирования, при этом важную роль играли воды континентального стока, привнесшие с собой хемогенный и терригенный материал, преобразуемый в условиях агрессивной среды солеродного бассейна. Поступавшие с суши бикарбонатно-кальциевые воды и терригенный материал в этой части бассейна (Акбаш, Тюбегатан) не успевали прореагировать с рапой; реакция Гайддингера осуществлялась здесь лишь в той степени, которая приводила к снижению содержания сульфата-иона в рапе до 60%

от ее начального количества. Однако этого было достаточно, чтобы образовать бессульфатные калийные отложения. По-иному складывалось взаимодействие метаморфизирующих агентов и рапы в центральной зоне бассейна (Ходжа-Икан, Карабиль, Карлюк), удаленной от области континентального стока. Здесь создавались условия, благоприятствующие развитию всех стадий метаморфизации, что и приводило к повышению магнезиальности галопелитов.

Полученные данные указывают на тесную взаимосвязь состава галопелитов с солевым составом пород (включая микрокомпоненты) в разрезах и по площади исследуемой калиеносной формации, отражая интенсивность и глубину процессов метаморфизации. Именно этот процесс, обусловивший бессульфатный характер калийных соляных пород, выступал в роли активного фактора формирования галопелитов, определяя состав силикатных и особенно карбонатных компонентов.

Повышение магнезиальности как карбонатной, так и силикатной составляющих галопелитов в калиеносном бассейне происходило в направлении с северо-востока на юго-запад: от Акбаша к Ходжа-Икану и далее — к Карлюку и Карабилю (см. фиг. 1). Это направленное изменение в составе галопелитов свидетельствует о поступлении континентальных вод в солеродный бассейн с северо-востока.

При выяснении закономерностей распределения марганца в соляных отложениях необходимо также иметь в виду его связь с карбонатно-глинистым материалом, вследствие чего при анализе соляных пород в большинстве случаев водорастворимого марганца обнаружено в 10—15 раз меньше, чем кислоторастворимого. Максимальные ( $2,43 \cdot 10^{-2}\%$ ) содержания марганца в солянокислых вытяжках установлены в галопелитах с преобладанием карбонатов доломит-кальцитового состава. В отдельных случаях повышенные ( $1,5 \cdot 10^{-2}$ — $2 \cdot 10^{-2}\%$ ) количества марганца тяготеют и к высокомагнезиальным карбонатам ( $K_{\text{дол}} 60$ — $70\%$ ). В галопелитах, где доминируют ангидрит и силикаты, марганец не обнаружен или присутствует в следовых количествах. Приуроченность марганца к карбонатно-глинистому материалу количественно подтверждается расчетом коэффициентов корреляции для пар: «нерастворимый в воде остаток — Mn» ( $r_{\text{выч}}=0,94$ ,  $r_{0,05}=0,84$ ;  $r_{\text{выч}}=0,62$ ,  $r_{0,05}=0,51$ ), причем положительная корреляция чаще наблюдается для тех пород, где в составе галопелитов преобладают карбонаты с низкими значениями  $K_{\text{дол}}$ .

Таким образом, размещение марганца в соляных отложениях контролируется его накоплением в рассолах и переходом в твердые солевые фазы в соответствии с коэффициентами распределения [16] и проявлением связи марганца с карбонатно-глинистым материалом. Последнее объясняет повышенные содержания марганца в породах, сформировавшихся в условиях интенсивного поступления продуктов континентального стока. В них марганец может находиться не только в сорбированной форме на глинистом веществе, но и в составе карбонатов, замещая в их кристаллической решетке кальций.

Данные, полученные нами по содержанию железа, относятся в основном к солянокислым вытяжкам из нерастворимых в воде остатков соляных пород; водорастворимое железо в соляных породах нами не обнаружено. Распределение железа в соляных отложениях аналогично марганцу, но содержание его более высокое. Обычно наблюдается четкая зависимость содержаний кислоторастворимых форм железа от количества водонерастворимого остатка, причем с увеличением карбонатности последних возрастает (до  $0,226\%$ ) и содержание в породах двухвалентного железа. Наибольшее его накопление происходит в карбонатах при значениях  $K_{\text{дол}}$  от  $30\%$  и выше. Это подтверждается статистически значимыми положительными значениями коэффициентов корреляции для пар:  $\text{CaCO}_3$ —Fe(II) ( $r_{\text{выч}}=0,59$ ,  $r_{0,05}=0,5$ ;  $r_{\text{выч}}=0,44$ ;  $r_{0,05}=0,35$ ) и  $\text{MgCO}_3$ —Fe(II) ( $r_{\text{выч}}=0,9$ ,  $r_{0,05}=0,5$ ;  $r_{\text{выч}}=0,4$ ,  $r_{0,05}=0,35$ ), для которых рассчитаны и уравнения регрессии, устанавливающие количественную связь между макрокомпонентами галопелитов и железом. Полученные данные позволяют считать, что основная масса железа, присутствующая

в соляных породах, привнесена в бассейн с водами континентального стока. Формы его миграции могли быть весьма разнообразными (коллоидальные взвеси, терригенный материал, истинные растворы и др.), что и определило характер распределения этого элемента в соляных породах: оно присутствует как в аутигенных минералах, так и в терригенных. В соляных породах гаурдакской свиты железо входит в состав гематита, гётита, железосодержащих карбонатов и карналлита.

Изучение распределения валентных форм железа по разрезам представляет особый интерес, поскольку именно этот элемент обладает наибольшей чувствительностью к окислительно-восстановительному режиму среды. На это указывали П. С. Славин, В. В. Щербина и другие авторы, применявшие железо и его минералы в качестве индикатора Eh-условий образования осадочных пород, несмотря на то, что этот метод неоднократно подвергался критике. Проведенные нами исследования позволяют считать, что использование величины  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  (см. фиг. 2) в качестве индикатора окислительно-восстановительных условий среды минералообразования можно признать правомочным. Свидетельством тому служат хорошо совпадающие значения  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  по разрезам с цветом пород (который, как известно, является одним из показателей среды осадконакопления), а также присутствием в породах пирита и марказита — индикаторов восстановительного режима (Eh среды в процессе галогенеза во многом определялась глубинами солеродного бассейна). Основываясь на полученных нами данных, можно заключить, что накопление солей на Акбашской площади происходило в более мелководных условиях, чем на Ходжа-Иканском и Карлюкском месторождениях. Такие же условия существовали и в районе скв. 96, расположенной в северной части Карабильского месторождения, так как в аутигенных минералах этих отложений окисное железо преобладает над закисным.

Таким образом, проведенные исследования позволили установить четкую зависимость распределения аутигенных форм железа, марганца и меди от состава галопелитов. Содержание железа и марганца коррелирует с количеством карбонатов, а меди — с силикатной составляющей. Накопление железа происходит в карбонатах со степенью доломитовости от 30% и выше, тогда как максимальная концентрация марганца установлена в галопелитах со значениями  $K_{\text{долом}}$  не более 75%.

В центральной части солеродного бассейна (Карлюк, Карабиль) распределение марганца в соляных породах крайне неравномерное при практически однородном составе галопелитов, причем для этого элемента характерна большая латеральная миграция по сравнению с железом.

Содержание марганца и железа в хомогенной части соляных пород определяется их накоплением в растворах в процессе галогенеза и переходом в твердые фазы в соответствии с величинами коэффициентов межфазового распределения; значение последних возрастает в последовательности: галит → сильвин → карналлит [17].

Распределение меди в солевых отложениях отличается прежде всего тем, что она находится преимущественно в рассеянном состоянии. Максимальные ( $4 \cdot 10^{-6}$ — $6 \cdot 10^{-6}\%$ ) количества меди встречены спорадически как в калийных солях, так и в каменной соли, однако в пробах каменной соли доминируют низкие содержания меди, а в калийных породах это наблюдается значительно реже. Минимальное содержание меди в калийных породах составляет  $0,5 \cdot 10^{-6}\%$ , а в породах каменной соли — «следовые». Это свидетельствует о накоплении меди в процессе галогенеза, что находит подтверждение при экспериментальном определении коэффициентов ее межфазового распределения в солевых системах:  $J_{Cu}^2$  галита  $< J_{Cu}$  сильвина. Это объясняет причину обнаружения повышенных содержаний меди в сильвинитовых породах по сравнению с покровной и подстилающей каменной солью. В распределении меди отмечена еще одна особенность: ее содержание зависит не столько от состава пород, сколько и от их структуры: крупнокристаллический галит из зон

<sup>2</sup>  $J = C_{\text{«микро»}} / C_{\text{«микро»}}$  в тв. фазе /  $C_{\text{«микро»}}$  в сухом остатке жид. фазы.

промежуточной каменной соли, как правило, содержит повышенное (до  $5,47 \cdot 10^{-6}\%$ ) количество меди. Это подтверждается положительной корреляционной связью меди с крупнокристаллическим галитом ( $r_{\text{выч}} = 0,92$ ,  $r_{0,05} = 0,66$ ;  $r_{\text{выч}} = 0,34$ ,  $r_{0,05} = 0,27$ ). Для галита разнородной структуры положительные корреляционные связи с медью не характерны.

Рассматривая причины, обусловившие распределение меди в соляных отложениях, мы пришли к заключению, что присутствие ее в соляных породах определяется главным образом наличием ее в захваченной кристаллами жидкой фазе и сорбцией растущими гранями кристаллов. Повышенные содержания водорастворимой меди приурочены к крупнокристаллическому галиту. Следует отметить, что из всех минералов именно галит часто образует гигантокристаллические структуры. Высказанное положение подтверждается спектрами ЭПР медьсодержащего галита и сильвина, не имеющие СТС, что свидетельствует об отсутствии изоморфизма между  $\text{Cu}^{2+}$  ( $R$  0,8 А) и  $\text{Na}^+$  ( $R$  0,98 А),  $\text{K}^+$  ( $R$  1,33 А) в кристаллах галита и сильвина. Справедливость наших предположений о формах нахождения меди в твердых фазах подкрепляется также тем, что из всех микрокомпонентов, присутствующих в соляных породах, медь положительно коррелирует только с литием ( $r_{\text{выч}} = 0,26$ ,  $r_{0,05} = 0,25$ ;  $r_{\text{выч}} = 0,86$ ,  $r_{0,05} = 0,81$ ) и бором ( $r_{\text{выч}} = 0,26$ ,  $r_{0,05} = 0,24$ ;  $r_{\text{выч}} = 0,73$ ,  $r_{0,05} = 0,6$ ) — элементами, не входящими в решетку соляных минералов, а накапливающимися в жидкой фазе при сгущении морской воды и рассолов. Необходимо также учитывать содержание этого элемента в водонерастворимой части соляных пород. Установлено, что содержание кислоторастворимой меди в отдельных образцах увеличивается до  $7,47 \cdot 10^{-5}\%$ , но в целом распределение ее в отложениях по площади солеродного бассейна довольно равномерное ( $1,02 \cdot 10^{-5}$ — $1,86 \cdot 10^{-5}\%$ ). Приуроченность повышенных содержаний меди ( $4,79 \cdot 10^{-5}$ — $5,79 \cdot 10^{-5}\%$ ) к галопелитам, в составе которых преобладают силикаты (30,77—64,7%), мы связываем с сорбцией этого элемента силикатными компонентами, однако влияние этого фактора на распределение меди в соляных породах значительно меньше, чем для железа и марганца. Это позволяет утверждать, что доминирующим фактором в поведении меди при галогенезе является ее накопление в рассолах при сгущении морской воды; содержания ее в твердых фазах обусловлены главным образом присутствием во внутрикристаллических включениях маточного раствора.

Анализ литературных и полученных нами экспериментальных данных по содержанию и распределению меди, марганца и железа в соляных породах, их межфазовому распределению в солевых системах [18] дает основание не согласиться с мнением некоторых исследователей [5], считающих, что накопление указанных элементов происходит не в растворах, а в твердых фазах, причем количество микроэлементов уменьшается от галита к сильвину, карналлиту и бишофиту. По нашим данным, коэффициенты межфазового распределения меди, марганца и железа возрастают от галита к сильвину и карналлиту. Эти данные хорошо согласуются с результатами исследования соляных пород. В отложениях, сформировавшихся в условиях интенсивного поступления продуктов континентального стока (Акбаш, Ходжа-Икан), установлена зависимость распределения аутигенных форм железа, марганца и меди от состава галопелитов; для центральной части солеродного бассейна (Карлюк, Карабиль) такой закономерности не установлено. Здесь наблюдается крайне неравномерное распределение марганца в соляных породах при практически однородном составе галопелитов. Установлено также, что в солеродном бассейне латеральная миграция марганца происходила интенсивнее по сравнению с железом.

Полученные данные представляют интерес как для теории галогенеза, так и для решения практических задач — разработки методов поисков залежей калийных солей в соленосных толщах. Последнее определяется тем, что указанные элементы дают возможность установить ха-

рактер связи солеродного бассейна с водами континентального стока, разбавляющими рапу.

Полученные результаты по составу галопелитов и содержанию в них меди, марганца и железа должны учитываться при прогнозировании и поисках калийных солей.

Изучение содержания и закономерностей распределения в соляных породах указанных элементов важно и в том отношении, что они биологически активны и полученные данные необходимы для составления рекомендаций по комплексному использованию сырья, в частности оценки калийного сырья на такие биологически активные микроэлементы, как медь, марганец и железо.

#### Литература

1. *Борщевский Ю. В.* Происхождение красной окраски калийных солей.— Минерал. сб. Львов. ун-та, 1966, вып. 1, с. 58—69.
2. *Валяшко М. Г.* Бром в соляных отложениях и рассолах как геохимический индикатор при исследовании соляных месторождений.— В кн.: Бром в соляных отложениях и рассолах как геохимический индикатор их генезиса, истории и поисковый признак. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 5—9.
3. *Валяшко М. Г., Петрова Н. С.* Использование брома и рубидия в качестве геохимических индикаторов при оценке генезиса калийных солей.— В кн.: Бром в соляных отложениях и рассолах как геохимический индикатор их генезиса, истории и поисковый признак. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 418—427.
4. *Корневский С. М.* Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М.: Недра, 1973. 300 с.
5. *Костенко И. Ф.* Геохимия галофобных элементов при концентрировании рассолов.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977, с. 142—150.
6. *Костенко И. Ф.* Состояние изученности геохимии микроэлементов в солях и поверхностных солеродных бассейнах.— В кн.: Новые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов. Новосибирск: Наука, 1982, с. 90—97.
7. *Маликова И. М.* Закономерности распределения рубидия, таллия и брома в отложениях калийных солей. Новосибирск: Наука, 1967. 149 с.
8. *Морачевский Ю. В., Поленова Т. Б.* Медь, никель, марганец, железо в калиевых солях.— Тр. ВНИИГ, 1939, вып. 17, с. 16—72.
9. *Мун А. И.* О некоторых геохимических показателях условий осадконакопления в водоемах прошлого.— В кн.: Исследования по теоретической и прикладной химии моря. М.: Наука, 1972, с. 3—10.
10. *Осичкина Р. Г.* Об использовании боронности соляных пород при выяснении условий их формирования. Деп. в ВИНТИ, 1981, № 737—81. 23 с.
11. *Попов В. С.* Медь.— В кн.: Металлы в осадочных толщах. М.: Наука, 1965, с. 3—69.
12. *Попов В. С., Осичкина Р. Г., Тилляходжаев Х. Н.* К геохимии железа, марганца, меди в процессе галогенеза.— В кн.: Геохимические закономерности формирования галогенных отложений. Новосибирск: Наука, 1983, с. 14—15.
13. *Седлецкий В. И.* Прогноз калиенности верхнеюрской и нижнемеловой галогенной формаций юга Средней Азии.— Тр. ВНИИГ, 1972, вып. 60, с. 162—168.
14. *Седлецкий В. И., Попов В. С., Дервягин В. С., Полищук А. П.* Геологическое строение, калиенность и условия образования верхнеюрских и нижнемеловых соленосных отложений юга СССР.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977, с. 270—285.
15. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.
16. *Тилляходжаев Х. Н., Осичкина Р. Г.* О распределении микроколичеств марганца между кристаллами галита, сильвина и карналлита при их кристаллизации из водных растворов. Деп. в ВИНТИ, 1980, № 4241-80. 17 с.
17. *Тилляходжаев Х. Н., Осичкина Р. Г.* Межфазовое распределение микроколичеств железа при кристаллизации галита, сильвина и карналлита. Деп. в ВИНТИ, 1980, № 4240-80. 16 с.
18. *Тилляходжаев Х. Н., Осичкина Р. Г.* Межфазовое распределение микроколичеств меди между кристаллами сильвина, галита и растворами в системах  $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{KCl}-\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{H}_2\text{O}$ . Деп. в ВИНТИ, 1980, № 4239-80. 15 с.
19. *Хрущов Д. П., Байбаков С. А., Галий С. А., Каржаш В. Т.* Основные черты геохимии «кlastофильных» элементов галогенных формаций и некоторые процессы рудообразования в районах развития соленосных бассейнов.— В кн.: Новые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов. Новосибирск: Наука, 1982, с. 82—89.

УДК 552.54(517)

## **ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЕ (КАЛЬКАРЕНИТОВЫЕ) ОТЛОЖЕНИЯ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ МОНГОЛИИ**

*ХЕРАСКОВА Т. Н., ИЛЬИНСКАЯ М. Н.*

Рассмотрены особенности состава, строения, условий образования своеобразной толщи обломочных карбонатных пород (калькаренитов), сформированной в краевой части Джидинского бассейна осадконакопления, развивавшегося в течение венда — нижнего палеозоя на коре океанического типа. Показано, что изученная толща накапливалась за счет разновозрастного карбонатного обломочного материала, сносимого с шельфа срединных массивов и отлагавшегося на континентальном склоне Джидинского бассейна в результате деятельности автокинетических потоков, течений и подводно-оползневых процессов.

В последние годы большое значение отводится исследованиям вулканических, осадочно-вулканогенных и осадочных комплексов, выделяемых на ранних стадиях развития складчатых областей. Значительно повысился также интерес к палеогеографическим и палинспастическим реконструкциям древних геосинклинальных бассейнов осадконакопления и выяснению характерных особенностей условий седиментации в их пределах.

Одним из примеров на пути к решению проблемы формирования терригенных пород среди огромных масс эффузивных и вулканогенно-осадочных образований могут послужить полученные нами результаты детального исследования вещественного состава и строения осадочных комплексов терригенно-карбонатной (калькаренитовой) ассоциации, сформировавшейся в Джидинской зоне Монголии.

Изученная толща распространена среди венд-нижнекембрийских отложений каледонид Северной Монголии. Эта зона, описанная в работах [2, 3], протягивается в субширотном направлении между Сангиленским и Дзабханским срединными массивами. В венде — раннем кембрии в пределах срединных массивов, фундамент которых образован гранитизированным докембрием, накапливалась трансгрессивная серия мелководных осадков, сформировавших терригенную кварцево-аркозовую и фосфоритоносную кремнисто-карбонатную формации. Предыдущие исследователи [1, 2, 3] рассматривали эти образования как накопившиеся на шельфе более глубоководного бассейна, располагавшегося в венде — раннем кембрии в пределах соседней Джидинской зоны (фиг. 1). Бассейн осадконакопления Джидинской зоны, по данным А. В. Ильина [3], характеризуется океаническим типом строения коры и существенным развитием подводных трещинных базальтовых излияний в сочетании с глинисто-кремнистым осадконакоплением, которое в основном происходило ниже уровня карбонатной компенсации, так как рифогенные известняки, встречающиеся иногда в виде линз, несомненно были сформированы на отдельных подводных вулканических поднятиях.

Во второй половине раннего кембрия трещинный базальтовый вулканизм сменился мощными проявлениями извержений центрального типа, в результате которого была сформирована непрерывно дифференцированная базальт-липаритовая формация. Проявления этой более поздней вулканической деятельности в пределах Джидинской зоны выразились мощными накоплениями вулканических пород кислого, реже среднего состава, среди которых присутствовало большое количество тефротурбидитов и тефроидов. Тефрогенная седиментация сопровождалась накоплением маломощных прослоев кремнистых пород (фтанитоидов), микрослоистых карбонатных пород и иногда сильно ожелезненных рудо-

носных осадков. Необходимо особо подчеркнуть, что в целом в Джидинской зоне главенствующую роль занимала вулканическая деятельность, а осадконакопление было в значительной степени подавлено.

Зона, характеризующая переход шельфовых эпиконтинентальных бассейнов Сангиленского и Дзабханского массивов с мелководной преимущественно карбонатной седиментацией к бассейну джидинского типа, характеризующемуся накоплением осадочно-вулканогенных комплексов, до настоящего времени не привлекала пристального внимания. Между тем именно в этой зоне развит своеобразный набор отложений, изученный нами в среднем течении р. Эгийн-Гол, в 70 км к западу от сомона Эрдени-Булган (см. фиг. 1). Здесь в видимом основании разреза на серпентинитах и серпентинитовом меланже залегает базальт-андезит-липаритовый вулканогенный комплекс, в котором преобладают туфогенные и тефрогенные отложения. Выше согласно залегает терригенно-карбонатная толща, результаты изучения которой изложены в этой статье. Описанные терригенно-карбонатные образования вверх по разрезу сменяются олигомиктовой флишовой ассоциацией, включающей горизонты олистостром. В составе последнего комплекса преобладают терригенные турбидиты и подводно-оползневые накопления.

Терригенно-карбонатные отложения в этом ряду представляют особый интерес, так как несут в себе наибольшую информацию об условиях осадконакопления в этой переходной структурно-фациальной зоне.

Изученная ассоциация (фиг. 2) в основном представлена обломочными известняками—калькаренитами<sup>1</sup> песчаной, алевроитовой, реже гравийной и мелкогалечной размерностей. Меньшее значение имеют песчаные известняки, слюдистые и известковые преимущественно кварцевые песчаники и глинисто-карбонатные, карбонатно-глинистые сланцы. В виде редких маломощных (0,5—5 см) прослоев встречаются серые и темно-серые микрокварциты, формировавшиеся по кремнистым породам.

Все породы метаморфизованы до мусковит-хлоритовой, биотит-мусковитовой и биотит-актинолитовой стадий благодаря контактовому взаимодействию с гранитоидами. Мощность толщи достигает 1000 м.

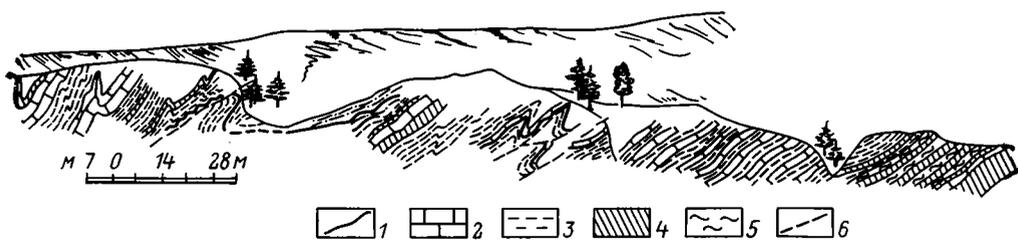
Калькарениты — это серые, на выветрелой поверхности бурые или светло-бурые слоистые породы. Среди них различаются гранулометрические разности от грубозернистых (гравийных) до мелкозернистых (песчаных и алевроитовых). Обломочное строение более или менее отчетливо видно на их выветрелой поверхности. Очень выразительны текстурные особенности, характеризующиеся горизонтальной градиционной и косою слоистостью (фиг. 3), что наиболее отчетливо также различается на выветрелой поверхности слоистых толщ. Эти породы состоят из агрегата карбонатных зерен, в основном кальцита, иногда с примесью доломита. В результате собирательной перекристаллизации образуются часто наблюдаемые в шлифах крупные шпатовые кристаллы кальцита. Первично обломочное строение карбонатных фрагментов сохранилось лишь в виде реликтов и устанавливается главным образом по косвенным признакам: присутствию «теней» обломочных угловато-округлых зерен карбонатов с регенерационной каймой более позднего кальцита, часто выполняющего также и роль цемента; существованию между обломками карбонатов пленочного цемента в виде чешуек биотита, иногда с примесью алевроитовых зерен кварца или в виде «рубашки» из оксидов железа; в микрослоистых разностях калькаренитов по изменению размеров зерен карбонатов от слоя к слою в соответствии с изменением гранулометрии терригенной кластики, присутствующей в этих породах в виде примеси; по сохранившимся изредка мелкоагрегатным участкам центральных частей обломков известняков, тогда как их

<sup>1</sup> Калькаренит — это механически отложенная карбонатная порода, сложенная в основном карбонатными обломками песчаной размерности (0,064—1 мм), сцементированная кальцитом. Термин широко используется в американской литературе и является синонимом русского названия — *обломочный известняк*.



Фиг. 1. Схема тектонической зональности в каледонидах юго-восточного Прихубсугуля ([3] с добавлениями)

Области с континентальным строением коры (Сангиленский и Дзабханский массивы): 1 — выступы дорифейского цоколя (выходы в современной структуре); 2 — бимодальная вулканическая формация рифта; 3 — кластическая аркозавая формация рифта; 4 — вендско-кембрийские карбонатные отложения шельфа (выходы в современной структуре); 5 — поля даек. Области с океаническим типом строения коры (Джидинская зона): 6—8 — вулканы венда — кембрия (6 — щелочных базальтов, 7 — базальтовых коматитов, 8 — базальтов, андезитов и их туфов); 9 — граувакки и флишоиды; 10 — ареалы высокого метаморфизма в вулканогенных и терригенных породах; 11 — гипербазиты; 12 — разломы (а — современного ограничения континентального блока, б — верхнерифейских рифтов, в — надвиги и шарьяжи); 13 — район работ; 14 — сомон Эрдени-Булган



Фиг. 2. Характер строения терригенно-карбонатных отложений южнее г. Сонгино-Ула  
1 — кремни и микрокварциты по кремнистым породам; 2 — микрослоистые известняки; 3 — калькарениты; 4 — песчаники и алевролиты; 5 — карбонатно-глинистые сланцы; 6 — разрывные нарушения

периферийные части полностью утратили свои первоначальные очертания и структуру.

В калькаренитах обычно присутствует терригенная примесь (до 10—15%), представленная различно окатанными обломками кварца, нередко регенерированными, зернами кварцита, олигоклаза, альбита, магнетита, ильменита, глинистых минералов, превращенных в настоящее время в довольно крупные пластинки биотита и мусковита. В некоторых прослоях встречены многочисленные обломки серпентинитов. Из акцессорных минералов присутствуют турмалин, рутил, сфен, апатит, циркон. Размер их составляет доли миллиметра.



Фиг. 3. Характер слоистости калькаренигов (а — горизонтальная, б — косая)

В тонкозернистых разностях калькаренигов с помощью дифференциально-термического анализа была обнаружена примесь органического вещества, измененного до антрацитовой стадии. Иногда среди калькаренигов встречаются органогенно-детритовые разности, содержащие плохо определяемые остатки спикул губок.

Калькарениги рядом постепенных переходов связаны с песчаниками, нередко превращенными в бластопсаммитовые сланцы.

Микрослоистые известняки — это темно-серые из-за примеси органического и глинистого вещества микрогоризонтально-слоистые (0,5—1 мм) породы, встречающиеся в переслаивании с калькаренигами.

В градиционно-слоистых калькаренигах микрослоистые известняки слагают кровлю градирированных пачек. При микроскопическом изучении в них не обнаруживается обломочного строения. Однако, учитывая их тесную связь с калькаренигами, можно предположить, что они представляют собой наиболее тонкозернистые их разности. Не исключено, что некоторые из них могли быть и относительно глубоководными биогенно-хемогенными отложениями, частично перемытыми течениями.

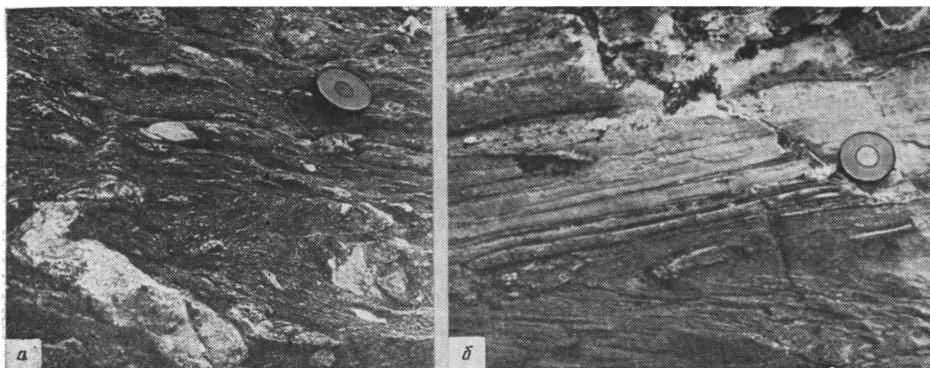
Песчаники и алевролиты — это серые, светло-серые, а на выветрелой поверхности бурые породы, в различной степени обызвествленные. Они состоят преимущественно из кварцевых зерен с небольшой примесью обломков плагиоклазов, кварцитов и карбонатов. Но количество карбонатных обломков изменяется в широких пределах (от первых процентов до 60%). Это дает основание утверждать о непрерывном переходе песчаников в известковистые песчаники и в калькарениги с перемешанной примесью плагиоклаз-кварцевой класстики. Степень окатанности обломочного материала часто трудно бывает определить из-за бластеза и наложенных регенерационных процессов, но, как правило, в шлифах отчетливо видно, что песчаники и алевролиты имеют средне- и мелкозернистую структуру. Цементирующая масса представлена карбонатно-кварцево-сланцеватыми образованиями. Первично это, видимо, был кремнисто-глинистый и карбонатно-кремнисто-глинистый матрикс.

Песчаники, содержащие наименьшее количество карбонатной класстики, как правило, были обогащены первично-глинистым материалом, преобразованным впоследствии в чешуйки и пластинки биотита и мусковита, реже серицита и хлорита.

Микрослоистость обычно подчеркивается неравномерным распределением карбонатов и биотита.

Глинисто-карбонатные и карбонатно-глинистые сланцы — это серые, зеленовато-серые, буровато-серые сланцеватые породы с четкой горизонтальной, реже косой и пологоволнистой микрослоистостью, очень часто со следами послыного течения и оползания осадка с образованием дисгармоничных складок.

Эти породы встречаются в виде маломощных прослоев среди калькаренигов, в тонком чередовании с ними, реже среди песчаников. Иногда



Фиг. 4. Оползневые текстуры в терригенно-карбонатной формации (а — в микститах, б — в калькаренитах)

да они образуют самостоятельные пачки мощностью от 0,5 до 1 м. Составляют они из кварц-хлорит-мусковитового, кварц-карбонат-хлорит-мусковитового агрегата с отдельными крупными порфиروблоками кальцита. Нередко здесь наблюдается метаморфическая сегрегация исходного материала в слои однородного состава. Первоначально эти породы, вероятнее всего, были глинистыми известняками и глинистыми алевролитами с примесью обломков кварца и кальцита. Количество кластики изменяется в довольно широких пределах.

Микститы представляют собой карбонатно-глинистые сланцы или глинистые калькарениты с включением плоских галек кварцитов и бурых доломитов размером от 2 до 70 мм. Они встречаются в виде прослоев мощностью от 0,7 до 1,5 м среди карбонатно-глинистых сланцев, главным образом в участках с отчетливым развитием в них подводно-оползневых текстур (фиг. 4, а).

В основании слои микститов обогащены гальками, которые ближе к кровле встречаются лишь в отдельных слоях. В микститах отчетливо видны следы оползания и течения осадков. При этом гальки деформируются вместе с вмещающей их породой. Нередко создается впечатление, что гальки представляют собой оползшие, разорванные и растянутые слои карбонатных и кремнистых пород. Нередко встречаются горизонты микститов, матрикс которых образован калькаренитами с прослоями мелкозернистых песчаников, частично размытых в неконсолидированном состоянии. В эту несортированную массу включены глыбы серых неяснотонкослоистых известняков размером от 0,5 до 3 м. Мощность микститовых горизонтов достигает 20 м.

**Характер стратификации.** Породы изученной терригенно-карбонатной ассоциации характеризуются очень наглядным набором текстур. Наибольшим распространением пользуются слоистые ритмично построенные пачки с градиционной сортировкой материала. Мощность ритмов составляет 0,4—1,2 м, редко до 3 м.

В основании ритма присутствует обычно горизонт средnezернистых песчаников или гравийных калькаренитов мощностью от 3 до 30 см, редко до 50 см. Верхняя часть этого горизонта иногда обладает нечеткой косо́й слоистостью. Выше залегают тонкослоистые мелко- и средnezернистые калькарениты или наблюдается переслаивание средnezернистых и глинистых калькаренитов. Завершают ритм темно-серые микрослоистые известняки или микрогоризонтально-слоистые сланцы, в отдельных тонких слоях которых отчетливо проявляется косослоистое строение.

Ритмичная градиционная слоистость этого типа очень похожа на градиционно-ритмичную слоистость отложений турбидных потоков. Здесь можно выделить элементы АСДЕ, АДЕ турбидитной модели А. Бумы [4].

Сходное строение имеют градированные пачки кварцевых песчаников, встречающихся в виде единичных многослоев среди калькаренитов. Изредка они образуют также ритмично градированные пачки мощ-

ностью до 20 м. Здесь в основании многослоя присутствует серый крупно- и среднезернистый песчаник с небольшой примесью карбонатного обломочного материала, в котором видна более или менее четкая горизонтальная слоистость (1—3 см). Выше песчаники становятся мелкозернистыми. Они образуют слои толщиной в 1—3 см, разделенные пропластками глинистого материала. Верхние 5—10 см многослоя слагаются тонкочередующимися (0,5—1 см) глинистыми сланцами и алевролитами. В верхах этого элемента ритма обычно прослеживаются отчетливые следы размыва, сформировавшиеся еще на стадии не вполне консолидированного осадка. Описанные элементы ритма полностью идентифицируются с интервалами ВДЕ турбидитной модели А. Бумы.

В терригенно-карбонатной толще широко распространены также двучленные ритмы мощностью от 5 до 70 см. Нижняя часть наиболее мощных ритмов в одних случаях слагается крупнозернистыми калькаренитами, иногда с нечеткой косою слоичатостью в верхних частях; верхняя — тонкозернистыми микрослоистыми (1—2 мм) известняками или глинистыми известняками. В других случаях видно, что нижний элемент ритмов мощностью 50—70 см образован тонкослоистыми глинисто-карбонатными сланцами, где слои калькаренитов мелкопесчаной размерности (0,3—0,5 см) разделены глинистыми пропластками. В верхней части этих ритмов преобладают тонкослоистые карбонатно-глинистые сланцы, в которых иногда встречаются слои с микроволнистой текстурой. В маломощных ритмах сохраняются общие особенности строения, характерные и для более мощных их аналогов, но нижний элемент маломощных ритмов слагается более мелкозернистыми калькаренитами.

Таким образом, получается, что двучленные ритмы соответствуют элементам ВСД и АД, а их более маломощные аналоги — элементам ДЕ модели А. Бумы.

Среди ритмично наслоенных толщ встречаются пачки тонко- и микрослоистых карбонатно-глинистых сланцев с волнистой или потоковой косою слоичатостью, а также прослои (4—5 см) калькаренитов с однонаправленной косою слоичатостью (см. фиг. 3). Все это дает основание предположить, что описанные осадочные породы были сформированы в условиях довольно сильных течений, возможно, связанных с каналами движения турбидных потоков.

Седиментация в условиях автокинетических потоков и придонных течений периодически прерывалась накоплением кремнистых осадков (типа фтанитоидов), очень редко — карбонатных, а также подводно-оползевыми процессами.

Особенностью градированных серий в карбонатно-терригенной ассоциации является довольно слабое распространение четких следов размыва в основании каждого ритма. Лишь иногда в верхних частях ритма наблюдаются следы размыва тонких слоев серых кремней, галька которых попадает в основание вышележащей градиционно-слоистой пачки.

Таким образом, в составе терригенно-карбонатной ассоциации преобладают осадки турбидных потоков. Преимущественное развитие верхних ритмов, а также сочетание турбидитов с контуритами и с маломощными прослоями хемогенных кремнистых образований позволяет сделать вывод о том, что терригенно-карбонатные отложения накапливались в дистальной части подводного конуса выноса обломочного материала суспензионными потоками. Судя по довольно широкому развитию подводно-оползневых горизонтов (см. фиг. 4, б), нарушающих слоистую текстуру пород, можно утверждать, что дистальная часть этого подводного конуса располагалась на континентальном склоне Джидинского бассейна. Эта точка зрения подтверждается и парагенезом терригенно-карбонатной ассоциации с флишоидными формациями, развитыми как ниже, так и выше по разрезу.

Источником обломочного материала для формирования терригенно-карбонатных отложений служили, по всей вероятности, близкоодновозрастные карбонатные породы шельфа Сангиленского и, возможно, Дзабханского микроконтинентов, представленные кремнисто-карбонатной

формацией. В пользу этой точки зрения свидетельствует широкое распространение карбонатных брекчий, карбонатных конгломератов и грубообломочных калькаренигов в кремнисто-карбонатной формации, особенно в ее нижней части. Карбонатная и, изредка присутствующая из-за устойчивости к размыву, кремнистая (микрокварциты) кластика, по-видимому, формировалась на шельфе и затем сносилась в более глубоководные части бассейна различными автокинетическими потоками. Некоторое количество полимиктового обломочного материала (кварц, кварциты, полевые шпаты, биотит, мусковит и другие фрагменты), безусловно, представляют собой продукты размыва метаморфического фундамента микроконтинентов, среди протерозойских толщ которых широко развиты обломочные кварциты, а в верхнерифейских — вулканиты кислого состава [2]. Набор акцессорных минералов (циркон, рутил, сфен, апатит) не противоречит этой точке зрения. Такой же комплекс акцессорных минералов характерен и для обломочных пород протерозоя, состоящих главным образом из кварцитов. Поступление терригенной кластики в целом было незначительным и усиливалось лишь в отдельные периоды времени. Это явление отражалось формированием среди калькаренигов пачек песчаников и алевролитов мощностью до 25 м. По-видимому, это было связано с ростом отдельных поднятий на микроконтинентах и усилением их эрозии.

В составе обломочной фракции пород терригенно-карбонатной ассоциации в небольшом количестве присутствует материал эдафогенного происхождения, представленный породами и минералами океанической коры — серпентинитами и ильменитом. Вероятно, это может свидетельствовать о существовании внутрибассейновых поднятий приразломного характера, в пределах которых были выведены в зону осадконакопления породы меланократового основания.

В целом терригенно-карбонатная ассоциация имеет сходство с флишоидной формацией. Специфика ее состава заключается в преимущественно карбонатном составе обломочного материала.

По данным, приведенным в работе [5], большая роль в образовании морских карбонатов принадлежит донным течениям, турбидным и гравитационным потокам. Широкое распространение карбонатных осадков и осадочных брекчий также, вероятно, связано с оползанием полуконсолидированных осадков по подводным континентальным склонам.

Подобные подводные конуса карбонатных турбидитов описаны в позднеюрском бассейне Кордильера-Бетика [7] в Южной Испании, в силурийском бассейне Земли Вашингтона в Северной Гренландии [6], валланжинско-готериве западных французских Альп [8]. В этих структурах они тракуются как осадки склона глубоководного бассейна, возникшего вследствие тектонического проседания и увеличения регионального уклона. И эти изменения морфологии дна древних бассейнов привели к формированию рифов на горстовых поднятиях и по окраине шельфа, а также вызвали гравитационные перемещения осадков в виде оползней и автокинетических потоков в нижнюю часть склона.

Возможно, подобным образом сформировались карбонатные турбидиты изученного нами Джидинского бассейна осадконакопления.

#### Литература

1. Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б. и др. — Геотектоника, 1980, № 6, с. 42—48.
2. Зайцев Н. С., Ильин А. В. — Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 2, с. 409—411.
3. Ильин А. В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембри и кембри. М.: Наука, 1982. 114 с.
4. Bouma A. H. Sedimentology of some fliish deposits; a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier, 1962. 168 p.
5. Cook H. E., Millins H. T. Basin margin environment. — In: Carbonate Depositional Environ. Tulsa: Okla., 1983, p. 172—210.
6. Hurst J. M., Surlyk F. Depositional environments along a carbonate ramp to slope transition in the Silurian of Washington Land, North Greenland. — Canad. J. Earth Sci., 1983, v. 20, № 3, p. 473—499.
7. Ruiz-Ortiz R. A. — Sedimentology, 1983, v. 30, № 1, p. 33—48.
8. Tangri A. Thés. doct. géol. appl. Grenoble: Univ. sci. et méd., 1980. 202 p.

УДК 552.54(575.4)

**МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ КАРБОНАТНЫЕ НАКОПЛЕНИЯ РАЙОНА  
ОЗЕРА БЕШХОДА (ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН)**

*ПОПОВ В. С., САДЫКОВ Т. С.*

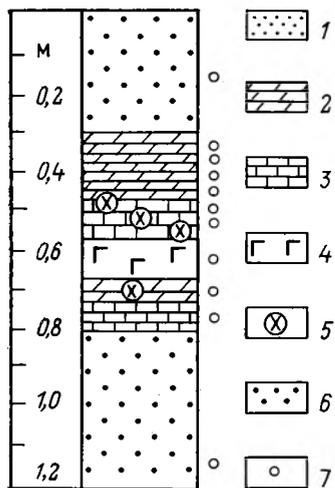
В статье описаны карбонатные осадки, залегающие на аллювиальных песках четвертичного возраста в низовьях р. Зеравшан. От ранее известных карбонатных накоплений Кызылкумов и Каракумов они отличаются преобладанием магнезиальных карбонатов и отсутствием гипса. Карбонаты кальция и магния слагают линзовидное тело длиной около 190 м при ширине 16 м и мощности до 50—60 см. Генетически это либо солончаковые накопления, либо отложения озер карбонатного (содового) типа.

При исследовании современных (антропогенных) соленосных отложений Западного Узбекистана нами были обнаружены и изучены скопления карбонатов на юго-западном берегу небольшого сухого соляного озера Бешхода, расположенного в 24 км юго-восточнее железнодорожной станции Алат (Каракульский р-н Бухарской обл.) в низовьях р. Зеравшан. Эти геологические образования, скрытые эоловыми песками, прослежены шурфами и канавами. Подавляющее большинство ранее описанных карбонатных образований пустынь и полупустынь сложены главным образом кальцитом [6, 11, 14, 15]. Наибольшее содержание магния (до 5,91% MgO) установлено в пустынных корах Египта [16]. Значительное содержание углекислого магния отмечается для подобных образований пустыни Калахари. Высказывается предположение, что оно обусловлено присутствием доломита, который известен в аналогичных карбонатных накоплениях других районов [6]. Важно отметить, что в современных осадках сульфатных озер (Балхаш, Прибалхашское и др.) с высоким содержанием углекислого магния присутствуют кальцит, магнезиальный кальцит, протодоломит, реже доломит, магнезит и артезит, соотношение между которыми закономерно изменяется на разных ступенях осолонения [17, 18]. В Центральных Кызылкумах на площади солончаков Узункудук и Сайлукудук были описаны значительные скопления магнезит-гипсового состава [8]. Укажем также на некоторое сходство ассоциации минералов в описываемом нами безгипсовом скоплении карбонатов Бешхода и в современных карбонатных отложениях на участке Куронг в Южной Австралии [19]. Однако между ними существуют и определенные различия. В оз. Бешхода основными карбонатами являются арагонит и магнезит; гидромагнезит и хантит имеют подчиненное значение. В лагуне Куронг преобладающим минералом является тонкозернистый доломит, тогда как магнезит, магнезиальный кальцит, гидромагнезит и арагонит находятся в виде примеси. Полиминеральные скопления карбонатов типа лагуны Куронг и оз. Бешхода представляют большой интерес для изучения генезиса слагающих их минералов.

Котловина озера представляет собой руслоподобное понижение в четвертичных аллювиальных отложениях. Длина ее 650 м, ширина менее 100 м в юго-восточной части и около 300 м — в северо-западной. С трех сторон котловина окружена барханными песками, а на юго-востоке сливается с сухим руслом р. Тайкыр. В центральной части котловины расположено сухое озеро округлой формы размером около 120 м в поперечнике. Поверхность его покрыта тонкой коркой сильно загрязненной соли, состоящей главным образом из галита. Ее мощность в центре озера достигает нескольких сантиметров, а к периферии уменьшается. Остальная часть котловины засыпана эоловым песком, с поверхности покрытого выцветами солей. В основании современных от-

ложений озера залегают широко распространенные верхнеэоценовые бентонитоподобные морские глины зеленовато-серого цвета, являющиеся региональным водоупором, а на них — мелкозернистые аллювиальные пески светло-серого цвета мощностью до 1 м и более.

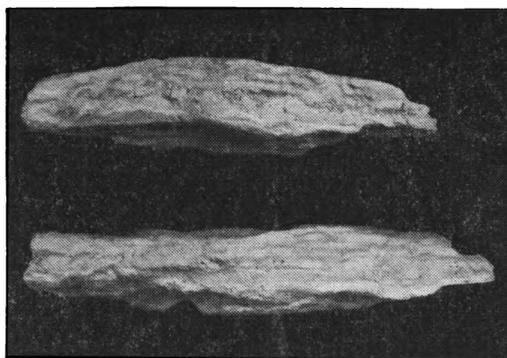
В озерной котловине аллювиальные пески перекрыты слоем супеси мощностью до 1,4 м, на котором залегают современные озерные отложения или золотые пески. В борту котловины слой супеси из разреза



Фиг. 1

Фиг. 1. Разрез карбонатных отложений

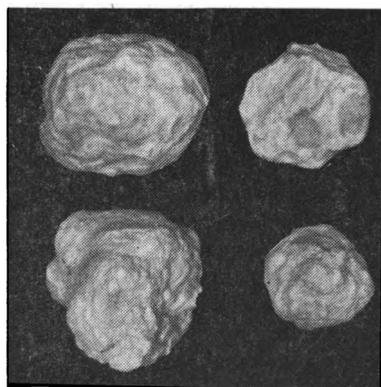
1 — золотой песок; 2 — магнезит; 3 — арагонит; 4 — гидромагнезит; 5 — хантит; 6 — аллювиальный песок; 7 — место отбора образца



Фиг. 2

Фиг. 2. Магнезит в виде линз (натур. вел.)

Фиг. 3. Желваки хантита (натур. вел.)



Фиг. 3

выпадает и аллювиальные пески (светло-серые, мелкозернистые, уплотненные) перекрываются золотыми песками (желтовато-серыми, среднезернистыми, местами с включениями обломов карбонатных пород). Шурфом вскрыт аллювиальный песок, пропитанный сильно минерализованным (171,8 г/л) рассолом, который относится к сульфатно-натриевому подтипу сульфатного типа вод [1].

Отличие карбонатных накоплений оз. Бешхода от ранее описанных карбонатных накоплений Кызылкумов и Каракумов [12] заключается в широком развитии магниевых карбонатов и отсутствии гипса. Карбонаты кальция и магния слагают линзообразное тело, залегающее в аллювиальном песке. Длина линзы около 190, ширина 16 м при мощности до 60 см. Линза карбонатных пород залегают выше уровня поверхности сухого озера на 2—11 м. Падение пород северо-западное (340—350°), под углом до 15, реже 20°. С поверхности линза перекрыта золотым песком. Возраст аллювиальных песков, вмещающих карбонатную кору, антропогенный. Верхний предел времени образования карбонатных на-

## Порошковые рентгенограммы хантита

Оз. Бешхода		По Г. Т. Фосту [20]		По И. М. Голованову [4]		Оз. Бешхода		По Г. Т. Фосту [20]		По И. М. Голованову [4]	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
—	—	1	3,69	—	—	—	1,407	2	1,403	2	1,390
—	—	1	4,81	—	—	1р	—	2	1,378	—	—
—	—	1	4,16	—	—	—	1,359	2	1,361	1	1,350
1	3,65	1	3,677	—	—	2р	1,318	3	1,322	2	1,324
—	—	1	3,15	4	3,10	—	1,296	4	1,311	3	1,307
—	2,94	4	2,91	—	—	—	—	1	1,284	1	1,285
10ш	2,82	10	2,838	10	2,829	—	—	1	1,263	1	1,267
2	2,62	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1,277
—	—	6	2,58	1	2,592	1р	1,240	4	1,245	—	—
3ш	2,424	6	2,444	—	—	—	—	3	1,232	2	1,229
—	—	6	2,388	—	—	0,5	1,211	—	—	—	—
—	—	4	2,298	—	—	—	—	3	1,179	1	1,184
1р	2,280	—	—	—	—	0,5р	1,162	1	1,167	2	1,169
—	—	6	2,204	—	—	0,5р	1,141	1	1,148	2	1,149
2	2,189	—	—	—	—	—	—	2	1,131	4	1,136
6ш	1,980	8	1,986	9	1,966	1р	1,123	—	—	—	—
0,5	1,908	2	1,900	1	1,918	—	—	—	—	2	1,100
—	—	2	1,840	1	1,837	0,5	1,069	1	1,061	—	—
1	1,821	—	—	—	—	0,5	1,038	—	—	—	—
—	—	2	1,803	—	—	4	1,006	6	1,010	—	—
6ш	1,762	8	1,769	10	1,763	2	0,973	4	0,9771	—	—
1	1,697	—	—	—	—	1	0,951	3	0,9538	—	—
4	1,584	6	1,590	8	1,585	0,5	0,940	2	0,9478	—	—
1	1,524	3	1,529	1	1,526	1	0,928	2	0,9297	—	—
1	1,481	6	1,483	3	1,483	1	0,915	2	0,9176	—	—
—	—	4	1,453	2	1,457	3р	0,892	2	0,8971	—	—
1р	1,443	—	—	—	—	1ш	0,809	—	—	—	—
—	—	2	1,423	1	1,423	—	—	—	—	—	—

Примечание. Условия съемки хантита оз. Бешхода: УРС—55 А, Си-излучение; Ni-фильтр;  $D_{\text{кам}} = 57,3$  мм;  $d_{\text{СТ}} = 0,9$  мм;  $V = 38$  кВ;  $I = 16$  мА; экспозиция 2 ч.

копчений — досовременный. На это указывает их гипсометрическое положение, развитие в них магниевых карбонатов и отсутствие гипса. Такой парагенезис минералов не мог образоваться современными грунтовыми рассолами, пропитывающими аллювиальные пески, так как они относятся к сульфатно-натриевому типу. Таким образом, по совокупности имеющихся данных возраст карбонатных накоплений определяется нами как четвертичный.

Наиболее полный разрез по линзе карбонатов вскрыт шурфом (фиг. 1). Верхняя часть разреза (15 см) сложена плитчатым магнезитом (фиг. 2). Ниже по разрезу (10—20 см) залегает пропласток массивного, местами пористого арагонита. Цвет его белый с желтоватым оттенком или светло-желтый. В арагоните часто встречаются округлые желваки гидромагнезита и хантита (фиг. 3) размером от нескольких миллиметров до 3,5 см в поперечнике. Местами отмечаются также порошокатые образования гидромагнезита. Ниже по разрезу залегает пропласток массивного гидромагнезита (мощностью до 10 см) на пропластке тонко-слоистого магнезита серого цвета (мощностью 10 см), в нижней части которого встречаются редкие желваки хантита, а в основании карбонатного тела — пропласток арагонита (мощностью 8 см). Мелкокристаллический арагонит образует тонкие плотные корочки, трубочки и переплетенные ветвящиеся стеблеподобные образования, длина которых, как правило, измеряется миллиметрами, редко достигая 1,5 см; цвет минерала коричневато-желтый. Арагонитовая порода пористая, местами рыхлая со значительной примесью магнезита, который представлен округлыми и неправильными зернами светло-серого цвета размером до 1—2 мм.

## Порошковые рентгенограммы гидромагнезита

Оз. Бешхода		Кавказ [3]		Таджикистан [13]		Оз. Бешхода		Кавказ [3]		Таджикистан [13]	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
10ш	5,9	—	—	1	5,878	1	1,674	сл	1,668	1	1,683
	5,7	—	—	—	—	6	1,625	сн	1,613	10	1,618
3	4,6	—	—	1	4,688	4	1,574	»	1,576	3	1,577
	—	ср	4,535	—	—	—	—	»	1,555	3	1,551
6	4,23	—	—	1	4,283	1	1,533	ср	1,525	2	1,523
	—	сл	4,169	—	—	1	1,504	—	—	2	1,505
2	3,85	»	3,807	—	—	—	—	»	1,498	—	—
4	3,39	»	3,442	—	—	—	—	»	1,482	—	—
3	3,32	ср	3,305	1	3,261	2	1,461	»	1,459	1	1,462
3	3,17	»	3,144	—	—	—	1,421	»	1,414	—	—
10ш	2,99	—	—	1	3,084	3ш	1,397	»	1,395	2	1,400
	2,99	сн	2,880	5	2,889	—	—	сл	1,378	—	—
3	2,77	сл	4,772	—	—	—	—	»	1,364	5	1,364
	—	сн	2,672	3	2,655	—	—	»	1,350	—	—
5ш	2,55	»	2,498	4	2,483	3	1,331	сн	1,327	5	1,330
	2,49	сл	2,399	4	2,406	—	—	сл	1,317	—	—
2	2,364	»	2,348	—	—	—	—	—	1,296	—	—
1	2,306	сн	2,286	4	2,283	1	1,282	ср	1,274	1	1,286
	—	»	2,244	—	—	1	1,259	»	1,252	1	1,257
9ш	2,218	дв	2,212	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	3	2,197	1	1,241	»	1,240	1	1,228
	2,157	—	—	3	2,128	1	1,205	сл	1,197	—	—
2	2,006	сл	2,045	2	2,028	2	1,172	ср	1,172	1	1,175
1	1,998	сн	1,987	3	1,978	—	—	»	1,155	1	1,159
	—	ср	1,932	4	1,914	—	—	сл	1,137	1	1,145
	—	сл	1,904	—	—	—	—	»	1,122	—	—
2ш	1,873	ср	1,860	3	1,855	2	1,112	сн	1,111	—	—
	1,821	»	1,833	2	1,828	1	1,075	ср	1,074	—	—
	—	»	1,808	—	—	1	1,061	ср	1,065	—	—
4	1,752	ср	1,734	5	1,737	1	1,050	»	1,049	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	»	1,039	—	—

Примечание. Условия съемки те же (см. примечание к табл. 1).

В соседнем шурфе, расположенном ближе к сухому озеру, карбонатные накопления представлены тонкослоистым магнезитом светло-серого или почти белого цвета мощностью 10 см при мощности отдельных прослоев от 2 до 15 мм. В нижней части описываемого пропластка встречаются желваки хантита (до 3 см в поперечнике).

В шурфе, пройденном дальше от сухого озера, карбонатные накопления имеют двучленное строение: магнезит залегает на арагоните. Пласт магнезита мощностью до 50 см характеризуется неоднородным строением. В верхней части порода светло-серая, почти белая. Слоистость неявно выражена, имеются многочисленные отверстия диаметром до 5 мм. В нижней части пласта (до 20 см) порода светло-серая, слоистость проявляется более отчетливо. В основании карбонатного тела залегает серовато-желтый арагонит с многочисленными отверстиями диаметром до 6 мм и мощностью до 15 см.

Для диагностики минералов, слагающих карбонатные накопления, использовались термический (фиг. 4), рентгеновский (табл. 1, 2), химический (табл. 3) и другие методы. Все анализы выполнены в лабораториях САИГИМСа.

Микроскопические данные и результаты химического анализа пород (табл. 3) указывают на полиминеральность карбонатных пород (включения хантита в магнезите, гидромагнезита в арагоните и т. п.). Высокое (до 11,27%) содержание нерастворимого остатка в магнезитовой породе обусловлено примесью песчаного материала. Микроскопическое изучение показало, что магнезит имеет пелитоморфное строение. В нем присутствуют неравномерно распределенные неправильной формы зерна

Номер образца	Порода	Cl *	MgO **	CaO **	MnO **	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> **
3	Магнезитовая	0,46	34,60	6,28	0,01	0,40
6	Арагонитовая	0,14	2,20	51,54	Следы	Следы
7	Гидромагнезитовая	1,70	36,7	4,06	»	0,01
11	Хантитовая	1,60	32,00	13,70	»	0,01

\* Водная вытяжка.

\*\* Солянокислотная вытяжка.

\*\*\* Нерастворимый остаток в 10%-ной HCl.

кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата размером до 0,1 мм. Иногда отмечаются мелкие чешуйки мусковита и сильно измененные зерна из группы пироксена и амфибола. Местами в магнезите присутствует значительная (до 30%) примесь арагонита.

На кривой нагревания магнезита (см. фиг. 4) четко проявляется характерный для этого минерала первый эндотермический эффект с максимумом при температуре 600°С и второй небольшой — при 825°С за счет примеси других карбонатных минералов.

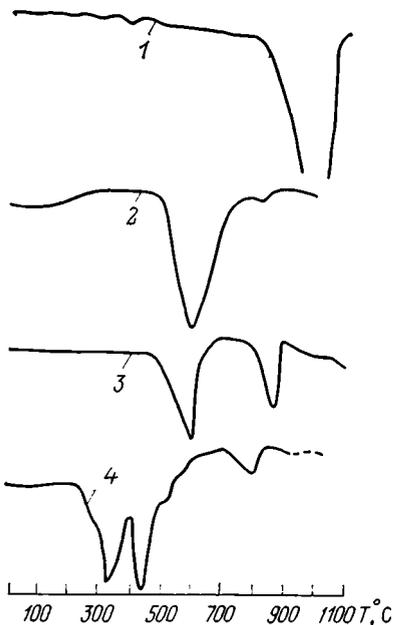
На кривой нагревания арагонитовой породы (см. фиг. 4) фиксируются два эндотермических эффекта (при температурах 400 и 1000°С), характерных для этого минерала [7]. Порошковая рентгенограмма арагонита оз. Бешхода идентична с эталонной [10].

Рентгенограммы хантита оз. Бешхода и описанного в литературе [4, 20] идентичны (см. табл. 1). На кривой нагревания хантита оз. Бешхода (см. фиг. 4) четко проявлены два эндотермических эффекта, характерных для этого минерала [4, 20], однако их максимумы несколько смещены в область более низких температур: максимум первого, наиболее выраженного эффекта, проявился при 600°С, второго — при 870°С. По

содержанию основных компонентов хантит оз. Бешхода (см. табл. 2) ближе всего сходен с хантитом из Такфона [4], а по содержанию воды — с впервые описанным хантитом из Каррент-Крик [20].

Гидромагнезит в карбонатных накоплениях ранее описан в лагуне Куронг [19]. Новая находка гидромагнезита в карбонатных скоплениях оз. Бешхода дает основание считать, что этот минерал в подобных образованиях имеет более широкое распространение. Основные линии рентгенограмм гидромагнезита оз. Бешхода и из других мест [3, 13] совпадают (см. табл. 2). На кривой нагревания гидромагнезитовой породы кроме трех эндотермических эффектов (с максимумами при 330, 440 и 520°С), характерных для гидромагнезита [7], зафиксирован дополнительный эндотермический эффект с максимумом при 800°С, очевидно обусловленный примесью арагонита.

Из приведенного выше описания карбонатных накоплений оз. Бешхода следует, что хантит и гидромагнезит, образующие включения в арагоните и магнезите, являются вторичными. Основные минералы — арагонит и магнезит представляют собой образования либо солончаковые, либо возникшие в небольших озерах карбонатного (содового) типа. Однозначно ответить на этот вопрос по имеющимся дан-



Фиг. 4. Кривые нагревания  
а — арагонит; 2 — магнезит; 3 — хантит; 4 — гидромагнезит

ралы — арагонит и магнезит представляют собой образования либо солончаковые, либо возникшие в небольших озерах карбонатного (содового) типа. Однозначно ответить на этот вопрос по имеющимся дан-

карбонатных пород, вес. %

K <sub>2</sub> O**	Na <sub>2</sub> O **	SO <sub>3</sub> **	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	H.O.***	Сумма
0,03	1,04	0,51	42,35	2,50	0,26	11,27	99,71
0,02	0,80	0,27	42,35	1,76	0,00	0,82	99,90
0,03	1,92	1,08	43,00	10,80	0,36	0,84	100,49
0,03	2,40	1,30	45,32	2,44	0,80	0,57	100,17

ным не представляется возможным. Солончаковый генезис безгипсовых карбонатных накоплений арагонит-магнезитового состава предполагает почти одновременное стратифицированное выделение арагонита и магнезита при капиллярном подъеме грунтовых вод. Возможность развития такого процесса подтверждается результатами изучения карбонатного засоления Зеравшанской долины [9]. Однако ряд наблюдаемых фактов может быть лучше объяснен, если рассматривать образования карбонатных накоплений в содовых озерах. Текстурные особенности арагонитовой породы, залегающей в основании карбонатной коры, свидетельствуют о том, что она образовалась в водоеме, заросшем растительностью. На нее нарастали корочки арагонита. При солончаковом процессе карбонатонакопления и арагонитовая порода, и перекрывающая ее магнезитовая должны были иметь сходную текстуру. В действительности же для слоя магнезита, перекрывающего отложение арагонита, характерно тонкослоистое строение.

Описанные особенности, а также ритмичное строение карбонатных накоплений хорошо объясняются их образованием в озерных водоемах содового типа. В пресноводную стадию в них происходит образование исключительно кальциевых карбонатов [17]. Последующее отложение мономинеральных магнезитов указывает на то, что в озерах произошло резкое увеличение минерализации вод, их щелочного резерва и pH, когда исключается существование в них растительности. Указанные изменения могли произойти только при сильной аридизации климата. Нельзя не отметить отсутствие доломита в безгипсовых карбонатных накоплениях оз. Бешхода и в гипс-кальцит-магнезитовых накоплениях Узункудукского и Сайлукудукского солончаковых полей Центральных Кызылкумов [8]. В карбонатных накоплениях солончакового генезиса его отсутствие закономерно [9], но пока трудно объяснить, если они озерного происхождения, так как при прогрессирующем осолонении озер содового типа происходит смена парагенезисов карбонатов по схеме: кальцит → кальцит + доломит → магнезит + кальцит [17]. Вместе с тем в лагуне Куронг тонкозернистый доломит является преобладающим минералом [19].

Если карбонатные накопления оз. Бешхода озерного происхождения, то их строение указывает на происходящие климатические изменения, подчиняющиеся определенной ритмичности. В этом случае полученные нами данные подтверждают положение И. П. Герасимова [2] о плейвальных и ксеротермических эпохах в зоне аридных субтропиков Средней Азии и дополняют его в части их ритмичной повторяемости.

#### Литература

1. *Валяшко М. Г.* Геохимические закономерности образования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 395 с.
2. *Герасимов И. П.* Основные этапы развития современной поверхности Турана.— Тр. Ин-та географии АН СССР, 1937, вып. 25. 152 с.
3. *Гинзбург И. И., Рукавишников И. А.* Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 716 с.
4. *Голованов И. М.* О находке хантита в месторождении Курганщинкан.— Докл. АН СССР, 1959, т. 124, № 2, с. 398—401.

5. Дегенс Э. Т. Геохимия осадочных образований. М.: Мир, 1967. 287 с.
6. Добровольский В. В. Гипергенез четвертичного периода. М.: Недра, 1966. 235 с.
7. Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розинова Е. Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.
8. Каржаев Т. К., Петров Н. П., Чиж Л. М. Магнетиты соляных отложений Западного Узбекистана. Ташкент: ФАН, 1978. 63 с.
9. Кугучков М. Д. О миграции карбонатов ( $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ ) в луговых и лугово-болотных почвах Зеравшанской долины.—Изв. АН УзССР, 1956, № 10, с. 11—18.
10. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 848 с.
11. Перельман А. И. Известковые конкреции Каракумов и Кызылкумов.—Докл. АН СССР, 1951, т. 78, № 5, с. 899—903.
12. Перельман А. И. Процессы миграции солей на равнинах Восточной Туркмении и Западного Узбекистана в неогене (древние почвы пустынь Средней Азии).—Тр. Ин-та геол. рудн. месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, 1959, вып. 25. 109 с.
13. Попов В. С. О брусите и гидромагнетите хребта Окуртау (Юго-Западный Карамазар).—Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, Узб. отд-ние, 1959, вып. 13, с. 112—119.
14. Сидоренко А. В. Основные черты минералообразования в пустыне (на примере Каракумов).—В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3, 4. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956, с. 516—540.
15. Сидоренко А. В. Известковые накопления (каliche) в пустынях Мексики.—Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1958, № 1, с. 61—70.
16. Сидоренко А. В. Известковые пустынные коры Египта.—Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 4, с. 812—814.
17. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 546 с.
18. Туровский А. С., Шеко А. Б. Новые данные о карбонатообразовании в оз. Балхаш.—Литология и полез. ископаемые, 1973, № 5, с. 33—45.
19. Borch Ch. The distribution and preliminary geochemistry of modern carbonate sediments of the Coorong area: South Australia.—Geochim. et cosmochim. acta, 1965, v. 29, № 7, p. 781—799.
20. Faust G. T. Huntite,  $\text{Mg}_3\text{Ca}(\text{CO}_3)_4$  a new mineral.—Amer. Mineralogist, 1953, v. 38, № 1-2, p. 4—24.

Среднеазиатский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья, Ташкент

Поступила в редакцию  
19.VII.1984

УДК 552.54

## **О МАГНЕЗИАЛЬНЫХ КАЛЬЦИТАХ ОСАДОЧНОГО ГЕНЕЗИСА**

*ЛОГВИНЕНКО Н. В., КАРПОВА Г. В., КОСМАЧЕВ В. Г.*

В статье изложены результаты изучения магниезальных кальцитов биогенного и хемогенного генезиса современных и некоторых древних осадков и их поведение при постседиментационных изменениях.

Карбонаты принадлежат к числу наиболее распространенных минералов осадков и осадочных пород. Магний служит или основным их компонентом, или является членом изоморфных рядов при бинарном или поликомпонентном изоморфизме различной степени совершенства. Изучение состава современных организмов свидетельствует о существовании определенных групп с магниезально-карбонатными скелетами. Содержание магния в органических остатках (и в породах) используют для характеристики солености и температуры древних седиментационных бассейнов, а распад магниезального кальцита и образование доломита, так же как и переход арагонита в кальцит, рассматриваются как обычные изменения в диагенезе и катагенезе. Эти явления контролируются возрастным распространением высокомагниезальных кальцитов, которые редко сохраняются в осадочных комплексах древнее палеогена. Иными словами, перераспределение магния в карбонатных органических образованиях — своеобразный индикатор ранних постседиментационных изменений.

Новый фактический материал по минералогии современных океанических осадков привел к появлению многочисленных экспериментальных работ по моделированию магниезально-карбонатного минералообразования, однако получение мономинеральных продуктов низкотемпературного синтеза обычно затруднено [12, 21].

Настоящая работа содержит результаты детального минералогического анализа осадочных магниезальных кальцитов различного возраста, что позволяет несколько расширить их стратиграфическое распространение и рассмотреть новый вариант постседиментационных превращений карбонатного вещества.

### **ОСОБЕННОСТИ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ КАРБОНАТОВ ОСАДОЧНОГО ГЕНЕЗИСА**

К основным безводным представителям магниезальных карбонатов группы кальцита относятся низко- и высокомагниезальные кальциты, кальциевые доломиты, доломиты, хантиты и магнезиты. Особенности минералов этой группы определяются степенью упорядоченности структуры и количественным соотношением кальция и магния в их составе. Упорядоченные структуры свойственны кальциту и магнезиту. Разупорядочение структуры кальцита может быть связано с магниезальной примесью. Ограниченность растворимости  $MgCO_3$  в  $CaCO_3$  была детально рассмотрена в работе [25]. Предел ограниченной растворимости точно не установлен, но предполагается равным 20 мол.% [31] или 30% [9]  $MgCO_3$ . К любопытным явлениям относится обычное нарушение пропорциональной зависимости между количеством магния, по данным химических анализов, и параметрами элементарной ячейки — по рентгеновским данным [19, 24, 31].

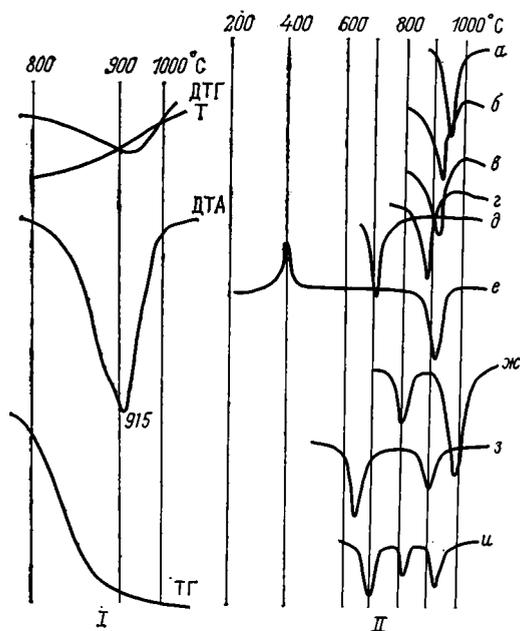
Обычно к высокомагниезальным кальцитам относятся кальциты с содержанием  $MgCO_3$  более 5%. Такие кальциты как биогенного, так и хемогенного генезиса описывались в современных осадках постоянно.

Экспериментально высокомагнезиальные кальциты (7—10%  $MgCO_3$ ) получены из морской воды обычного состава, а увеличение магния в растворе приводит к образованию арагонита [18], хотя существуют условия синтеза, когда можно получить магнезиальный кальцит с 24,2% [16] или с 23,8%-ным [19] содержанием  $MgCO_3$ .

Второй магнезиальный карбонат с неупорядоченной структурой характеризуется избытком кальция (или дефицитом магния), по сравнению с идеальным составом доломита — это кальциевый доломит. Малокальциевые доломиты (40%  $MgCO_3$  вместо 50) среди ископаемых осадков распространены довольно широко [22]. Они сохраняют двухступенчатый характер диссоциации при нагревании, но характеризуются изменением рентгеновского дифракционного спектра по сравнению с регулярным переслаиванием у доломита. Для подобных магнезиальных карбонатов с дефицитом магния был в свое время предложен термин *протодоломит* [27]. Нет уверенности, что подобный протодоломит является обязательным предшественником доломита при преобразованиях карбонатов в осадке или в породе. Экспериментально его появление при различных реакциях доломитообразования не подтверждено [31].

Обычно фазовый состав результатов эксперимента при различных реакциях моделирования низкотемпературного магнезиального карбонатообразования интерпретируется, естественно, как конечный результат определенных условий опыта [6], поэтому уверенности в обязательном переходном характере такой метастабильной фазы, как протодоломит, нет.

В последнее время появилась даже тенденция отождествлять протодоломит с высокомагнезиальным кальцитом без особых оснований [15].



Фиг. 1. Термическая характеристика карбонатов

*I* — элементы кривых Т, ДТГ, ДТА и ТГ высокомагнезиального кальцита (обломки фораминифер рода *Amphistegina*, атолл Фунафути, обр. *в*); *II* — элементы кривых ДТА: *а* — кальцит (исландский шпат, р. Нижняя Тунгуска); *б* — кальцит низкомагнезиальный (*Cardinirhynchia gossica*, Гжель,  $J_3C_2$ ); *в* — кальцит высокомагнезиальный (фораминиферы, Фунафути); *г* — кальцит высокомагнезиальный (фонарь ежа, Японское море); *д* — магнезит (Сатка); *е* — фатерит [7]; *ж* — доломит ( $C_1$ , Енакнево); *з* — хантит [33]; *и* — анкерит ( $C_1$ , ДДВ)

Следует считать, что термин *протодоломит* неудачен и его употребление вносит дополнительную путаницу. Термин *кальциевый неупорядоченный доломит* более адекватен.

К магнезиальным карбонатам, которые описаны как результат вторичного изменения как кальцита, так и магнезита, относится хантит  $CaMg_2[CO_3]_4$  (фиг. 1, *з*). Хантит может рассматриваться и как представитель осадочной парагенетической ассоциации с доломитом [29]. Он пока не встречен в виде единичных монокристаллов; его структура проанализирована на основе порошковых рентгенограмм [26], а его специфические физические свойства (в том числе очень низкая плотность

~2,7) ограничивают, вероятно, его распространение экзогенными обстановками.

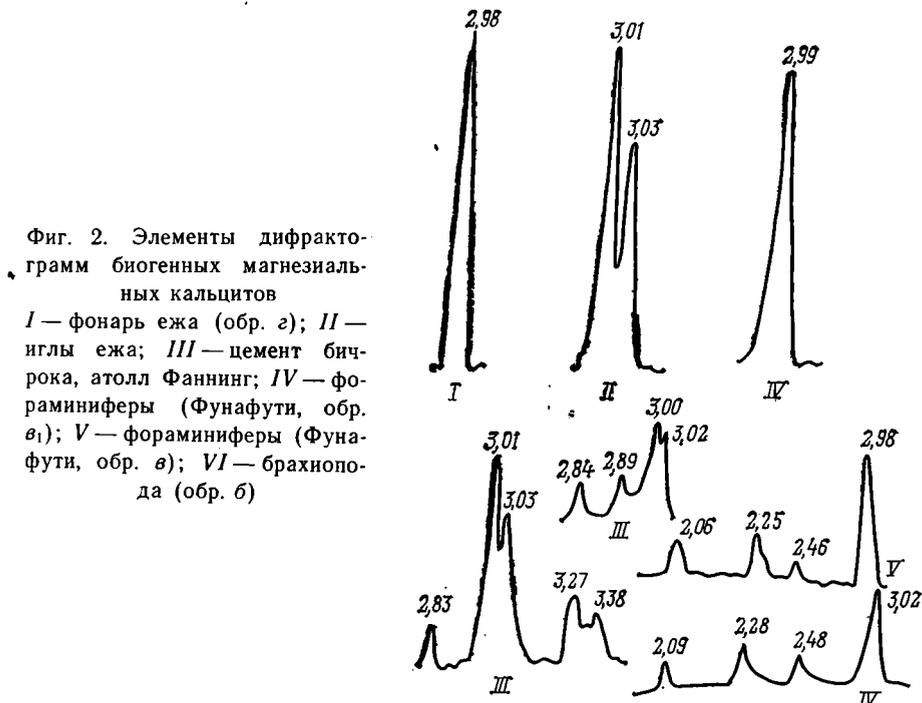
Ограниченный изоморфизм в ряду  $\text{CaCO}_3\text{—MgCO}_3$  приводит не только к формированию упорядоченной структуры доломита с точным стехиометрическим отношением между компонентами, но и является причиной образования различных структурно неупорядоченных минеральных разновидностей. Разупорядочение кальцита связано с приобретением магния, а доломита — с потерей магния или с приобретением кальция.

Стремление к порядку в случае структуры кальцита сводится или к избавлению от лишних ионов магния, или, возможно, к приспособлению этих ионов к новым структурным позициям.

Нарушение упорядоченной структуры доломита связано и с замещением магния железом и другими катионами, но в этом случае формирование реальных минералов типа железистого доломита — анкерита определяется дополнительно устойчивостью бинарной системы  $\text{MgCO}_3\text{—FeCO}_3$  или явлением поликомпонентного изоморфизма, что в данной работе не рассматривается.

### МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ КАЛЬЦИТЫ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ

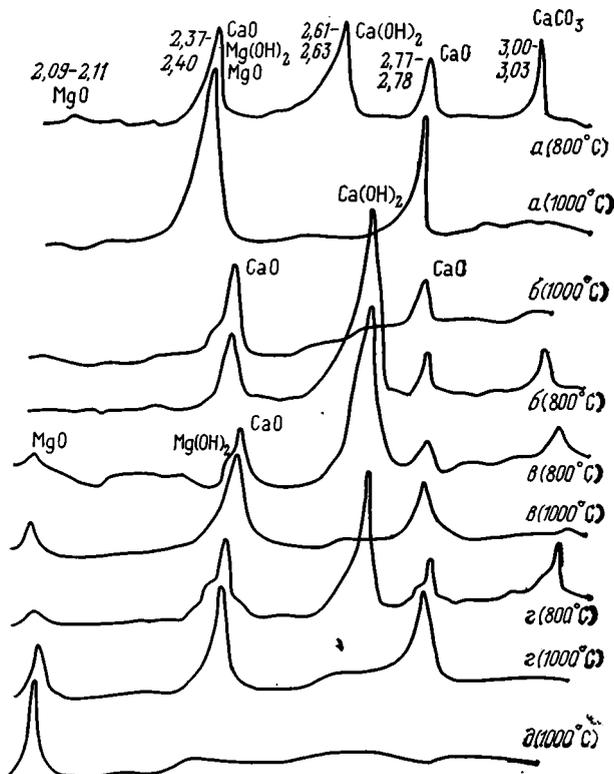
В современных океанических и континентально-бассейновых (озерных, лагунных) осадках магниезиальные карбонаты описываются в составе скелетных остатков различных организмов или в составе неопределимого органического детрита, или, наконец, в виде постседиментационных хемогенных образований [3, 4, 6, 10, 28 и др.]. Практически во



Фиг. 2. Элементы дифрактограмм биогенных магниезиальных кальцитов

I — фонарь ежа (обр. г); II — иглы ежа; III — цемент бичрока, атолл Фаннинг; IV — фораминиферы (Фунафути, обр. в<sub>1</sub>); V — фораминиферы (Фунафути, обр. в); VI — брахиопода (обр. б)

всех случаях устанавливается смесь нескольких (чаще двух) карбонатов различной степени магниезиальности с арагонитом, доломитом, магнезитом и с другими карбонатными фазами, а иногда и с минералами иной химической природы. В силу тонкой дисперсности материала идентификация магниезиальных кальцитов, как и прочих минералов, производится на основе одного или двух рефлексов на порошкограммах (фиг. 2). Эти же рентгеновские данные используются для оценки химизма конкретного минерала — члена парагенетической ассоциации. Неодинако-



Фиг. 3. Элементы дифрактограмм продуктов термической обработки карбонатов. Условные обозначения см. на фиг. 1

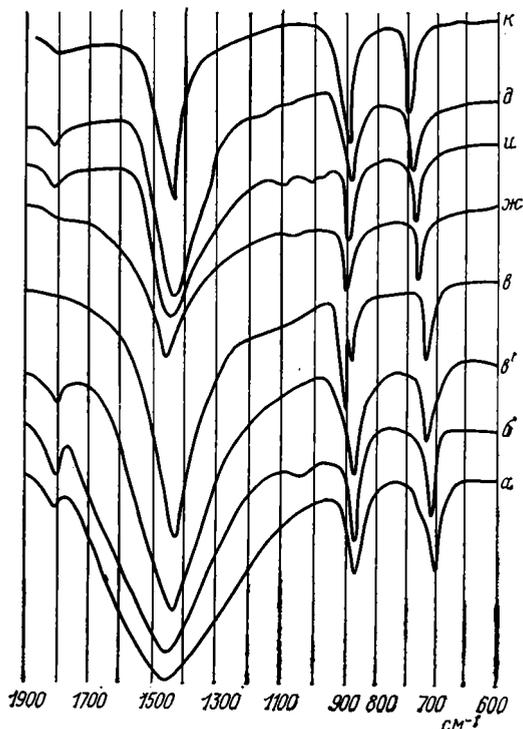
вая степень магнезиальности карбонатов или наличие различного количества магнезиальных минералов в смеси устанавливается и при исследовании скелетов современных беспозвоночных. Так, оказалось, что панцирь и фонарь правильного морского ежа *Strongylocentrotus intermedius* A. Ag. (залив Восток, Японское море. Образец из сборов Л. Г. Энгельмана и А. Н. Соловьева, получен от Ю. И. Каца) сложены магнезиальным кальцитом с  $d_{1014}$ , равным 2,985—2,991 Å, а иглы сложены смесью магнезиального кальцита с  $d_{1014}$ , равным 3,018 Å, и обычного кальцита с  $d_{1014}$ , равным 3,03 Å (фиг. 2, I—II).

Иногда в органогенных современных осадках устанавливается смесь хантита (фиг. 2, III) с  $d_n$ , равным 2,89; 2,84—2,83; 1,972 Å. Величина светопреломления хантита не превышает 1,600—1,620.

Используя тихоокеанский материал одного из авторов, удалось получить после обогащения (отбор под биноклем) практически мономинеральные фракции магнезиальных карбонатов. Детальному исследованию были подвергнуты: высокомагнезиальный кальцит с  $d_{1014} = 2,981$  Å (обломки фораминифер рода *Amphistotegina*, атолл Фунафути); высокомагнезиальный кальцит с  $d_{1014} = 2,986$  Å (обломки дискообразных фораминифер рода *Marginipora*, атолл Фунафути, острова Эллиса).

Эти магнезиальные кальциты характеризуются одноэтапной диссоциацией в интервале 880—920° С, причем форма эндотермического эффекта (пика) асимметрична (см. фиг. 1, в). Очевидно, диссоциация начинается раньше, нежели у обычных чистых кальцитов, что подтверждается и характером кривых потери веса. При нагревании магнезиальные кальциты подвергаются преобразованию уже при температуре 100° С (возможно, и ранее) и постепенно превращаются в кальцит с  $d_{1014} = 3,03$  Å (фиг. 3). Среди продуктов нагревания в зависимости от

Фиг. 4. ИК-спектры карбонатов  
*a* — кальцит; *б* — низкомагнезиальный кальцит; *в*, *в*<sub>1</sub> — высокомагнезиальные кальциты; *ж* — доломит; *и* — анкерит; *д* — магнезит (характеристики образцов см. в подрисуночных подписях к фиг. 1 и 2; *к* — сидерит (конкреция С<sub>1</sub>, Шебелинка)



режима (температура и время) устанавливается как окись кальция ( $d_n$  равно 2,78; 2,41—2,40; 1,70 Å;  $n_o=1,840$ ), так и ее гидрат  $\text{Ca}[\text{OH}]_2$  ( $d_n$  равно 4,90; 2,63; 1,93 Å;  $n_o=1,570$ ;  $n_e=1,540$ ). Последнее объясняется тем, что окись кальция очень легко гидратируется на воздухе [2].

Все образцы после нагревания (3 ч,  $1000^\circ\text{C}$ ) содержат рефлексы переклаза с  $d_n$ , равным 2,09—2,11; 1,49—1,50 Å, различной интенсивности (см. фиг. 3). Идентификация периклаза (изотропность с  $n_o=1,740$ ) в иммерсионных жидкостях не вызывает затруднений, хотя количество его в продуктах термической обработки магнезиальных кальцитов естественно уступает последним для эталонного магнезита (см. фиг. 3, *д*).

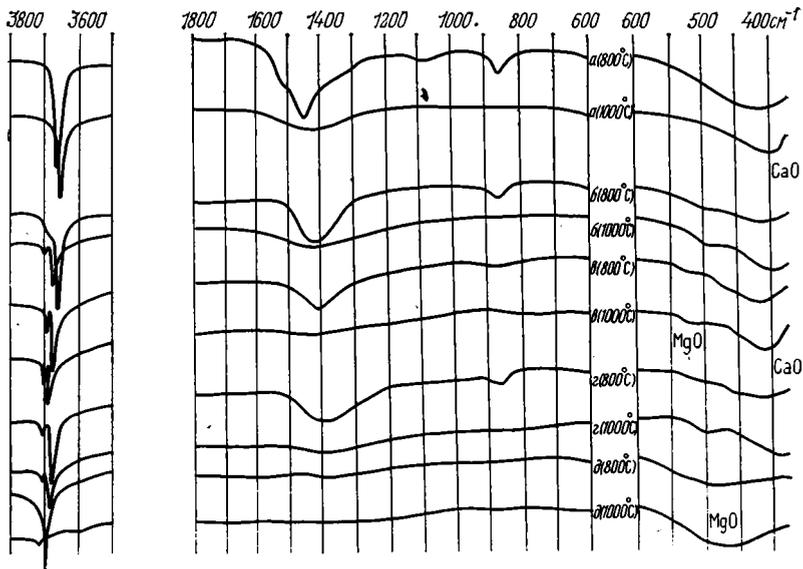
Инфракрасная спектроскопия магнезиальных кальцитов подтвердила их кальцитовую структуру с тремя главными и двумя побочными полосами поглощения (фиг. 4). Как известно, карбонаты группы кальцита различаются между собой только по положению абсорбционной полосы в интервале  $700\text{—}800\text{ см}^{-1}$ , которая используется не только для качественного, но и для количественного минералогического анализа [1]. В нашем случае была обнаружена тенденция к сдвигу этой полосы поглощения, которая объясняется только изоморфным замещением [23]. Можно предположить, что ИК-спектроскопия позволит в ближайшем будущем при соответствующем подборе экспериментального материала повысить точность определения предела смешимости магния и кальция в структуре кальцита. У ИК-спектроскопии есть некоторое преимущество перед рентгеновской дифрактометрией и при установлении в продуктах термической обработки природных и синтетических кальцитов окиси магния (периклаза) в случае малых размеров кристаллов или аморфного продукта нагревания (фиг. 5).

Все изученные современные биогенные магнезиальные кальциты относятся к изоморфным смесям, где замещение в катионных позициях вызывает изменение метрики элементарной ячейки (таблица), однако линейная зависимость между составом и размерами элементарной ячейки нарушается. Сейчас ясно, что оценка состава биогенных кальцитов с магнием не может производиться на основе рентгеновских данных по синтетическим фазам [19].

**Параметры элементарных ячеек биогенных магниезных кальцитов**

Название и индекс образца	$a_0$	$c_0$	$c/a$	$MgCO_3$ , % [24, 31]
Фонарь ежа, $z$	4,920	16,75	3,40	15
Панцирь ежа, $z_1$	4,930	16,80	3,41	13
Иглы ежа, $II$	4,970	16,98	3,41	4
<i>Amphistotegina</i> , $v$	4,916	16,72	3,40	16
<i>Marginipora</i> , $v_1$	4,925	16,76	3,40	14
<i>Cardinirhynchia rossica</i> , $b$	4,98	17,02	3,41	2

Существует предположение, что биогенные магниезные кальциты являются конечными членами трехкомпонентного раствора  $CaCO_3$ — $MgCO_3$ — $H_2O$  [32]. ИК-спектроскопия действительно фиксирует присутствие связей O—H в биогенных кальцитах, однако деформация ИК-спектров поглощения в интервале  $1600$ — $1800$   $cm^{-1}$ , которая обычно связывается с присутствием ионов оксония [17], устанавливается иногда для кальцитов без существенной примеси магния и необязательно биогенной природы. Иногда это явление сопровождается повышенными



Фиг. 5. ИК-спектры продуктов термической обработки карбонатов ( $800$  и  $1000^\circ C$ )  
Характеристику образцов см. в подрисуночной подписи к фиг. 1

количествами одновалентных катионов. Кроме того, в биогенных кальцитах при отсутствии примеси других магниезных минералов, по результатам химического анализа, обнаруживается некоторый излишек магния по сравнению с рентгеновскими данными [31]. Это явление, установленное многими исследователями, не является, по-видимому, аппаратурной ошибкой и пока не нашло истолкования. Вряд ли его можно объяснить поликомпонентным изоморфизмом, как это было сделано в случае кальциевых магниезно-железистых карбонатов осадочного генезиса [11]. Возможно, что нарушение корреляции состава и параметров элементарной ячейки магниезных карбонатов обуславливается различными причинами.

**МАГНИЕЗНЫЕ КАЛЬЦИТЫ ИСКОПАЕМЫХ ОРГАНОГЕННЫХ ОСАДКОВ**

В ископаемых осадках магниезные кальциты устанавливаются довольно часто, хотя природа магния в них не всегда ясна. Неупорядоченные высокомагниезные кальциты с содержанием  $MgCO_3$  от  $20$  до

40% описаны в пресноводных кайнозойских отложениях Швейцарии [31], но более обычны кальциты с меньшим количеством магния. В то же время в таком известном руководстве, как курс минералогии И. Костова [7], среди ионов, замещающих кальций в кальците, магний даже не упомянут. Хорошо известно, что химические анализы осадочных образований кальцитового состава любого возраста обычно содержат некоторое количество  $MgO$  (до 2—3%). Если карбонатная часть при этом соответствует только кальциту без примеси иных карбонатных минералов, то присутствие магния связывают с составом нерастворимого остатка. Затруднение возникает при интерпретации минерального состава раковинного вещества некоторых ископаемых беспозвоночных, лишенного нерастворимой части. В качестве примера рассмотрим материал по изучению раковин позднеюрских брахиопод [14].

Минеральный состав раковин оказался весьма постоянен. При разнообразном содержании  $MgO$  (от 0,1 до 3%) мономинеральный состав раковинного вещества доказывался иммерсионным ( $n_0 = 1,658$ ), термовесовым и рентгеновскими методами. Характер дифрактограмм соответствует низкомагнезиальным кальцитам с  $d_{10\bar{1}4}$ , равным 3,033—3,024 Å, а поведение при нагревании не обнаруживает каких-либо дополнительных карбонатных фаз кроме кальцита. Только иногда кроме основного эндотермического эффекта диссоциации кальцита наблюдается дополнительная эндотермическая деформация кривой нагревания в интервале 300—340°С, что объясняется присутствием  $C_{opg}$  или делает возможным предположение о наличии в образцах метастабильного фатерита. Однако рентгеновский спектр образцов раковинного вещества всегда соответствует только кальциту различной, но низкой степени магнезиальности [20].

Наиболее интересными оказались те образцы, которые при содержании  $MgO$ , равном 2—3% ( $MgCO_3$  до 6%), характеризовались рентгеновским спектром практически беспримесного кальцита или кальцита с меньшей примесью магния, чем те образцы, которые определялись химическим анализом.

Удалось повторно проанализировать раковинное вещество *Cardinirhynchia rossica* (Гжель,  $J_3cl_2$ ), лишенное нерастворимого остатка и содержащее 2%  $MgO$ .

Карбонат, слагающий раковину, диссоциирует в один этап, диссоциация начинается при 600°С, эндотермический пик — при 925°С (см. фиг. 1, б). Продукты нагревания образца исследовались рентгеновским методом и методом ИК-спектроскопии. Оказалось, что рентгеновским способом обнаружить присутствие кристаллической окиси магния (периклаза) не удалось, зато ИК-спектроскопия диагностирует окись магния достаточно убедительно (см. фиг. 5, б).

Остается предположить, что окись магния находится в необработанном образце в рентгеноаморфном состоянии или магний занимает такие позиции, которые на изменении метрики ячейки не сказываются. Надо также отметить, что полоса поглощения в интервале 700—800  $cm^{-1}$  у природного необработанного образца по сравнению с современными высокомагнезиальными кальцитами сдвинута к эталонному кальциту (см. фиг. 4).

Таким образом, исследованное вещество раковины сложено кальцитом с обычными параметрами. В то же время нет возможности связать магний с какой-либо другой минеральной фазой, кроме кальцита. Подобный низкомагнезиальный кальцит отличается от всех магнезиальных кальцитов современных осадков. Это кальцит со своеобразной «камуфлированной» примесью ионов магния.

#### ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ МАГНИЯ ПРИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ КАРБОНАТНЫХ ОРГАНОГЕННЫХ ОСАДКОВ

В современных осадках высокомагнезиальные кальциты являются нестабильными образованиями и при диагенетических изменениях дают начало ассоциации кальцит+доломит. Это доказывается появлением с

глубиной доломита в керне скважин при разбурировании современных рифовых построек и даже в бич-роках [8], при этом возникновение доломита считается результатом реакции между кальцитом и магниезиальным раствором. Фактический материал по современному карбонатнакоплению свидетельствует, однако, в пользу одновременного существования большого количества метастабильных фаз, поэтому доломит является, вероятно, уже конечным продуктом. Существует экспериментальное подтверждение перехода при диагенезе высокомагниезиальных кальцитов, близких по составу к доломиту, в истинный доломит [13].

Схематически можно представить последовательность превращений минералов в диагенезе следующим образом:

1) высокомагниезиальный кальцит → низкомагниезиальный кальцит → кальцит + доломит;

2) высокомагниезиальный кальцит → низкомагниезиальный кальцит + арагонит → низкомагниезиальный кальцит + арагонит + хантит → кальцит + доломит.

Последнее преобразование может иметь место и в раннем катагенезе, так как инверсия арагонит → кальцит в скелетных остатках иногда задерживается. Если признать эти схемы универсальными, то остается непонятным, куда исчезает магний тех кальцитовых скелетных остатков и прочих карбонатных образований, которые в ископаемом состоянии лишены всяких признаков доломитизации. Возможным критерием первичности высокомагниезиальных кальцитов могут являться микроскопические включения доломита в кальцитах ископаемых осадков [30], но они устанавливаются далеко не всегда. Остается предположить наличие диагенетического перехода высокомагниезиальных кальцитов в низкомагниезиальные разности с «камуфлированным» магнием.

Несоответствие химизма параметрам ячейки кальцита, устанавливаемое на мономинеральных образцах, свидетельствует о том, что часть магния сохраняется в анализируемом материале так, что это практически не сказывается на метрике решетки кальцита. Такие низкомагниезиальные, по рентгеновским данным, кальциты, содержащие «камуфлированный» магний, не ограничиваются только скелетными остатками некоторых организмов. Присутствие магния (до 3—5% MgO), которое не связано с другими минеральными формами и не проявляется при этом при прецизионных определениях, явление не такое уж редкое. ИК-спектрокопия этих образцов, подверженных термической обработке, обычно фиксирует окись магния, а некоторые необработанные образцы характеризуются расщеплением основных полос поглощения, что может указывать на структурное их несовершенство. Возможно, некоторое нарушение положения групп  $\text{CO}_3^{2-}$  может быть объяснено именно закреплением магния в свободном межузловом пространстве решетки. Низкомагниезиальные кальциты с подобной природой ионов магния в их структуре устойчивы в ката- и метагенезе.

Не исключено, что в скелетах, образованных блоками биогенных кристаллов, скрепленных веществом органической матрицы, при разложении высокомагниезиальных кальцитов происходит диффузионная миграция магния к поверхностям таких блоков, где магний может удерживаться благодаря явлениям адсорбции, подтвержденным С. Н. Голубевым [18] на материале кальцитовых кокколитофорид.

В чисто кальцитовых биогенных кристаллах магний, возможно, имеется в самой матрице. Органическая матрица состоит из коллагеновых белков группы протеиноидов (соединений белков с веществами небелковой природы), а суммарное содержание матрицы биогенных кристаллов может составлять от 1 до 50% от их веса [18]. В таком случае так называемый камуфлированный магний может иметь матричную природу. Но все эти предположения, к сожалению, не обоснованы фактическим материалом, так как вещество органической матрицы биогенных кристаллов изучено недостаточно хорошо.

«Наряду с собственно коллагеном в состав матрицы могут входить эластин и некоторые другие белки. За исключением коллагена, матрич-

ные белки изучены довольно плохо, но о мукополисахаридах известно еще меньше. Полной идентификации всего комплекса веществ, составляющих скелетную органическую матрицу, видимо, нет ни для одного скелетного образования» [18, с. 85].

\* \* \*

В заключение можно сделать следующие выводы:

степень структурной неупорядоченности и нестабильности осадочных кальцитов определяется в значительной мере количеством примесей магния в их структуре. При этом стремление к упорядочению начинает реализовываться уже на стадии раннего диагенеза;

постседиментационные изменения высокомагнезиальных неупорядоченных кальцитов могут привести к образованию смеси кальцита с доломитом непосредственно или через промежуточные метастабильные фазы типа хантита;

низкомагнезиальные упорядоченные кальциты (собственно кальциты) устойчивы на различных стадиях осадочного процесса;

преобразование высокомагнезиальных биогенных кальцитов, по-видимому, происходит путем выхода магния из узлов решетки в межузлия и, вероятно, последующего диффузионного выноса его из объема блоков биогенных кристаллов с фиксацией на их поверхности в силу адсорбции. Предложенный механизм не противоречит существованию трехкомпонентной системы  $\text{CaCO}_3\text{—MgCO}_3\text{—H}_2\text{O}$ .

#### Литература

1. Веретенникова Т. Ю. Инфракрасная спектроскопия как экспресс-метод количественного минералогического анализа карбонатных пород. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1978. 25 с.
2. Винчелл А., Винчелл Г. Оптические свойства искусственных минералов. М.: Мир, 1967. 526 с.
3. Вольф К. Х., Чилингер Дж. В., Билес Ф. У. Элементарный состав карбонатных органических остатков, минералов и осадков.— В кн.: Карбонатные породы. Т. II. М.: Мир, 1971, с. 9—12.
4. Геология океана. Осадкообразование и магматизм. М.: Наука, 1979. 415 с.
5. Голубев С. Н. Реальные кристаллы в скелетах кокколитофорид. М.: Наука, 1981. 161 с.
6. Казанский Ю. П. Седиментология. Новосибирск.: Наука, 1976. 272 с.
- \*7. Костов И. Минералогия. М.: Мир, 1971. 559 с.
8. Логвиненко Н. В. Бич-рок некоторых островов Тихого океана.— В кн.: Литология и палеогеография. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976, вып. 2, с. 133—147.
9. Логвиненко Н. В. Диагенез карбонатных осадков.— В кн.: Химия океана. Геохимия донных осадков. М.: Наука, 1979, с. 360—363.
10. Логвиненко Н. В. Морская геология. Л.: Недра, 1980. 343 с.
11. Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Космачев В. Г. О системе изоморфных замещений в карбонатах группы кальцита осадочного генезиса.— Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 1, с. 188—191.
12. Мандрикова Н. Т., Перозо Г. Н., Федюнина В. И. Экспериментальные работы по синтезу протодоломита.— В кн.: Карбонатные породы Сибири. Новосибирск: Наука, 1974, с. 79—89.
13. Нечипоренко Г. О., Бондаренко Г. П. Условия образования ряда магнезиальных кальцитов по экспериментальным данным.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1983, вып. 112, № 6, с. 731—738.
14. Смыслова Л. И. Элементарный состав раковин позднеюрских замковых брахиопод Восточно-Европейской платформы и его значение для систематики и палеогеографии. Харьков: Изд-во Харьк. ун-та, 1975. 25 с.
15. Созинов Н. А., Нечипоренко Г. О., Бондаренко Г. П. Роль органического вещества в процессе образования высокомагнезиальных кальцитов (протодоломитов) по экспериментальным данным.— Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 3, с. 708—711.
16. Эренбург Б. Г. Искусственные смешанные карбонаты ряда  $\text{CaCO}_3\text{—MgCO}_3$ .— Журн. структур. химии, 1961, т. 2, № 2, с. 178—182.
17. Юхневич Г. В. Инфракрасная спектроскопия воды. М.: Наука, 1973. 208 с.
18. Berner R. A. The role of magnesium in the crystal growth of calcite and aragonite from sea water.— Geochim. et cosmochim. acta, 1975, v. 39, № 4, p. 489—504.
19. Bischoff W. D., Bishop F. C., Mackenzie F. T. Biogenically produced magnesian calcite; inhomogeneities in chemical and physical properties; comparison with synthetic phases.— Amer. Mineralogist, 1983, v. 68, № 11—12, p. 1183—1188.
20. Crystal structure of clay minerals and their x-Ray identification/Ed. Brindley, Brown. L.: Miner. Soc., 1980. 504 p.

21. *Devery D. M., Ehlman A. J.* Morphological changes in a series of synthetic Mg-calcites.— *Amer. Mineralogist*, 1981, v. 66, № 5—6, p. 592—595.
22. *Füchtbauer H., Goldschmidt H.* Beziehungen zwischen Calciagehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite.— *Geol. Rundschau*, 1965, B. 55, S. 29—40.
23. *Gadsen J. A.* Infrared spectra of minerals and related inorganic compounds. L.: Butterworths and Co., 1975. 277 p.
24. *Goldsmith J. R., Graf D. L., Heard H. C.* Lattice constants of the calcium-magnesium carbonates.— *Amer. Mineralogist*, 1961, v. 46, p. 453—457.
25. *Goldsmith J. R., Heard H. C.* Subsolidus phase relations in the system  $\text{CaCO}_3$ — $\text{MgCO}_3$ .— *J. Geol.*, 1961, v. 69, p. 45—74.
26. *Graf D. L., Bradley W. F.* The crystal structure of huntite,  $\text{Mg}_3\text{Ca}(\text{CO}_3)_4$ .— *Acta Crystallogr.*, 1962, v. 15, p. 238—242.
27. *Graf D. L., Goldsmith J. R.* Some hydrothermal synthesis of dolomite and photodolomite.— *J. Geol.*, 1956, v. 64, p. 173—186.
28. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Colombo, 1972, v. XXIII. 1180 p.
29. *Kingsman D. I.* Huntite from a carbonate evaporite environment.— *Amer. Mineralogist*, 1967, v. 52, p. 1332—1340.
30. *Kuger J. C.* Microdolomite inclusions in cloudy prismatic calcites: a proposed criterion for former highmagnesium calcites.— *J. Sediment. Petrol.*, 1977, v. 47, № 3, p. 1078—1088.
31. *Lippman F.* Sedimentary Carbonate Minerals. L.: Springer-Verlag, 1973. 228 p.
32. *Mackenzie F. T., Bischoff W. D., Bishop F. C. e. a.* Magnesian calcites: low-temperature occurrence, solubility and solid-solution behavior.— *Rev. Miner.*, 1982, v. 11, p. 97—144.
33. *Mackenzie R. C.* The differential thermal investigation of clays. London: Miner. Soc., 1957. 456 p.

Харьковский государственный  
университет

Поступила в редакцию  
7.II.1985

**КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ**

УДК 551.83 : 551.734 (470.5)

**К ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ  
В СРЕДНЕДЕВОНСКУЮ ЭПОХУ**

**ГРОССГЕЙМ В. А.**; **БЕСКРОВНАЯ О. В.**

Вопрос о палеогеографической обстановке, существовавшей на территории Тимано-Печорской провинции в среднедевонскую эпоху, актуален в связи с поисковыми работами на нефть и газ — в первую очередь с поисками литологических и стратиграфических ловушек.

Главное внимание при палеогеографической реконструкции было уделено выяснению генезиса, формы и границ песчаных тел-коллекторов, так как для среднедевонской эпохи в рассматриваемом регионе характерно терригенное осадконакопление. Наряду с общим фациальным анализом были использованы минералогические, гранулометрические и текстурные данные, а также палеогеоморфологические построения.

К настоящему времени сеть скважин, вскрывших среднедевонские отложения, хотя и неравномерная по распределению и керновой изученности, близка к кондиции для литолого-палеогеографических карт миллионного масштаба. Число хорошо изученных скважин сконцентрировано на Усинском и Возейском месторождениях. Несколько меньше их на Харьягинской площади, а в большинстве случаев на площадь приходится от одной до двух-трех скважин. В среднем число соответствующих анализов пропорционально числу скважин на площади.

Литолого-палеогеографические карты разных масштабов составлялись М. Ф. Филипповой, В. И. Богацким, О. А. Солнцевым и Т. Г. Кушнаревой, З. А. Ларионовой. Схемы строения участков суши были приведены в работе [2].

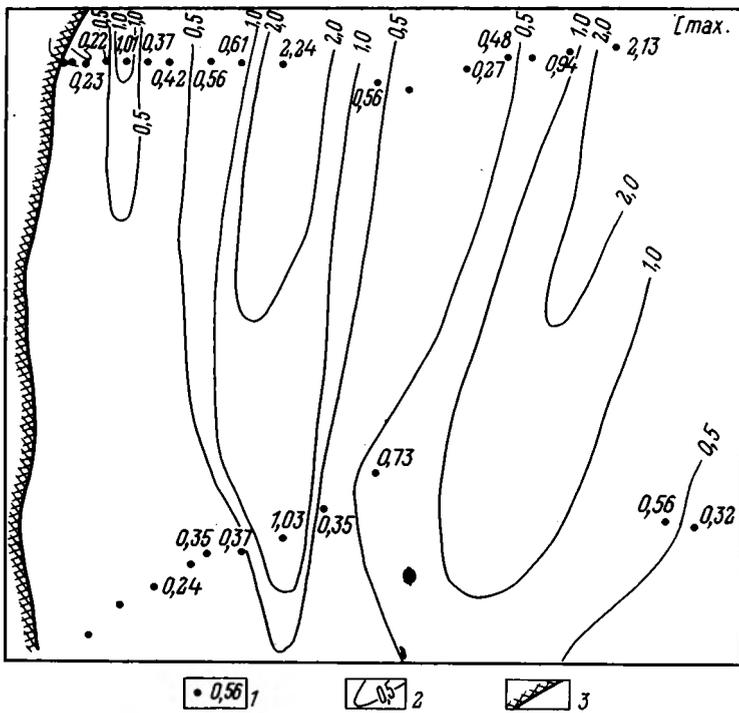
Надо отметить, что в течение среднего девона условия накопления осадков оставались в достаточной степени стабильными, что позволяет рассматривать материал по среднему девону в целом.

После этих предварительных замечаний можно приступить к литолого-палеогеографическому описанию территории.

Тиман в это время представлял собой сушу, хотя и гораздо меньших размеров, чем современное Тиманское мелкогорье. Основу его составляли блоковые сооружения древнего докембрийского возраста — Четласский камень и примыкающие к нему выступы фундамента. С этого, вероятно, наиболее возвышенного хребта стекали в разных направлениях реки, наиболее достоверно выявленной из которых являлась пра-Ярега. Она протекала по грабену, опущенному между двумя выступающими блоками фундамента, ее долина показана на карте, приведенной в работе [2]. Устье этой реки приходится на шахтное поле Ярегского месторождения (фиг. 1). Здесь, по-видимому, располагалась надводная дельта реки. Осадки среднего девона в поперечном направлении характеризуются чередованием более грубых (отмели) и менее грубых (протоки) образований, в плане вытянутых параллельно берегам реки. На течение в южном направлении указывает ориентировка косослойчатых текстур, изученная И. Л. Герашенко [1]. Восточнее, по гранулометрическим данным, Г. Ф. Рожков выделил крупную авандельту, которая, судя по взаимному расположению ее поля осадков, является авандельтой той же пра-Яреги. Песчано-алевритовые осадки веером расходятся в пределах северо-восток — восток — юго-восточных румбов. К ней приурочен целый ряд залежей нефти в среднедевонских терригенных коллекторах. Это обстоятельство подтверждает перспективность палеоделты для поисков нефти. Однако гидрография девонского Тимана не исчерпывается этими данными.

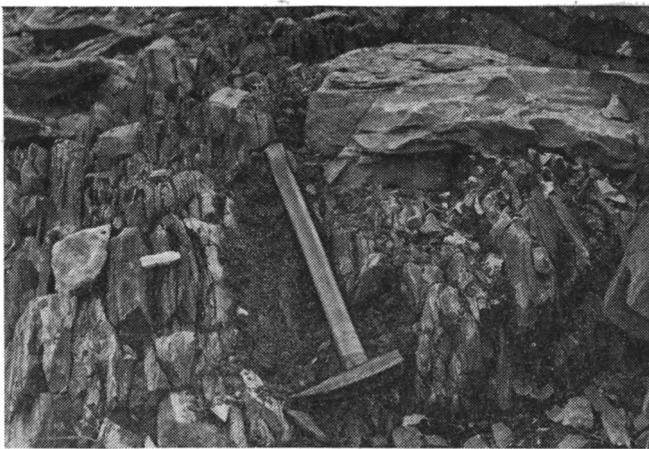
В противоположном направлении (на север) по другой долине протекала другая река — пра-Пижма. Ее осадки сохранились в нижнем течении, в современной долине р. Пижмы. Изучая морфологию косослойчатых текстур, Б. А. Яцкевич признал их аллювиальными; о северном направлении течения свидетельствует ориентировка наклоненных серых косых слоев. Западнее, в бассейне р. Цильмы наблюдается развитие осадков среднего девона главным образом по притокам (реки Коренная, Каменка и др.) того же облика, что и по р. Пижме. Ориентировку многочисленных косослойчатых текстур в них изучали Б. А. Яцкевич, Т. Кузьмина и авторы настоящей статьи. На всем протяжении выходов среднего девона серии наклоненных косых слоев падают на восточно-юго-восточные румбы, что примерно согласуется с ориентировкой значительной части современной долины р. Цильмы, ниже впадения в нее р. Чирки.

В целом надо полагать, что скорее всего эти осадки являются аллювием пра-Цильмы, устье которой располагалось недалеко от устья р. пра-Пижмы. Возможно что обе реки впадали в крупный залив и имели общую авандельту. Эта акватория имела сложную конфигурацию. Севернее она широкой полосой простиралась между северной

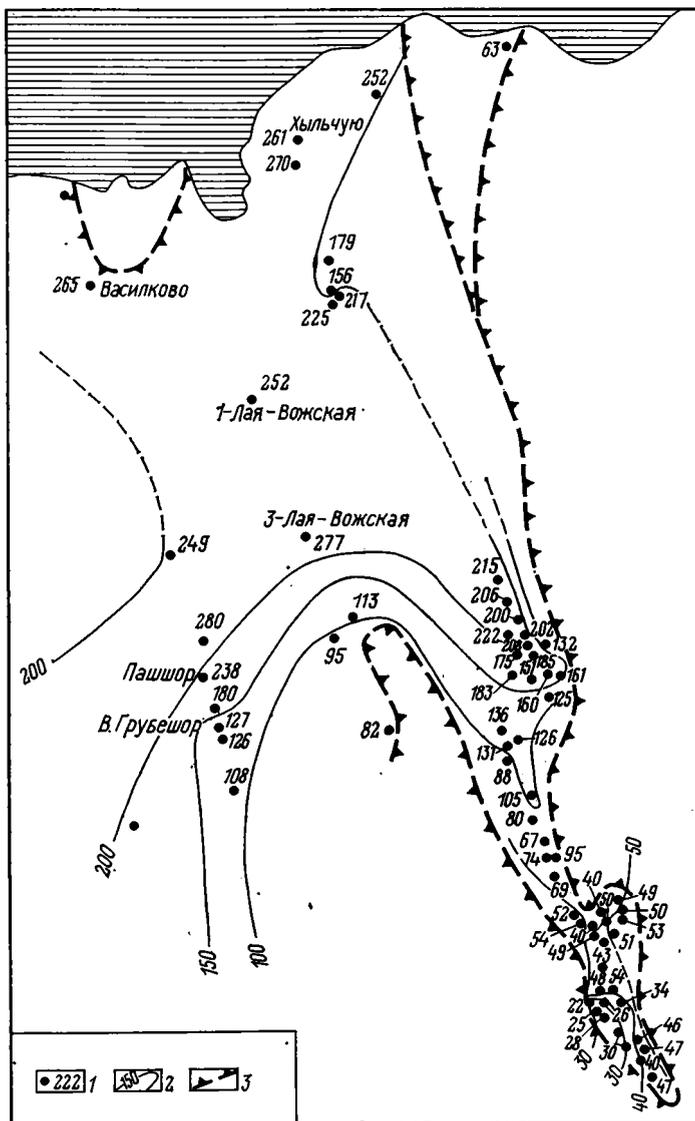


Фиг. 1. Центральный участок дельты пра-Яреги  
 1 — скважина и максимальный диаметр зерен, мм; 2 — линии равных значений максимальных диаметров зерен; 3 — линия выклинивания песчанников

частью Тиманской суши и Малоземельским архипелагом. Осадки этого пролива представлены средне- и крупнозернистыми рыхлыми песчаниками, с прекрасно выраженными косослойчатыми текстурами. Их ориентировка, изучавшаяся нами и В. М. Куршсом по ряду речных долин, очень однообразна. Течения в проливе действовали с севера на юг. В осадках были найдены растительные остатки, говорящие о субконтинентальных условиях осадконакопления (аллювиальные равнины). Размывались, судя по минеральному составу осадков, протерозойские толщи, слагающие фундамент, выходы которого на дневную поверхность известны по некоторым долинам Северного Тимана. На р. Черной хорошо обнажены контакты протерозоя, залегающего под большим углом, и среднего девона, горизонтально перекрывающего сланцы с прослоями песчаников протерозоя (фиг. 2). Средний девон представлен песчаниками, в базальной части довольно грубыми, содержащими рассеянную гальку гравийной размерности. Таким образом, размыв протерозоя фиксируется достаточно отчетливо.



Фиг. 2. Река Черная. Трансгрессивное залегание среднедевонских отложений на протерозойских сланцах



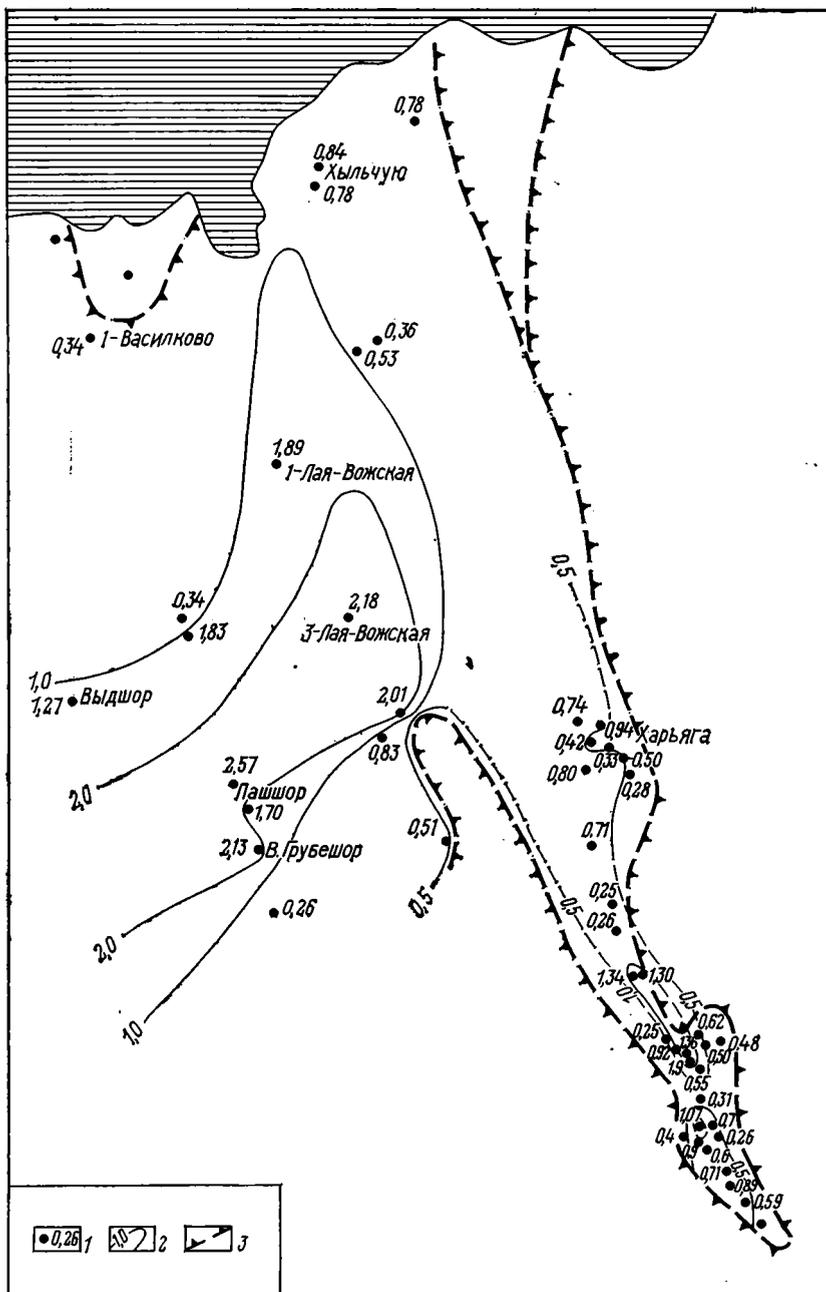
Фиг. 3. Палеорельеф дна бассейна седиментации севера Тимано-Печорской провинции к концу среднедевонской эпохи  
 1 — расположение скважин и значение относительной глубины дна бассейна седиментации; 2 — линии равных глубин; 3 — линии условного выклинивания среднедевонских отложений

Субмеридиональное простираие упомянутого выше пролива сменяется в районе авандельты пра-Цильмы — пра-Пижмы на субширотное. Восточнее эта акватория сливается с основным среднедевонским водоемом, простиравшимся до Уральской геосинклинали.

Хотя осадки этого широтного участка водоема неизвестны, однако со всех сторон к нему примыкают площади (скв. Усть-Цильма, Янгитская, Северо-Тобышская и др.), на которых средний девон вскрыт и, таким образом, можно предполагать, что и на самом участке развиты осадки среднего девона. Этот участок акватории также отделял Тиманскую сушу от Малоземельского архипелага. Следующим крупным островом являлся Большеземельский выступ фундамента, на котором (за исключением его северо-западной части) осадки среднего девона отсутствуют. Между Малоземельским архипелагом и Большеземельским островом существовала акватория, обнимающая Колвинский авлакоген и Денисовскую впадину.

Достаточно отчетливо на этой акватории обозначаются два острова, соответствующие Лодминскому валу и Болванскому выступу фундамента, на которых осадки среднего девона отсутствуют.

Для восстановления картины осадконакопления в Денисовской акватории были использованы дробные гранулометрические и минералогические анализы, а также данные об ориентировке динамических текстур. Картографировались отдельные парамет-

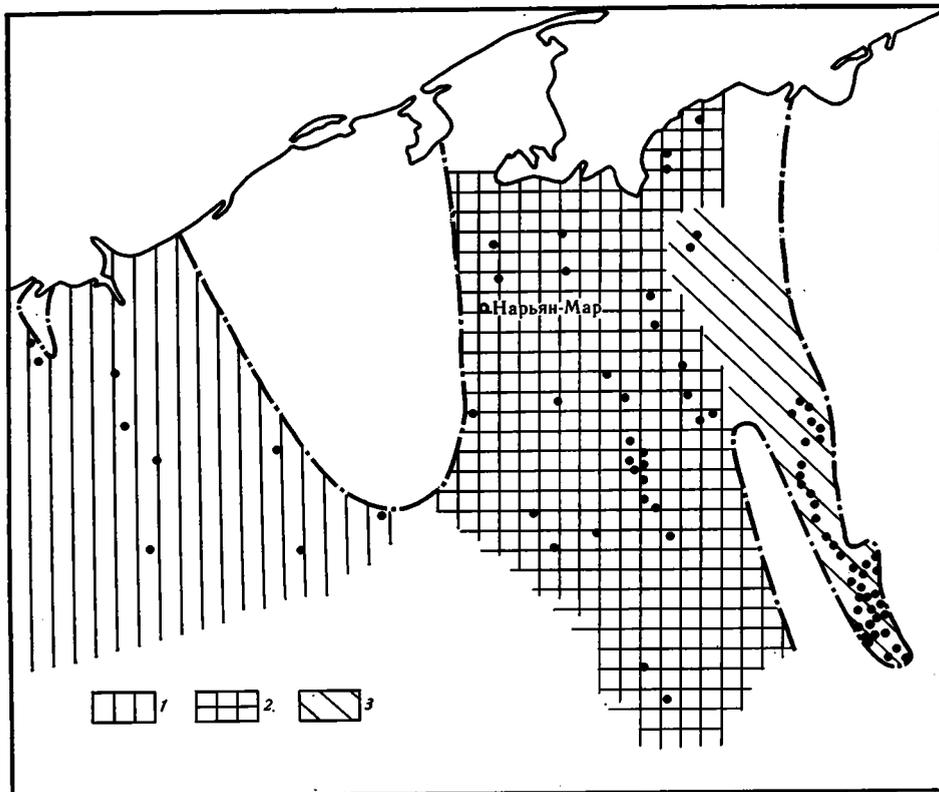


Фиг. 4. Максимальный размер зерен

- 1 — расположение скважин и значение максимального размера зерен, мм;  
 2 — линии равных величин диаметра зерен; 3 — линии условного выклинивания среднедевонских отложений

ры и составлялись карты распространения отдельных минеральных видов. В результате вырисовывалась следующая картина. На дне упомянутой акватории отлагались терригенные осадки — пески и алевроитово-глинистые илы. При этом отмечаются две полосы осадков, отличающиеся наибольшей песчанностью разрезов. Одна из них соответствует проливу между Большеземельским и Лодминским островами, простираясь в сторону Ярею, а другая пересекает водоем наискосок и проходит через площади Пашшор, Грубешор, Лая-Вож на Хыльчюу. Возможно, в районе Хыльчюу оба потока соединялись и здесь действовало еще одно течение (с востока на запад), зафиксированное в ориентировке косых слоев на этой площади. Оно также влияло на характер накапливающихся осадков.

Следует отметить, что диагональное по отношению к валам авлакогена течение действовало субпараллельно системе разломов фундамента, выявленных по результа-



Фиг. 5. Терригенно-минералогическое районирование северной части Тимано-Печорской провинции

Подпровинции: 1 — Северо-Тиманская; 2 — Денисовская; 3 — Южно-Колвинская

там магниторазведки. В каждом из упомянутых потоков накапливались наиболее грубые и отсортированные осадки, что видно по картам распространения максимального и среднего размера зерен, карте появления наиболее крупнозернистой фракции, карте отсортированности. На фиг. 3 показано расположение значений максимального диаметра зерен. Видно, что наибольшие (2,57 мм) значения приурочены к средним частям потоков. Аналогично распределены и средние значения диаметров, величина которых колеблется от 0,06 до 0,09 мм (максимально до 0,23 мм). Уменьшение этих величин происходит в направлении миграции осадков — с юго-запада на северо-восток. Палеорельеф дна бассейна седиментации имел общий наклон в северные румбы (фиг. 4), что определяло направление миграции терригенного материала — вниз по уклону дна. Данные минералогии не противоречат сказанному выше. Вся акватория принадлежит в общем одной терригенно-минералогической провинции, характеризующейся кварцевыми легкими фракциями и ассоциацией главным образом устойчивых минералов в тяжелой фракции. Однако можно выделить подпровинции — Северо-Тиманскую, Денисовскую и Южно-Колвинскую (фиг. 5).

*Северо-Тиманская подпровинция* характеризуется отсутствием крупных скоплений каких-либо минералов тяжелой фракции, за исключением лейкоксена, анатаза и других титано-содержащих минералов. Локальный ореол максимальных содержаний циркона и черных рудных минералов наблюдается по р. Иевке.

*Денисовская подпровинция* занимает центральную часть рассматриваемой территории. В полосе от Пашшор, Грубешор, Лая-Вож и Хыльчую наблюдаются особо крупные скопления таких минералов, как циркон и турмалин, а также большое разнообразие малоустойчивых минералов, в основном пироксенов и амфиболов (Грубешор). Как в южном (Юрьяха, Чаркау), так и в северном (Василково) направлениях концентрации главных минералов уменьшаются, и эти части подпровинции теряют свою индивидуальность.

*Южно-Колвинская подпровинция* отличается от Денисовской тем, что в характеризующей ее ассоциации терригенных минералов наблюдаются ареалы особо крупных скоплений циркона, турмалина, рутила, сфена и очень малые содержания черных рудных минералов. Кроме того, следует отметить, что для этой подпровинции характерна несколько большая окатанность всех минералов по сравнению с терригенными компонентами Денисовской подпровинции.

Судя по приведенным характеристикам, минеральный состав пород питающей провинции был однообразным, и располагались они на северном Тимане, южной части Малоземельского архипелага и примерно на гряде Чернышова (?). Очевидно, повсюду это были протерозойские толщи.

Несмотря на то что Большеземельский остров (выступ фундамента) был достаточно велик, однако считать его существенной областью размыва трудно, так как в среднем девоне он был бронирован силур-нижнедевонскими карбонатными породами. К востоку от него осадки среднего девона становятся все мористее, и в пределах Уральского геосинклинального прогиба они представлены уже карбонатными осадками с фауной открытого моря. Примерно такая же картина наблюдается и на юге. Западные участки бассейна осадконакопления характеризуются терригенными осадками, замещааясь на восток морскими карбонатными илами с морской фауной.

Если на Колвинском вале отмечается конседиментационный тип складчатости (Уса, Возей), то на востоке складчатые движения произошли уже после того, как завершилось средне- и даже позднедевонское осадконакопление. Окончательно инверсия определилась на границе ранней и поздней перми, что привело, например, к превращению Большеземельского выступа в Хорейверскую впадину и, наоборот, к активным положительным движениям в пределах Урала и в меньшей степени Тимана.

Эти факты способствовали возникновению литологических зон выклинивания, что связано с механической дифференциацией осадков и некоторым дефицитом частиц песчаной и алевритовой размерности среди терригенного материала.

### Литература

1. Геращенко И. Л., Голубева И. И. Палеомагнитная ориентация керн скважин с целью восстановления направлений палеотечений.— Тр. ВНИГРИ, 1981, с. 102—112.
2. Скловский А. М., Косоруков Г. Л., Мусатов И. Б., Шумов О. В. Фациальная обстановка и палеогеография среднедевонской эпохи бокситонакопления на Среднем Тимане.— Литология и полез. ископаемые, 1980, № 3, с. 42—61.

Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Ленинград

Поступила в редакцию 2.III.1984

УДК 552.58(470)

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ ПЕРЕЛЮБСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

БОГОМОЛОВА М. Г., УСАНОВА Е. П., ШАРИКОВА Е. А.

Месторождение, расположенное в Куйбышевско-Саратовском Заволжье, относящееся к Общесыртовскому сланцевому району Волжского сланцевого бассейна, выявлено поисковым бурением в 1981 г. Сланценосные отложения приурочены к пандериевой зоне волжского яруса верхней юры [2, 3].

Изучался вещественно-петрографический состав II, III, IV пластов горючих сланцев из верхнего сланценосного горизонта пандериевой зоны<sup>1</sup>.

Для каждого из пластов исследовалось по одной исходной измельченной средней пробе, составленной из прослоев горючих сланцев пластов без учета разделяющих их породных пропластков. Для микроскопических исследований в проходящем свете были отобраны отдельные кусочки горючих сланцев с целью изготовления тонких шлифов.

Применялись петрографические, стандартные химические [1] и физические методы исследований.

Петрографические исследования включали в себя микроскопическое изучение сланцев в проходящем свете по тонким шлифам. При этом определялись микроструктур-

### Результаты химических

Пласт	Технологические показатели, %							Элементарный состав органического вещества				SiO <sub>2</sub>
	W <sub>a</sub>	A <sub>d</sub>	V <sub>daf</sub>	T <sub>sk</sub>	T <sub>sk</sub> <sup>daf</sup>	HK <sub>t</sub> <sup>d</sup>	Q <sub>d</sub> , ккал/кг МДж/кг					
								C <sub>0</sub> <sup>daf</sup>	H <sub>0</sub> <sup>daf</sup>	N <sub>0</sub> <sup>daf</sup>	S <sub>0</sub> <sup>daf</sup>	
II	5,5	65,5	80,5	11,5	36,2	5,9	1980/8,3	57,1	6,5	2,5	1,9	34,8
III	4,3	65,1	83,2	10,2	40,9	7,0	1820/7,8	53,6	6,1	1,9	2,2	31,5
IV	5,6	59,9	80,2	13,2	41,1	3,8	2540/10,7	61,4	8,1	2,1	2,7	30,4

Примечание: Содержание органического вещества определялось по методу его окисления двухромовикс

<sup>1</sup> Анализы проводились в химико-аналитической лаборатории ИОТТ и химико-физической лаборатории ВНИИСТРОМ.

ные и микротектурные особенности горючих сланцев, состав и особенности керогена, состав минеральной части и форма нахождения минералов. Сланцы дополнительно исследовались в аншлифах в отраженном свете, при этом также определяли состав и особенности керогена и подсчитывали содержания высшей органики.

Химическими методами определялись зольность, минеральная углекислота карбонатов, содержание серы (общей, сульфатной, пиритной), процентное содержание и элементный состав органики, химический состав минеральной части и содержание органической, выход смолы полукоксования на сухое состояние и органическую массу, содержание гуминовых кислот (табл. 1).

Физические исследования состояли в определении теплоты сгорания калориметрическим способом на приборе типа В-08М и определении фазового состава минеральной части сланцевых проб рентгеноструктурным методом. Кроме того, для большей достоверности результатов содержания углерода и водорода в элементном составе органической массы, полученных химическим методом в соответствии с ГОСТ 6389-71, эти показатели параллельно определялись на приборе CHN-600 американской фирмы «ЛЕКО». Получены сопоставимые результаты.

Перед снятием рентгенограмм горючие сланцы озольались при низких (200—250°) температурах в струе кислорода.

В результате проведенных исследований по комплексу данных петрографических, химических и рентгеноструктурных исследований был определен и рассчитан общий вещественно-петрографический состав горючих сланцев пластов II, III, IV (табл. 2).

Макроскопически сланцы исследованных пластов характеризуются сходными чертами (темно-серого цвета, тонкозернистые, плотные, с сланцеватой текстурой). Для сланцев пласта III характерно наличие на сколах довольно частых белых округлой формы включений кальцита.

Микроскопически в проходящем свете сланцы имеют желтовато-бурю окраску, пелитовую и алевролитовую структуры, горизонтально-слонстую текстуру.

Микроскопически различаются органическая и минеральная составляющие.

Органическое вещество горючих сланцев представлено коллоальгинитом (разложившиеся водоросли) желтовато-бурого цвета. В составе органической части отмечаются углефицированные остатки высших растений в виде мелких, ориентированных по наслоению обрывков темно-коричневого цвета. Содержание высшей органики в горючих сланцах II и IV пластов составляют доли процента, в горючих сланцах III пласта — 1%.

Органический материал в основном дисперсно взаимосвязан с минеральной частью горючих сланцев или образует в общей органо-минеральной массе линзовидные или округлые включения со средним размером по короткой оси 0,03—0,06 мм.

Содержание органической массы в горючих сланцах пластов II, III, IV составляет 22—31%, при этом значительным (31%) содержанием органики и соответственно большей (10,7 МДж) теплотой сгорания характеризуются горючие сланцы пласта IV, меньшими (22%) показателями содержания органики и теплоты сгорания (7,6 МДж) — горючие сланцы пласта III. Следует отметить в горючих сланцах пласта IV более высокое содержание углерода (61,4%) и водорода (8,1%).

Минеральная часть горючих сланцев исследованных пластов представлена в основном пелитовым глинистым материалом, пелитоморфным карбонатным и алевролитовым материалом, кроме того, содержит до 2% пирита.

В составе минеральной части горючих сланцев исследованных пластов преобладает глинистый материал каолинито-гидрослюдистого характера.

Гидрослюды представлены биотитом и мусковитом с преобладанием биотита. Встречаются измененные разложившиеся зерна биотита.

Алевролитовый материал сложен зернами кварца, полевых шпатов, карбонатов, глауконита, чешуйками гидрослюд. Обломочные алевролитовые частицы сцементированы пелитовым глинистым материалом. Границы между пелитовой и алевролитовыми структурами в проходящем свете в отдельных участках отчетливые, иногда переходы между двумя типами структур менее отчетливые.

Таблица 1

исследований горючих сланцев

Химический состав исходной пробы, %

Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	SO <sub>2</sub>	Кварц не свя- занный	Вид серы			CO <sub>2</sub>	Органи- ческое вещест- во, %
									S <sub>I</sub> <sup>d</sup>	S <sub>S</sub> <sup>d</sup>	S <sub>SO<sub>4</sub></sub> <sup>d</sup>		
10,4	3,8	0,5	9,7	1,1	1,9	0,5	0,4	11,2	3,2	1,1	0,2	5,5	24,3
9,7	3,7	0,4	13,9	0,8	1,7	0,5	0,5	9,6	3,4	1,0	0,2	8,5	21,9
9,1	3,0	0,4	9,8	1,7	1,6	0,6	0,4	8,7	3,7	0,8	0,2	5,6	31,4

лым калием в сернистой среде.

## Общий петрографический состав

Пласт	Органическая часть, %	Минеральная часть, %											
		каолинит	биотит	мусковит	анортит	альбит	ортотлаз	глаукогит	клинопироксен	кварц	кальцит	пирит	гипс
II	24,3	10,0	19,4	4,0	5	1	1	1	7,8	11,2	12,3	2	1
III	21,9	10,0	16,7	5,0	3	1	1	1	4,5	9,6	19,4	2	1
IV	31,4	8,0	15,5	5,5	3	1	1	1	7,5	8,7	12,8	2	1

Глинистый и алевритовый материал имеет в основном дисперсную форму взаимосвязи с органической массой и карбонатным материалом, реже отмечается в виде спорадических слоев.

Карбонатная составляющая горючих сланцев представлена в основном пелитоморфным кальцитом, который либо тонко рассеян в общей массе сланца («сыпь»), либо образует тонкие прожилки, линзовидные скопления с размером по короткой оси до 0,06 мм. Часть кальцита имеет вторичное происхождение и отмечается в виде ромбовидных кристаллов, одиночных или образующих агрегатные скопления. Наблюдаются, кроме того, карбонатные обломки и остатки микрофауны.

Микроскопически сланцы различаются по преобладающей форме взаимосвязи кальцита с общей массой.

В горючих сланцах пласта II пелитоморфный карбонат преимущественно тонко рассеян в общей массе. Для наиболее карбонатных сланцев пласта III характерно наличие визуально более частых скоплений пелитоморфного карбоната в виде прожилок и линз и наиболее заметно присутствие вторичных форм кальцита в порах породы. В горючих сланцах пласта IV пелитоморфный карбонат наблюдается в основном в виде линзовидных скоплений, ориентированных по наслению.

В исследованных пробах горючих сланцев пластов II, IV содержание карбонатов (12,3—12,8%), как и выход минеральной углекислоты карбонатов (5,5—5,6%), практически одинаковы.

Кварцевый материал дисперсно распределен в общей органо-минеральной массе сланцев. Средний размер зерен кварца 0,03—0,06 мм, размер крупных зерен достигает 0,1 мм. Содержание кварца в пластах горючих сланцев примерно одинаковое (8,7—11,2%).

Пирит дисперсно рассеян в общей органо-минеральной массе сланцев в виде мелких зерен сферической формы. Основной размер зерен до 0,003 мм. Содержание пирита в горючих сланцах каждого из пластов составляет 2%.

Общий петрографический состав сланцев позволяет определить их петрографический тип как карбонатно-алеврито-глинистый коллоальгитовый.

Состав общего петрографического состава исследованных проб горючих сланцев пластов II, III, IV определяет близость их химико-технологических характеристик. Горючие сланцы пласта IV отличаются несколько более высокими показателями качества (см. табл. 1), а именно более низкой зольностью, более высокими показателями теплоты сгорания и выхода смолы полукоксования. Горючие сланцы пласта III характеризуются сравнительно более высоким содержанием минеральной углекислоты карбонатов и гуминовых кислот, а также более высоким выходом летучих веществ.

Содержание всех видов серы в горючих сланцах исследованных пластов практически одинаковое, при этом большая часть ее (около  $\frac{2}{3}$ ) приходится на органическую серу.

В заключение следует сказать, что настоящая работа является первоначальным этапом в изучении вещественно-петрографического состава и химико-технологических характеристик перелюбских горючих сланцев. Результаты исследования могут быть использованы в дальнейшем для решения ряда практических задач, связанных с разработкой, технологией обогащения и использованием перелюбских горючих сланцев в народном хозяйстве, а также при региональном изучении сланценосных отложений Общесыртовского сланцевого района.

## Литература

1. Гинзбург А. И., Лапо А. В., Летушова И. А. Рациональный комплекс петрографических и химических методов исследования углей и горючих сланцев. Л.: Недра, 1976, с. 42—61.
2. Кузнецов Д. Т. Горючие сланцы мира. М.: Недра, 1975. 366 с.
3. Формации горючих сланцев/Под ред. Баукова С. С., Котлукова В. А. Таллин: Валгус, 1973. 160 с.

Институт обогащения твердых горючих ископаемых, Москва

Поступила в редакцию  
16.VI.1984

## ДИСКУССИЯ

УДК 552.52 : 551.231

### К ВОПРОСУ О ВОЗМОЖНОСТИ РАЗВИТИЯ ДИОКТАЭДРИЧЕСКИХ СВЕТЛЫХ КАЛИЕВЫХ СЛЮД В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ \*

АНДРЕЕВА О. В., ГОЛОВИН В. А., ОМЕЛЬЯНЕНКО Б. И.

Ранее авторами были рассмотрены минералогические критерии разграничения кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов [1]. Был сделан вывод о том, что диоктаэдрические светлые калиевые слюды не могут формироваться при температурах ниже 100° С, в связи с чем их нельзя связывать с процессами корообразования. Затем была опубликована статья Б. Ф. Горбачева [4], в которой указывается на необоснованность такого вывода. Как появление критического отзыва, так и поддержка выводов авторов рядом исследователей, специализирующихся в области гипергенного минералообразования [12, 13 и др.], являются очевидными свидетельствами актуальности и важности затронутой проблемы.

Предваряя обсуждение аргументов Б. Ф. Горбачева, необходимо еще раз определить предмет наших исследований, поскольку вообще группа «диоктаэдрических калиевых гидрослюд» достаточно обширна. Во всех своих построениях мы имели в виду только светлые (т. е. алюминийевые, относительно низкожелезистые) калиевые слюды и гидрослюды, обладающие определенными свойствами, а именно существенно калиевым составом, заметными вариациями в содержаниях Al(IV) — от 0,8 до 0,5 ф. е., а также и Al(VI) — от 1,9 до 1,6 ф. е. за счет изоморфного замещения его Mg+Fe, принадлежность почти исключительно к политипным модификациям 1M, 2M<sub>1</sub>, реже 2M<sub>2</sub> и, наконец, часто присутствием разбухающих межслоевых промежутков. Размерность чешуек подобных минералов < 0,03 мм. Гидротермальный генезис более крупночешуйчатых серицитов и мусковитов как будто бы ни у кого не вызывает сомнений. Следует еще раз отметить, что серицит нельзя считать «деградированной» слюдой. Он относится к продуктам гидротермальных преобразований, являясь типоморфным минералом березитов и кварц-серицитовых метасоматитов на месторождениях разных видов минерального сырья [7]. В составе кор выветривания он присутствует только как остаточный реликтовый минерал. Напомним также о сделанной нами [1] ссылке на то, что высокожелезистые слюды ряда селадонит — глауконит, а также железистые иллиты в данном случае не рассматриваются. Хорошо известно, что перечисленные минералы могут формироваться при низких (атмосферных) температурах и давлениях в условиях морских бассейнов [6]. Рассмотрим теперь последовательно аргументы Б. Ф. Горбачева.

1. Основное замечание сводится к тому, что, доказывая отсутствие новообразованных гидрослюд среди продуктов выветривания полевых шпатов и мусковита, авторы ссылаются лишь на те публикации, выводы которых согласуются с их точкой зрения. В противовес этому рецензентом приведены ссылки на статьи, в которых отмечено развитие слюдистых минералов при выветривании.

Подобные публикации авторам, разумеется, известны, и это обстоятельство наряду с результатами собственных исследований явилось поводом для статьи [1].

При обосновании выводов авторами были сделаны ссылки на те работы, в которых диагностика слоистых силикатов опирается на современные методы исследования, а условия их образования всесторонне обсуждены. Приходится, однако, признать, что в ряде случаев ни рентгеноструктурный, ни другие виды анализов не дают возможности определить, чем же представлены диоктаэдрические фазы и каков их генезис? По мнению авторов, отнесение диоктаэдрических калиевых слюд к продуктам выветривания в работах, на которые ссылается Б. Ф. Горбачев, недостаточно убедительно. Обратимся, например, к статье А. Менье и Б. Велде [16]. В ней описывается три типа светлых слюд, химический состав которых изучен при помощи электронного микроанализатора. I тип — светлые изолированные чешуйки мусковита, II тип — реакционная мелкочешуйчатая слюда (продукт выветривания), III тип — вторичный серицитоподобный минерал — результат проявления постинтрузивной тектонической активности. Судя по приводимым микрофотографиям и зарисовкам шлифов, морфология выделений II и III типов слюд практически идентична. Поскольку геологическая документация здесь не приводится, совершенно неясно, почему серицит II — это продукт выветривания и к какому генетическому типу относится серицит III? Судя по данным химических анализов, мусковит отвечает обычным составам этих слюд, а оба типа серицитов обнаруживают более высокое содержание SiO<sub>2</sub> (до 3,5 ф. е.), более низкое щелочей (от 0,6 до 0,9 ф. е.), сумма Fe+Mg колеблется от 0,15 до 0,5. По существу

\* Ответ на статью Б. Ф. Горбачева «Присутствуют ли диоктаэдрические калиевые гидрослюды в составе элювиальных глинистых пород?».

этот состав близок фенгитам. Ни о каких соотношениях с другими глинистыми минералами в статье не упоминается, в связи с чем генезис слюд II и III остается недоказанным. Таким образом, указанная работа не может использоваться в качестве доказательства гипергенного образования светлых диоктаэдрических слюд. Вообще следует подчеркнуть, что многие исследователи не ставят под сомнение традиционные положения о возможности развития гидрослюд в гипергенных условиях, хотя эта точка зрения аргументирована очень слабо. К сожалению, ни работы Б. Ф. Горбачева [3], ни указанные им в критической заметке работы других авторов никак не восполняют этот пробел. Для решения затронутой проблемы существенно не общее число публикаций, в которых отстаивается та или иная точка зрения, а лишь работы, содержащие факты, которые можно использовать для установления генетической природы слюд. Именно такого рода работы и были отобраны авторами в процессе анализа литературы. При этом оказалось, что убедительных аргументов в пользу гипергенного генезиса светлых калиевых слюд в литературных источниках не имеется.

Выводы авторов основываются и на собственных наблюдениях зональности кор выветривания в пределах некоторых полиметаллических (Хандизинское рудное поле, Южный Гиссар) и редкометалльных месторождений. Эти сведения приведены в обсуждаемой работе [1].

2. Б. Ф. Горбачев высказывает ряд сомнений по поводу приводимых нами экспериментальных данных. При этом им упоминаются работы, касающиеся процессов минералообразования в стандартных условиях ( $25^{\circ}\text{C}$ , 1 атм). Однако результаты, полученные для этих условий, не дают оснований говорить о реальности образования алюминиевых диоктаэдрических калиевых слюд с упомянутыми выше свойствами. Необходимо иметь в виду, что обнаруженные в этих экспериментах  $10\text{\AA}$ -ные фазы чрезвычайно дисперсны, плохо окристаллизованы, а поэтому не поддаются точной диагностике, их структурные (политипия) и химические свойства остаются совершенно неясными. Синтез иллитоподобных минералов при  $25^{\circ}\text{C}$  [15] требует специфичных условий высокого содержания K и Mg при  $\text{pH} \approx 9$ , что превышает  $\text{pH}$  морской воды. И даже при таком подборе благоприятных условий не удается получить чистую  $10\text{\AA}$ -ную фазу, пригодную для рентгеноструктурного и других анализов. Наименьшая температура, при которой синтезирована чистая диоктаэдрическая слюда с вполне определенными структурными свойствами, соответствует  $150^{\circ}\text{C}$  при  $P=2$  кбар [18]. При этом из исходной смеси каолинита + КОН получена слюда модификации 1M, но выбранные условия, конечно, весьма далеки от приповерхностных.

Возможности применения данных экспериментальных исследований для решения поставленной проблемы ограничены и некоторыми методическими особенностями этих экспериментов. Обращаясь к работам по системе  $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ , касающихся устойчивости серицитсодержащих парагенезисов, мы использовали лишь те из них, основой которых являлось достижение термодинамического равновесия. Что же касается тех работ, на которые ссылается автор критического отзыва (и ряда других статей, касающихся той же проблемы), то таких целей в них не ставилось. Если не делать подобных различий, то оказываются смешанными совершенно разные категории — поле синтеза какого-либо минерала и поле его термодинамической устойчивости (или поле равновесия), что для петрологических построений недопустимо [5, 11]. Действительно, в стандартных условиях в принципе могут быть синтезированы слюдоподобные фазы, а из практики экспериментальных исследований известны примеры синтеза в низкотемпературных условиях и гораздо более высокотемпературных фаз, которые являются метастабильными и в дальнейшем разлагаются. Суть состоит в том, что в экспериментах, не ставящих своей целью достижение равновесия, полученные соотношения могут резко отличаться от природных и по температурам, и по составам растворов.

Здесь еще раз следует подчеркнуть, что прямое замещение калиевых полевых шпатов и плагноклазов каолинитом, что и подтверждают диаграммы, приводимые нами в предыдущей статье [1], представляет характерную особенность низкотемпературных аргиллизитов. Нами такие взаимоотношения (независимо от состава вмещающих пород) неоднократно наблюдались в самых периферических зонах ореолов аргиллизации. Казалось бы, здесь явления гидротермальной переработки в результате нейтрализации растворов и обогащения их  $\text{K}^+$  должны носить тот самый «застойный» характер, который должен был бы способствовать образованию слюд как промежуточной ступени. Однако никаких следов калиевых слюд здесь никогда не обнаружилось.

Что же касается теоретических расчетных диаграмм стабильности в системе  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$ , на которые ссылается Б. Ф. Горбачев, то они имеют лишь вспомогательное значение и могут быть иллюстрацией представлений того или иного автора, но не строгой их аргументацией. К тому же, если термодинамические константы мусковита уточнены только в последние годы, то для такого изменчивого по составу минерала, как иллит, они не известны. Те приближения, которыми пользуются некоторые исследователи [14], могут вносить недопустимые погрешности.

Данные о находке слюды  $2\text{M}_1$  в известняках плиоценового возраста близ Одессы [8] еще не могут быть безусловным доказательством возможности образования слюды с мусковитоподобной структурой в корях выветривания. Это обстоятельство было отмечено еще М. Ф. Соколовой [10]. Приводимый авторами химический анализ, будучи по очень высоким ( $>10\%$ ) содержаниям воды,  $\text{SiO}_2$  ( $\sim 53\%$ ) и очень низким ( $2,8\%$ )  $\text{K}_2\text{O}$ , резко отличается от составов гидротермальных мусковитов и серицитов. Во всяком случае природа этих образований до конца не выяснена, новые данные по этому вопросу в литературных источниках пока не приводились, к тому же условия находки

дения описываемых слюдоподобных минералов весьма специфичны. Они обнаружены в карбонатных породах стадии диагенеза — начального эпигенеза, что вряд ли соответствует условиям атмосферного выветривания.

3. И наконец, отсутствие калиевых гидрослюдов в пределах тех современных термопроявлений, где температуры нагретых вод не превышают 120—150°C, представляет весьма важный аргумент в пользу защищаемого тезиса. Важно, что эта закономерность соблюдается как в гидротермальных системах с кислыми и ультракислыми водами, так и в субнейтральных [2]. Вертикальная зональность в распространении слюды и других глинистых минералов может подчас нарушаться, но только в связи с подъемом геозотерм вдоль разломов [17]. Что же касается гидротермальных месторождений, то вертикальная зональность в них чаще всего вообще не выражена ввиду незначительности температурного градиента [9]. Смена на глубину разных фаций аргиллизитов объясняется самыми разнообразными причинами — в том числе наложением разновременных стадий метасоматоза, отвечающего фациям разной температуры, структурными факторами, т. е. существованием пологих, контролирующих метасоматиты, разрывных нарушений и т. д.

В заключение отметим, что диоктаэдрические слюды чрезвычайно широко распространены в природе, формируясь в связи со многими типами гидротермальных процессов — при автоматоматозе, а также в процессах регионально-метаморфических преобразований. По сравнению с полевыми шпатами и триоктаэдрическими слюдами эти слюды по отношению к процессам гипергенеза оказываются удивительно устойчивыми. Их частое присутствие в корях выветривания и других приповерхностных образованиях связано именно с этой причиной. Оно свидетельствует о незавершенности реакций, приводящих к замещению мусковита и мусковитоподобных слюд каолинитом, а отнюдь не об их гипергенном генезисе.

### Литература

1. Андреева О. В., Головин В. А., Омеляненко Б. И. О минералогических критериях различия кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 3, с. 31—38.
2. Андреева О. В., Зотов А. В. Метасоматическая зональность в измененных породах областей современной гидротермальной деятельности.— В кн.: Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982, с. 14—36.
3. Горбачев Б. Ф. Супергенные диоктаэдрические слюды и их роль в процессах выветривания полевых шпатов.— В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и эндогенные месторождения. М.: Наука, 1981, с. 168—175.
4. Горбачев Б. Ф. Присутствуют ли диоктаэдрические калиевые гидрослюды в составе элювиальных глинистых пород? — Литология и полез. ископаемые, 1984, № 5, с. 125—127.
5. Граменицкий Е. Н., Котельников А. Р. Экспериментальная петрография. М.: Изд-во МГУ, 1984. 251 с.
6. Коссовская А. Г., Дриц В. А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдистых минералов осадочных пород.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971, с. 71—95.
7. Омеляненко Б. И., Воловикова И. М., Дриц В. А. и др. О содержании понятия серицит.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 5, с. 69—87.
8. Ренгарген А. В., Дриц В. А., Одинцов И. А. Аутигенная гидрослюда модификации 2M1 в закарстованных известняках Одессы.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 5, с. 1178—1181.
9. Русинов В. Л., Омеляненко Б. И., Зотов А. В. и др. Некоторые аспекты проблемы вертикальной метасоматической зональности.— В кн.: Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982, с. 5—14.
10. Соколова М. Ф. Интерпретация структурных особенностей глинистых минералов и свободной глинозема в корях выветривания и в осадочных породах. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1974. 129 с.
11. Фонарев В. И. Экспериментальные критерии равновесия при изучении гидротермальных систем с минералами постоянного состава.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1974, вып. 4, с. 218—232.
12. Чекин С. С. Кристаллогенез глинистых минералов. М.: Наука, 1984. 95 с.
13. Черняховский А. Г. Современные коры выветривания: Автореф. докт. дис. М.: ГИН АН СССР, 1983. 41 с.
14. Шварцев С. Л., Баженов В. А. Геохимические условия образования иллита в продуктах коры выветривания.— Геохимия, 1978, № 3, с. 398—408.
15. Harder H. Illite mineral synthesis at surface temperatures.— Chem. Geol., 1974, v. 14, № 4, p. 241—253.
16. Meunier A., Velde B. Mineral reactions at grain contacts in early stages of granite weathering.— Clays and Clay Minerals, 1976, v. 11, № 3, p. 235—240.
17. Steiner A. The Wairakei geothermal area North Island, its subsurface geology and hydrothermal rock alteration.— Bull. N. Z. Geol. Surv., 1977, № 90. 131 p.
18. Velde B. Experimental determination of muscovite polymorph stabilities.— Amer. Mineralogist, 1965, v. 50, № 3/3, p. 436—449.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, Москва

Поступила в редакцию  
1.IV.1985

ХРОНИКА

УДК (094.2)

VI ЕВРОПЕЙСКОЕ РЕГИОНАЛЬНОЕ СОВЕЩАНИЕ  
МЕЖДУНАРОДНОЙ АССОЦИАЦИИ СЕДИМЕНТОЛОГОВ (МАС)

ТИМОФЕЕВ П. П., ХВОРОВА И. В.

С 15 по 17 апреля 1985 г. в г. Лериде (Испания) проходило VI Европейское совещание МАС, в котором принимало участие 11 советских литологов (руководитель делегации — чл.-кор. АН СССР П. П. Тимофеев).

В соответствии с установившейся традицией совещание не имело четкой проблемной направленности и на нем не было крупных обобщающих докладов. Подавляющая часть сообщений была посвящена региональным седиментологическим исследованиям. Это позволило участникам ознакомиться с большим и разнообразным фактическим материалом, обменяться опытом работы и обсудить ряд дискуссионных вопросов. Обращает на себя внимание широкое привлечение молодых исследователей, выступивших в роли докладчиков.

Главное внимание на совещании уделялось фашиально-палеогеографическим условиям формирования отложений и влиянию тектоники на морфометрию седиментационных бассейнов и на процессы накопления осадков. Доклады, посвященные вещественному составу отложений, были единичны. В нескольких сообщениях рассматривались условия образования полезных ископаемых (фосфориты, полиметаллы). Основная работа проходила на секционных заседаниях, тематика которых была сосредоточена главным образом на трех темах: терригенная седиментация, карбонатонакопления и эвапориты.

Вопросы терригенной седиментации были в центре внимания, им посвящено более 60 докладов. На примерах различных регионов рассматривались наземные (аллювиальные, озерные), мелководно-морские (дельтовые, пляжевые, шельфовые) и глубоководные отложения. При характеристике аллювиально-озерных комплексов обращалось внимание на их соотношение с палеорельефом, климатической обстановкой и тектоническими изменениями как в области питающей провинции, так и в зоне аккумуляции. Детально излагался материал о дельтовых отложениях. В частности, было показано, что грубые трехчленные образования дельты «гильбертского типа» связаны не только с озерами, как обычно считалось, но и с мелководными морями. Обращалось внимание на перспективность дельтовых комплексов в качестве резервуаров для скопления нефти и воды. Это положение иллюстрировалось рядом конкретных примеров.

Кроме характеристики отдельных наземных и наземно-морских терригенных комплексов рассматривались и их крупные сочетания — молассовые формации. На примере палеоген-неогенового молассового бассейна Западной Швейцарии выявлена миграция депоцентров, связанная с перемещением фронта альпийских покровов.

Особое внимание уделялось турбидной седиментации; рассмотрено много примеров флишевых и флишеподобных накоплений, связанных с трогами и подводными долинно-верными системами. Разные осадки последних на отдельных площадях были сопоставлены с данными электрокаротажа и сейсмических профилей; результаты предложено использовать для выявления «стратиграфических ловушек», благоприятных для скопления углеводородов. Таким образом, еще раз было подчеркнуто значение детального изучения строения подводных флювиальных систем (долинно-верных) для решения практических задач.

Мало внимания уделялось вулканогенно-обломочной седиментации. Поэтому доклад советского участника — А. Садоина вызвал заметный интерес.

Более 40 докладов было посвящено карбонатным отложениям. Они касались платформенных комплексов, в частности «платформ» типа Багамской банки, развитых на краю древних континентальных окраин. Изучение карбонатных толщ сопровождалось детальным фашиальным, а иногда и экологическим анализом. Несколько докладов было посвящено известняковым турбидитам и обвалью-оползневым накоплениям. Много внимания уделялось рифам и биогермным образованиям. Большое значение имели исследования конденсированных разрезов, представленных особым типом известняков, известных как нодулярные или типа «аммонитико росо»; в палеозое встречены их фашиальные аналоги (тентакулитовые разности и др.). Показано, что такие конденсированные толщи являются не глубоководными (как иногда считалось), а мелководными образованиями, связанными с внутрибассейновыми подводными возвышенностями и поднятиями расчлененного края внешнего шельфа. В конденсированных разрезах присутствуют не только поверхности ранней литификации (хардграунды), но и следы развития карста (перерывы).

В отдельных докладах на конкретных объектах рассматривалась связь с карбонатными толщами полезных ископаемых (фосфоритов, баритов и др.). Так, например, в триасовых рифовых комплексах Южной Испании отмечается полиметаллическая минерализация, вплоть до рудной; она ассоциирует с диагенетической доломитизацией

и на этом основании концентрацию металлов относят к лагунной фации рифов. Стратиформные бариты и руды Fe, Pb и Zn широко распространены в кембрийских отложениях Сардинии. Образование баритов условно относят к эвапоритам внутренних участков платформы, но концентрация металлов приурочена к очень нестабильной зоне края платформы, разбитой сбросами, отмечаемыми брекчированием; происхождение рудной минерализации связывают с поступлением металлоносных флюидов по разломам, ограничивающим платформенные блоки.

Десять докладов было посвящено эвапоритам. Основное внимание уделялось строению эвапоритовых комплексов, фаціальным и тектоническим условиям их накопления. Большая часть рассмотренных объектов относится к Испании и другим странам Средиземноморской провинции.

После совещания были организованы в соответствии с темами экскурсии в разные регионы Испании. Советские делегаты (П. П. Тимофеев, Н. А. Крылов) принимали участие в экскурсии, проходившей в Южных Пиренеях (р-н Трени). Экскурсия имела целью ознакомление участников с верхнемеловыми отложениями переходной зоны между шельфовой и депрессионной частями бассейна. Эта зона располагалась в пределах активного склона, развитие которого контролировалось разломами, а местами и складкообразованием. Такие активные краевые переходные зоны бассейнов все больше обращают на себя внимание седиментологов, так как интересны с точки зрения разработки фаціального анализа, и к ним местами приурочены полезные ископаемые. Маршрут экскурсии пересекал всю краевую зону и позволил наблюдать карбонатные толщи с рудистовыми постройками и терригенные, образованные «сиалическими» кластитами. Разломная тектоника и рост конседиментационных поднятий в краевой части шельфа привели к необычному, контрастному соотношению различных фаціальных комплексов пород.

Таким образом, совещание дало возможность познакомиться с большим объемом нового фактического материала, полученного при региональных исследованиях в разных странах, главным образом Европейского континента. Доклады были представлены из 16 стран и относились к разнообразным геологическим объектам, представляющим интерес в сравнительном плане.

Геологический институт АН СССР, •  
Москва

Поступила в редакцию  
13.XI.1985

**Совещания и семинары, планируемые Межведомственным литологическим комитетом (МЛК) и другими организациями в 1986 г.**

Название совещания (семинара)	Дата проведения	Место проведения	Организация
Всесоюзное совещание «Конкреции и конкреционный анализ»	4—6 марта	пос. Ольгино, Ленинградской обл.	Секция конкреций и конкреционного анализа МЛК
VII Всесоюзная школа по морской геологии «Геология океанов и морей»	17—23 апреля	Геленджик	ИОАН СССР им. П. П. Ширшова, секция морей и океанов МЛК, Комиссия по проблемам Мирового океана
Сессия на тему: «Теория и практика изучения и прогнозирования аномальных давлений поровой жидкости для решения задач поисков, разведки, бурения и разработки месторождений нефти и газа»	Май	Баку	Научный совет АН АзССР по разработке нефти и газа
Всесоюзное совещание «Местное агрохимическое сырье Сибири»	Май—июнь	Новосибирск	Сибирское региональное отделение, МЛК
Всесоюзное совещание «Кора выветривания как источник комплексного сырья»	Сентябрь (3 дня)	Челябинск	Челябинская ГРЭ, ПГО «Уралгеология», Научный совет по рудообразованию АН СССР, МЛК
Семинар «Литология осадочного чехла УССР (палеогеографические аспекты)»	Сентябрь (3 дня)	Киев	Украинский литологический комитет, МЛК
II Всесоюзная конференция по проблеме «Системный подход в геологии (теоретические и прикладные аспекты)»	Сентябрь (2 дня)	Москва, МИНХ и ГИ им. Губкина	Секция наук о Земле, Отделение геологии, геофизики и геохимии АН СССР, МИНХ и ГИ
Всесоюзное совещание «Геохимия и углерод»	29 сентября — 1 октября	Москва, ГЕОХИ им. В. И. Вернадского	Секция наук о Земле, Отделение геологии, геофизики и геохимии АН СССР, Научный совет по биосфере АН СССР
Всесоюзное совещание «Литология и рудообразование»	Декабрь (3 дня)	Звенигород, пансионат «Звенигородский» Московской обл.	МЛК, Научный совет по рудообразованию АН СССР

## К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литоология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.
2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.
3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом через два интервала с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляют в двух экземплярах.
4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.
5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Название фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обратить на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — двумя черточками сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские и др. Следует также делать различие между О (большим), о (малым) и 0 (нулем). Латинские буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.
6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п., и т. д., 1 м, 2 кг), не допускается.
7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.
8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были проведены эти анализы.
9. Список литературы дается в конце статьи на отдельном листе. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, страница, а для книг — издательство, место и год издания, страница.
10. Список литературы составляется по алфавиту, слева указывается порядковый номер, на который в тексте ссылаются, указывая его в квадратных скобках.
11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз); например «по данным Р. Смита (R. Smith, 1956)». В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.
12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них подписываются фамилия автора, название статьи, и для фотографий, в случае необходимости «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.
13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий, различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможно максимальном их уменьшении.
14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и фотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигур-фото — не более 5—6.
15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты (3/4 страницы), отпечатанные на машинке в трех экземплярах. Рефераты должны быть составлены в соответствии с требованиями ВИНТИ и «Инструкцией по составлению рефератов».
16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:**

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

**EDITORIAL BOARD:**

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

**Адрес редакции:**

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

**телефон 230-81-77**

**Зав. редакцией Т. А. Шелопина**

**Технический редактор Л. В. Кожина**

---

Сдано в набор 30.05.86	Подписано к печати 23.07.86	Т-15585	Формат бумаги 70×108 <sup>1/16</sup>
Высокая печать	Усл. печ. л. 12,6	Усл. кр.-отт. 13,0	Уч.-изд. л. 14,7
		Тираж 1007 экз.	Бум. л. 4,5
		Зак. 4889	

---

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

## В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

### **ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ РАЦИОНАЛЬНОЙ МЕТОДИКИ ПОИСКОВ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.** 1979. 128 с. 1 р. 60 к.

В книге для ряда типовых геологических ситуаций рассмотрены все стадии поискового этапа. Геологические условия солянокупольных областей древних платформ изучены на примере Прикаспийской впадины; для модели молодых платформ послужили Западно-Сибирский и Предкавказский регионы. Условия передовых прогибов рассмотрены на материалах Западно-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов. Рекомендации касаются этапности методики ведения работ, рационального комплексирования и последовательности их применения.

Издание предназначено для геологов-нефтяников.

### **ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА.** 1979. 207 с. 3 р. 30 к.

Сборник посвящен осадочным формациям, различающимся по литологическим признакам и возрасту.

Состав, стратиграфическое положение и распространение их описывается на основании материалов глубоководного бурения. Приводятся новые представления о составе и генезисе некоторых типов осадков. Выявлена металлоносность меловой формации черных глин в районе Бермудского массива. Показано, как главные этапы геологической истории Североамериканской океанской котловины отражены в накоплении различных формаций.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, в особенности литологов, специалистов по морской геологии палеогеографии океанов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

252030 Киев, ул. Пирогова, 4;

197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7;

117192 Москва, Мичуринский проспект, 12;

630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22.