

ISSN 0024-497X

• НАУКА •



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

5
СЕНТЯБРЬ—ОКТАБРЬ

1991

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Мурдома И.О.</i> Океанский пелагический литогенез	3
<i>Морозов А.А.</i> О некоторых чертах позднечетвертичного осадкообразования в Черном море. Сообщение 2. Формирование комплекса реакционноспособных форм железа	19
<i>Батулин Г.Н.</i> О поведении переходных металлов в поровых водах осадков Балтийского моря	32
<i>Емельянов Е.М.</i> Биогенные компоненты в донных осадках восточно-экваториальной части Тихого океана	42
<i>Михайлов Б.М.</i> Особенности докембрийского гипергенеза	60
<i>Чамов Н.П.</i> Литология палеогеновых вулканогенно-осадочных отложений полуострова Говена (юг Корякского нагорья)	79
<i>Вознесенская Т.А.</i> Приконтинентальный флиш в каледонидах: Монголо-Алтае-Саянского региона	95
<i>Худолей А.К., Гурьев Г.А., Зубарева Е.А.</i> Отложения плотностных потоков в карбонатном комплексе Сетте-Дабана (Южное Верхоянье)	106

Краткие сообщения

<i>Крючков В.Е.</i> Литогенез верхнеюрских нефтегазоносных отложений Бахардок-Предкопетдагского района Туркмении	117
<i>Костылева В.В., Симанович И.М.</i> К вопросу о генезисе пизжемских песчаников Среднего Тимана	127
<i>Кузнецов В.Г., Сухи В.</i> Условия формирования оксфордских отложений Северной Осетии	135
<i>Патчаим Тажибаевна Тажибаева</i>	142

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

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

5

SEPTEMBER-OCTOBER

1991

CONTENTS

<i>Murdmaa I.O.</i> Oceanic pelagic lithogenesis	3
<i>Morozov A.A.</i> On certain traits of Late Quaternary sediment formation in the Black Sea. Contribution 2. Formation of reactable forms of iron	19
<i>Baturin G.N.</i> On behaviour of transition metals in pore waters of the Baltic Sea sediments	32
<i>Emelyanov Ye.M.</i> Biogenic components in bottom sediments of the eastern equatorial part of the Pacific Ocean	42
<i>Mikhailov B.M.</i> Peculiarities of Precambrian hypergenesis	60
<i>Chamov N.P.</i> Lithology of Paleogene volcano-sedimentary strata of Govena peninsula (southern Koryak Upland)	79
<i>Voznesenskaya T.A.</i> Peri-continental flysch in the Caledonides of the Mongol-Sayan region	95
<i>Khudoley A.K., Guriev G.A., Zubareva Ye.A.</i> Accumulations of density flows in the carbonate complex of Sette-Dabana (Southern Verkhoyaniye)	106

Brief Communications

<i>Kruchkov V.Ye.</i> Lithogenesis of Upper Jurassic oil- and gas-bearing strata of the Bakhardok- Fore-Kopet Dag area of Turkmenia	117
<i>Kostyleva V.V., Slmanovich I.M.</i> On the problem of genesis of Pizhma sandstones in the Mid- Timan	127
<i>Kuznetsov V.G., Sukhi V.</i> Oxfordian strata environments in Northern Osetia	135
Patchaim Tadjibayevna Tadjibayeva	142

УДК 551.352(260)

© 1991

Мурдмаа И.О.

ОКЕАНСКИЙ ПЕЛАГИЧЕСКИЙ ЛИТОГЕНЕЗ

Обосновано выделение пелагического литогенеза как самостоятельного типа осадочного процесса, составляющего часть осадочного океанского литогенеза по Н.М. Страхову. Рассмотрены отличительные признаки и критерии обособления пелагического литогенеза, очерчены области его проявления — открытые части крупных океанских бассейнов. Выделены стадии пелагического литогенеза: подготовки и поступления осадочного вещества, седиментации, контакта вода—дно, диагенеза и катагенеза; показано, что ключевыми для данного типа являются стадии седиментации, с доминированием биогенного механизма, и процессы на контакте вода—дно.

Предложив идею выделения осадочного океанского типа литогенеза, Н.М. Страхов [23, 24] завершил тем самым разработку общей теоретической схемы осадочного процесса на всей поверхности Земли. По мысли Н.М. Страхова [25, с. 185], наблюдаемые особенности осадочного процесса в океанах "позволяют выделить особый океанский тип литогенеза, противопоставляемый всем типам литогенеза континентального блока", т.е. ледовому, ариднему и гумидному типам. В океане, по его мнению, действует единый осадочный процесс, управляемый гидродинамическим режимом поверхностных вод, который сочетается с однотипным на континентах и в океанических бассейнах вулканогенно-осадочным литогенезом.

Вокруг концепции *океанского литогенеза* развернулась в то время дискуссия, которая была прервана кончиной Н.М. Страхова. Настоящая статья не ставит целью возобновление этой дискуссии, хотя ряд поднятых в ней вопросов так и не получил однозначного решения. Некоторые из этих вопросов рассмотрены ниже в свете появившихся за последнее десятилетие обширных новых данных об океанском осадкообразовании, в том числе собственных результатов автора, обобщенных в монографии [14] и в других публикациях. Излагать сам фактический материал здесь нет возможности, поэтому статью следует рассматривать в порядке постановки проблемы и разъяснения взглядов автора, выработанных в ходе более 30-летних исследований океанского седиментогенеза, в составе коллектива морских геологов Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, которым долгие годы руководил П.Л. Безруков.

Здесь сделана попытка развить ключевую идею Н.М. Страхова о специфике литогенеза в океанах, обусловленной огромными размерами этих бассейнов седиментации. Ставится на обсуждение вопрос о правомерности и целесообразности выделения особого — *пелагического* типа литогенеза. Это понятие, по представлению автора и ряда его коллег, занимающихся исследованием осадкообразования в современном Мировом океане, вбирает в себя все важнейшие признаки, относимые к океанскому типу литогенеза Н.М. Страхова, а в то же время вне его остаются процессы, протекающие на окраинах океанских бассейнов (в приконтинентальной области, по нашей терминологии [14]). Тем самым удастся снять

одно из противоречий концепции единого океанского типа литогенеза, в котором оказались объединенными типоморфный, в полной мере свойственный только открытым (пелагическим) областям крупных океанских бассейнов *пелагический* осадочный процесс и процессы в приконтинентальных областях, близкие к гумидному, а в отдельных районах — к *аридному* или *ледовому* типам литогенеза.

Следует уточнить, что термином *пелагический* автор пользуется в том его понимании, которое устоялось в морской геологии с времен "Челленджера" [33], обозначая им процессы (осадки, фации) открытого океана, обладающие определенным набором свойств и признаков [14]. Осадочные процессы в центральных частях глубоких морей, а также в приконтинентальных областях океанов, по механизму приближающиеся к пелагическим (т.е. происходящие в основном путем выпадения осадочного материала из водной толщи — пелагиали), предлагается именовать *гемипелагическими*, ибо по интенсивности, характеру диагенеза и ряду других признаков они резко отличаются от типичных пелагических. Ниже это различие рассмотрено подробнее при разборе стадий пелагического литогенеза.

Автор придерживается точки зрения Н.М. Страхова на понятие *литогенез*, как объединяющее все стадии осадочного процесса — от мобилизации вещества и седиментации до превращения осадка в горную породу. Иное, более узкое понимание термина, уже устоявшегося после классических работ Н.М. Страхова, считаю нецелесообразным.

Чтобы обосновать выделение пелагического литогенеза в самостоятельный тип, нужно доказать специфичность его как процесса осадочного породообразования на всех стадиях, от мобилизации и транспортировки исходного осадочного материала до накопления осадков и их превращения в горную породу в ходе диагенеза и катагенеза. Н.М. Страхов неоднократно подчеркивал, что тип литогенеза — это понятие не географическое, а генетическое, что критерием выделения типов должны быть не просто приуроченность к климатическим зонам, а коренные отличия процессов на всех стадиях, отраженные в осадочных породах, их геохимии и минералогии (прежде всего в аутигенной). Попытаемся показать, что пелагический литогенез как процесс обладает всеми необходимыми признаками для его выделения в самостоятельный тип.

ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ПРИЗНАКИ ПЕЛАГИЧЕСКОГО ЛИТОГЕНЕЗА

Понятие *пелагический литогенез* было в тезисной форме выдвинуто П.Л. Безруковым совместно с автором настоящей статьи около 20 лет назад на основании сложившихся к тому времени представлений об осадочном процессе в океане. Однако в дальнейшем мы, как и большинство литологов, работающих в океане, сосредоточили свое внимание на процессах седиментогенеза, их зональности и фациальной неоднородности, тогда как другие стадии литогенеза почти выпали из нашего поля зрения. Соответственно вместо термина *литогенез* мы оперировали обычно понятием *пелагический седиментогенез*, хотя всегда имели в виду также специфику диагенеза (особенно раннего диагенеза) пелагических осадков по сравнению с приконтинентальными ([14] и др.).

Пелагические осадки были выделены в особую литолого-фациальную группу, противопоставляемую терригенным, еще в первых классификациях океанских осадков [33]. Их основные особенности, уже с новых позиций, приведены в классической работе [27]. Автором [14] они рассматривались как особый, свойственный только океанам фациальный комплекс (пелагическая мегафация):

Главными отличительными признаками пелагических осадков считаются окисленность (красноцветность), низкое содержание органического вещества; повышенное — железа, марганца и ряда микроэлементов (в пересчете на абиогенную часть осадка), специфический комплекс аутигенных минералов (феррисмектит, филлипсит, разные минеральные формы гидроксидов железа и марганца,

особенно в форме конкреций, барит и др.), а также отсутствие терригенного материала, кроме тонкого пелита. Все типы пелагических осадков, за исключением пелагических (красных) глин, в основной массе биогенные, сложены скелетными остатками пелагических планктонных микроорганизмов — карбонатными (фораминиферы, кокколиты, птероподы) и кремнистыми (диатомовые, радиолярии, силикофлагелляты). Помимо чисто литологических признаков важными критериями выделения пелагических фаций служат низкие скорости осадконакопления и малые величины абсолютных масс всех компонентов, а особенно терригенного материала, C_{org} , и связанных с ними микроэлементов; отсутствие сохраняющихся в ископаемом состоянии остатков донной макрофауны, присутствие костного детрита и зубов пелагической ихтиофауны. Характерна прерывистость осадконакопления, наличие многочисленных участков неотложения и даже эрозии на современной поверхности дна, на любых глубинах, перерывов в разрезах пелагических отложений, вскрытых глубоководным бурением.

Мы видим, что большинство из этих объективно наблюдаемых (или измеряемых) признаков совпадает с приведенными Н.М. Страховым в качестве критериев выделения океанского литогенеза. В то же время все они противоположны признакам приконтинентального океанского осадочного процесса.

На самом деле, приконтинентальной мегафациальной области [14] свойственны восстановительные условия раннего диагенеза, в том числе сульфатредукция и образование аутигенных сульфидов, высокие скорости терригенного осадконакопления (до "лавиновых") [11]), повышенные концентрации и абсолютные массы органического вещества, пониженные концентрации железа и особенно марганца при высоких значениях их абсолютных масс. Здесь действует типичный для гумидного литогенеза раннедиагенетический механизм восстановительной ремобилизации и миграции марганца. Развиты ассоциации аутигенных минералов, "запрещенные" в пелагической глубоко окислительной среде: сульфиды железа, глауконит, карбонаты железа и марганца. Вряд ли столь глубокие различия между пелагической и приконтинентальной мегафациальными областями можно отнести к вариациям единого типа океанского литогенеза, особенно если учесть близость (по сути дела полное совпадение) признаков приконтинентального океанского и гумидного морского литогенеза.

Различие между пелагическим и приконтинентальным литогенезом оказывается еще более глубоким, если перейти от зафиксированных в осадках признаков к порождающим их процессам на разных стадиях осадочного породообразования, выделяемых в теории литогенеза Н.М. Страхова.

СТАДИИ ПЕЛАГИЧЕСКОГО ЛИТОГЕНЕЗА

При характеристике океанского литогенеза Н.М. Страхов высказал мысль о том, что специфика постседиментационных процессов в пелагических областях океана, порожденная низкими скоростями осадконакопления и окисленностью, не позволяет применить здесь "ту схему стадийности, которая разработана для обычных восстановленных осадков гумидных водоемов и даже для периферии самих океанов" [25, с. 185]. Последнее для нас в данном контексте особенно важно, ибо демонстрирует еще раз понимание Н.М. Страховым специфичности пелагического литогенеза по отношению к приконтинентальному океанскому, которая не ограничивается, конечно, постседиментационными процессами, а охватывает все стадии литогенеза, включая поставку исходного осадочного материала, его транспортировку, дифференциацию и фиксацию в осадках в ходе седиментогенеза. При этом сама стадийность литогенеза не теряется, грани между стадиями четко различимы, хотя несут в себе иное содержание, чем в схеме литогенеза Н.М. Страхова.

М о б и л и з а ц и я осадочного материала как первая стадия климатических типов литогенеза на континентальном блоке в пелагическом литогенезе прямо

не выражена. Исходное осадочное вещество подготавливается в основной своей массе процессами, относящимися к другим типам литогенеза, и поступает в систему пелагического осадкообразования извне, уже в значительной мере трансформированным. В качестве главных поставщиков этого материала служат продукты денудации континентов (терригенный материал) и вулканизма (вулканокластический материал и продукты эксгальций). Кроме того, существенное значение в балансе исходного осадочного вещества имеет обмен через границу океан — атмосфера, контролирующий режим кислорода и CO_2 в океане, где эти компоненты участвуют в процессах осадкообразования через физико-химические и биологические системы. Из собственных первичных источников осадочного материала в пелагическом литогенезе заметную, хотя и подчиненную, роль играют гальмиролиз (подводное химическое выветривание) и механическое разрушение коренных пород дна с образованием эдафогенного обломочного материала, осуществляемое главным образом под действием тектонических процессов [13, 14].

Терригенный источник связан через климатические условия денудации суши с гумидным, аридным и ледовым типами литогенеза континентального блока, что находит отражение в широтной (климатической, по А.П. Лисицыну) зональности поставки твердого терригенного материала в океан [8—10, 14]. Так, золотая пыль с свойственными ей минералогическими и структурными признаками поступает преимущественно из аридных зон континентов и разносится над океаном широтными атмосферными потоками, накладывая свой отпечаток на минеральный состав пелагических осадков соответствующих широтных зон. Продукты ледового литогенеза, разносимые айсбергами, морскими льдами, а также в виде золотой и водной взвеси, достигают пелагических областей в полярных широтах. Флювиальная (вынесенная реками) взвесь поставляется в большем количестве из гумидных зон континентов.

Однако такая зональность поставки твердого терригенного материала, по нашему мнению, не может служить достаточным основанием для обособления в океане (особенно в интересующей нас здесь пелагической области) климатических типов литогенеза. Во-первых, потому, что климатическая метка терригенного материала слишком слаба на фоне более выразительных закономерностей, обусловленных иными (не климатическими) причинами. Сюда относятся орография и геологическое строение (петрофонд) питающих провинций на континентах [7, 14, 25], а также действие барьеров и отстойников-ловушек на пути терригенного материала с суши в пелагические области океанов.

Во-вторых, пелагический литогенез питается преимущественно растворенными компонентами, непосредственно извлекаемыми биологическими и физико-химическими процессами из обезличенного "динамического резервуара" океана (по А.П. Лисицыну). Динамический резервуар функционирует как система круговоротов вещества, контролируемых протекающими в океане гидродинамическими, биологическими и физико-химическими процессами, лишь опосредованно связанными с климатическими условиями.

Пелагический литогенез развивается только в условиях незначительного поступления терригенного материала, представленного здесь самыми тонкодисперсными фракциями. Достаточная для обеспечения этих условий удаленность областей развития пелагического литогенеза от источников терригенного материала имеет место только в крупных (тектонически "зрелых") океанских бассейнах, где между побережьем континентов и пелагической областью расположена полоса приконтинентального, преимущественно терригенного осадконакопления. В этой полосе, достигающей ширины многих сотен и даже тысяч километров, куда входят шельф, континентальный склон, аккумулятивные тела (конусы, шлейфы) континентального подножия и приконтинентальные аккумулятивные равнины, оседает, по подсчетам А.П. Лисицына [11], не менее 92% выносимого с континентов твердого терригенного материала, причем данная оценка скорее заниженная, чем преувеличенная [14].

Приконтинентальная область действует не только как ловушка основной массы терригенного материала (в том числе тонкодисперсного глинистого), но и как фильтр, отделяющий растворенные компоненты флювиогенного терригенного стока от взвешенных, а тончайшую взвесь — от более крупнозернистых фракций, тем самым подготавливая то исходное терригенное вещество, которое поступает в систему пелагического литогенеза.

На фоне незначительного поступления флювиогенной взвеси в пелагической области становится заметной, а в определенных зонах даже доминирующей, роль золотого и ледового (в том числе айсбергового) материала [8, 9, 14]. Поставка золотого материала осуществляется атмосферными потоками и, естественно, не испытывает воздействия приконтинентального "фильтра". Материал этот подвергается механической дифференциации в атмосфере, в результате чего крайне удаленных пелагических областей достигает только тончайшая пыль.

Внос терригенного материала в пелагическую область морским льдом может иметь некоторое значение только в Северном Ледовитом океане. Гораздо большую роль играет айсберговый разнос, служащий главным поставщиком терригенного материала в южную приполярную зону пелагической области современного океана, а во время плейстоценовых материковых оледенений действовавший и в Северном полушарии. Материал айсбергового разноса, как известно, гранулометрически не сортирован и несет на себе все признаки ледового литогенеза [8, 9].

Вулканокластический материал субазральных извержений достигает пелагических областей океанов двумя путями: через атмосферу в виде тонкого пепла, переносимого воздушными потоками аналогично терригенному золотому материалу, и в виде плавающей пемзы, разносимой поверхностными течениями. Второй путь имеет особенно большое значение [14], обеспечивая не только широкое распространение в пелагических осадках обломков пемзы, нередко служащих ядрами железомарганцевых конкреций, но и формирование теффитовых пелагических осадков и прослоев витрокластической тефры.

Свой вклад в баланс растворенных компонентов динамического резервуара океана, а значит, и в пелагический литогенез, вносят подводные эксгальциации, связанные с процессами спрединга океанского дна. Вопрос о количественной доле эксгальциационных источников разных элементов остается спорным, но здесь важно отметить, что в пелагический литогенез вовлекается только та часть вынесенных эксгальциациями компонентов, которая избегает осаждения вблизи источников (т.е. в процессах вулканогенно-осадочного литогенеза) и вовлекается в пелагические круговороты.

Таким образом, на начальной стадии пелагический литогенез характеризуется разобщенностью во времени и в пространстве первичных источников осадочного материала (его мобилизации) и процессов седиментогенеза, разрывом прямой связи источник — осадконакопление. Между этими двумя стадиями действует колоссальный по масштабам буфер в виде динамического резервуара океана с его системой круговоротов.

П е р е н о с и т р а н с ф о р м а ц и я исходного осадочного материала в водной толще океана специфичны для пелагического литогенеза, но более или менее однотипны во всем океане, кроме узкой полосы прибрежных мелководий. Пелагический механизм транспортировки осуществляется горизонтальной и вертикальной циркуляциями океанских вод, причем в движении и перераспределении взвешенного материала главную роль играют квазистационарные поверхностные течения, а распределение и преобразование растворенных компонентов контролируются в первую очередь вертикальной циркуляцией через биосистемы пелагиали. Биологический механизм трансформации растворенного, а в значительной мере и взвешенного осадочного материала является основой пелагического седиментогенеза. Именно здесь кроется коренное отличие пелагического типа литогенеза от всех других типов осадочного процесса, в том числе от гумидного морского

и приконтинентального океанского, где биогенные процессы имеют хотя важное, но все же не определяющее значение.

Пелагический биогенный процесс, главную роль в котором играют планктонные микроорганизмы (фито- и зоопланктон, а также бактерии), совершает сложную и многогранную "работу" по преобразованию вещества и энергии. Главным геологическим следствием этого процесса является генерация осадочных частиц, способных осесть на дно под действием гравитации через многокилометровую толщу подвижных океанских вод. Здесь реализуются две функции планктонных организмов. С одной стороны, определенные их группы создают твердые, труднорастворимые скелетные элементы или раковины (известковые, кремневые, реже фосфатные), переводя растворенные формы соответствующих химических элементов в твердые (взвешенные). Помимо основных осадкообразующих компонентов генерированные в ходе жизнедеятельности планктонных организмов минеральные частицы включают (в разных формах связи с носителем) определенный набор важных для осадкообразования микроэлементов, в том числе тяжелых металлов, обеспечивая их экстракцию из разбавленного раствора океанской воды.

С другой стороны, как теперь надежно установлено, организмы зоопланктона отфильтровывают в процессе питания из воды тонкодисперсные взвешенные частицы как биогенного (кокколиты, диатомеи и др.), так и терригенного (глинистые и обломочные минералы) происхождения, выбрасывая этот "несъедобный" груз в виде оформленных, покрытых органической пленкой комочков (пеллет). Биофильтрационный (пеллетный) механизм осаждения тонкой взвеси, как установлено за последние годы, занимает в системе пелагической седиментации ведущее место [5, 12]. Он обеспечивает сравнительно быструю садку на дно не только минеральных частиц, но и органического вещества, входящего в состав пеллет.

Интенсивность любых биологических процессов в пелагиали зависит от первичной продукции фитопланктона как первоисточника пищевых ресурсов. Распределение первичной продукции в океане, как известно, контролируется поступлением в верхний слой фотосинтеза богатых определенными, лимитирующими развитие фитопланктона, питательными веществами (фосфатами, нитратами, кремнеземом) из подповерхностных или глубинных вод в результате их подъема в дивергенциях и апвеллингах или перемещения в условиях сезонной конвекции и в зонах гидрологических фронтов. Поле первичной продукции, а следовательно, и биологической продуктивности океана вообще, обладает отчетливо выраженными чертами циркумконтинентальной и широтной зональности. И та и другая зональности имеют гидродинамическую природу, связаны с вертикальной циркуляцией верхних слоев океанской водной толщи, приводящей к их "удобрению" и лишь опосредованно — с климатическими факторами. Если широтная зональность биопродуктивности (как и циркуляции вод) четко выражена в пелагических областях трех океанов, то циркумконтинентальная зона высокой продуктивности приурочена в основном к приконтинентальной области. Поскольку величины первичной продукции и продуктивности всех последующих звеньев пищевых цепей в циркумконтинентальной зоне в среднем гораздо больше, чем даже в самых продуктивных широтных зонах пелагической области, то получаем парадоксальный вывод: типоморфный для пелагического литогенеза биогенный процесс должен протекать с большей интенсивностью не в пелагической, а в приконтинентальной области. Решить этот парадокс удастся, на мой взгляд, только предположением, что на начальной стадии седиментогенеза (стадии переноса и трансформации) пелагический биогенный процесс универсален для всех зон глубокого океана, однако в приконтинентальной области он подавляется более интенсивной терригенной седиментацией. В последней участвует и пеллетный механизм садки терригенной взвеси, но значительная (в условиях континентальных склонов и подножий —

преобладающая) часть терригенного материала переносится в глубинных и придонных водах, минуя биологически активные поверхностные слои.

Трансформация осадочного материала в водной толще включает помимо описанных процессов биогенной генерации взвешенных частиц обратный процесс их распада и растворения. Конкретными исследованиями седиментационных потоков установлено, что большинство продуцируемого в поверхностных водах органического вещества и биогенного кремнезема, а также часть CaCO_3 нанопланктона, распадается и переходит в раствор уже в биологически активных поверхностных слоях водной толщи (на глубинах меньше 1000 м), возвращая в круговорот составляющие их компоненты. Этот процесс растворения и возврата в биогенный круговорот продолжается и далее в ходе осаждения биогенных частиц через водную толщу [5, 8, 12].

Пелагическая седиментация включает медленное опускание тонкой взвеси, обгоняющее его быстрое осаждение подготовленных в поверхностных водах относительно крупных биогенных частиц и фекальных пеллет, химическое (отчасти биохимическое) выпадение из раствора гидроксидов железа и марганца, сорбцию на них микроэлементов. Вопрос о соотношении в пелагическом седиментогенезе осаждения тонкодисперсной взвеси и крупных частиц решается в свете новых данных, полученных с помощью седиментационных ловушек в пользу последних. Именно этот процесс определяет распределение в пелагической области абсолютных масс как биогенных, так и терригенных компонентов осадков. Быстрым осаждением крупных частиц объясняется и то обстоятельство, что на дно проектируется без существенных отклонений не только поле биопродуктивности поверхностных вод, но и биогеографические зоны и биоценозы планктона, закономерности концентрации и минерального состава терригенной взвеси [9, 12].

Три широтных пояса повышенной биопродуктивности и одновременно высоких скоростей осадконакопления (экваториальная и два умеренных) разделены в пределах пелагических областей океанов низкопродуктивными областями с предельно низкими скоростями осадконакопления под центрами субтропических антициклонических круговоротов течений (конвергентными халистазами — по Н.М. Страхову [24, 25], аридными зонами — по А.П. Лисицыну [8, 10]). Концентрация терригенной взвеси, ее латеральный перенос поверхностными течениями, конечно, также влияет на распределение абсолютных масс абиогенной фракции пелагических осадков, но оценить вклад ее вариаций по имеющимся данным невозможно, ибо повышенные концентрации взвеси и в экваториальной зоне и на периферии пелагической области [8] совпадают с зонами повышенной интенсивности биофильтрационной ее садки, а минимальные — с "океанскими пустынями", где биогенные процессы резко ослаблены. Прямая корреляция между величинами первичной продукции (как меры интенсивности всех биогенных процессов) и скоростями накопления пелагических осадков в том числе накопления абиогенной их фракции, указывает все же на явное доминирование роли биофильтрационной садки вне прямой зависимости от концентрации абиогенной взвеси в поверхностных водах.

Таким образом, седиментационная стадия пелагического литогенеза отличается доминированием биогенного (биоэкстракционного и биофильтрационного) механизма, который управляется закономерностями биопродуктивности поверхностных вод, в пелагической области подчиненных широтной зональности. Зональность биопродуктивности предопределяет развитие широтных мегафациальных зон повышенных и пониженных величин абсолютных масс как биогенной, так и абиогенной компонент пелагических осадков. Каждая из зон характеризуется своим специфическим набором литолого-фациальных типов осадков и метится определенными фациальными признаками [14]. Биогенный механизм седиментации доминирует не при повышенных, а при относительно пониженных

(по сравнению с приконтинентальным литогенезом) величинах биопродуктивности вод. Неравномерный, зональный характер распределения абсолютных масс разных абиогенных компонентов пелагических осадков контролируется не путями их разноса течениями, а главным образом биогенными факторами.

Хемотропное (и биохимическое) осаждение растворенных компонентов из придонных вод, приводящее к пелагическому рудообразованию, следует отнести к следующей, очень важной и специфичной стадии пелагического литогенеза, охватывающей совокупность процессов на границе вода — дно.

Процессы на поверхности дна играют особенно важную роль в пелагическом литогенезе благодаря низким скоростям осадконакопления, которые обеспечивают длительную экспозицию вновь выпавшего осадочного материала воздействию хорошо аэрированных придонных вод. Эффект длительной экспозиции усиливается временной и пространственной неравномерностью пелагического осадконакопления, наличием в пелагической области многочисленных участков обнаженного дна и нулевой седиментации, выраженных в разрезах в виде стратиграфических перерывов.

Процессы на границе вода—осадок представляют собой промежуточное звено между двумя главными стадиями литогенеза — седименто- и диагенезом, но достаточно специфичны, чтобы выделить их в самостоятельную стадию. Это геохимический барьер между двумя средами с различными физико-химическими свойствами — придонной водой и водонасыщенными высокопористыми осадками. Поверхность дна является также динамическим барьером, отделяющим подвижные придонные воды с взвешенным в них осадочным материалом от неподвижных иловых вод, заполняющих поровое пространство зафиксированных на дне осадков. Иными словами, поверхность дна служит границей между весьма разреженной суспензией, подчиняющейся законам гидродинамики (ньютоновой жидкости), и двухфазной дисперсной системой, обладающей свойствами вязкой жидкости или твердого тела, управляемыми реологическими законами. Если в придонном слое над барьером активно действует адвективный перенос и турбулентное перемешивание вод, то под ним, в осадках, мы имеем дело главным образом с диффузией (молекулярной, коллоидной), а также с фильтрацией порового раствора.

На поверхности дна завершается путь осадочных частиц вниз через водную толщу под действием гравитации и начинается длительное взаимодействие (динамическое, физико-химическое, биохимическое) твердых фаз осадка с придонной водой. Именно длительность такого взаимодействия, обратно пропорциональная скорости осадконакопления, составляет главную особенность данной стадии пелагического литогенеза по сравнению с приконтинентальным.

Время нахождения частицы на поверхности дна (до захоронения) зависит от ее размера. Так, для частиц порядка 0,1 мм (фораминифер, радиолярий, пеллет) при средней скорости осадконакопления от 1 до 10 мм/1000 лет оно составляет 10^2 — 10^3 лет; для частиц порядка 1 мкм (толщина створок диатомей, кокколитов) — соответственно 1—10 лет. В среднем длительность прямого контакта частиц с придонной водой (при стационарном режиме седиментации) в пелагической области на два-три порядка больше, чем в приконтинентальной. Примерно на такую же величину отличается продолжительность стадии контакта от стадии седиментации. Именно поэтому процессы взаимодействия на барьере вода — дно в пелагическом литогенезе носят завершенный характер в отличие от приконтинентальной области, где быстрое захоронение препятствует их завершению.

Взаимодействие на барьере вода — дно включает литодинамические процессы повторного взмучивания, эрозии, гидродинамического и гравитационного перестроения осадочного материала; химические и микробиологические реакции растворения, распада, преобразования неустойчивых твердых фаз (органического вещества, биогенных карбонатов и кремнезема); аутигенное минералообразование как путем выпадения из омывающих дно вод (гидрогенные), так и в резуль-

тате диффузии снизу, из иловых растворов. На обнаженных участках к этим собственно пелагическим процессам добавляется гальмиролиз (подводное выветривание) магматических и метаморфических пород фундамента и гиадокластики подводных извержений, а в активных зонах разломов также тектоническое дробление пород с последующим переносом образовавшегося эдафогенного материала и его попаданием в состав пелагических осадков [13, 14]. Хотя продукты гальмиролиза и эдафогенный материал не относятся, строго говоря, к пелагическим компонентам, их все же следует считать закономерными для определенных пелагических фаций [14], а значит, и для пелагического литогенеза в целом. В придонный слой вод разгружаются подводные гидротермальные источники, также внося свой вклад в пелагический литогенез, но подчиняясь закономерностям вулканогенно-осадочного литогенеза.

То, что пелагическая седиментация это не спокойное одноактное опускание "дождя" частиц на дно, за которым следует захоронение на месте падения, было известно уже давно, но масштабы и природа придонного перераспределения осадочных масс в пелагической области, под действием гидродинамики и гравитационного перемещения, до конца не поняты по сей день.

В пелагическом седиментогенезе формируются многие из литодинамических типов отложений, аналогичные развитым в приконтинентальных областях [14]: отложения придонных течений (каррентиты), облаков мутной воды (нефелонидиты), турбидиты и различные гравитационные образования (гравититы). Однако относительная роль и форма проявления их существенно отличаются, не говоря уже о разном составе исходного материала. Первое и, наверно, основное отличие заключается в узкой локализации латеральных седиментологических потоков и в малых массах вовлеченного в них осадочного вещества. Если стекающие с континентальных склонов турбидные потоки распространяются на сотни и тысячи километров, а отложения единичного грязекаменного потока могут иметь мощность сотни метров, то в пелагической области все эти процессы разворачиваются в пределах локальных поднятий и депрессий дна. Переносимый ими осадочный материал исключительно местный (пелагический биогенный или эдафогенный), а мощность отложений единичных потоков исчисляется, как правило, десятками сантиметров.

Пелагические гравититы и турбидиты распространены на флангах срединно-океанских хребтов, где их развитию благоприятствуют резкая расчлененность рельефа и сейсмостектоническая активность. Здесь обнаружены небольшие осадочные бассейны — "запруды", заполненные карбонатными биотурбидитами мощностью до 500 м и более [2, 14, 17], накапливающихся со средней скоростью десятки миллиметров в 1000 лет. В рифтовых долинах описаны вулканогенно-эдафогенные осыпи ("талусы") из обломков пиллоу-базальтов, а в активных трансформных разломах — эдафогенные гравититы и турбидиты [13, 14, 17]. Процессы гравитационного переотложения гораздо слабее развиты во внутриплитных тектонически малоактивных областях ложа океана, где они приурочены к районам резко расчлененного рельефа с крутыми склонами и большими перепадами глубин — асейсмичным хребтам, зонам разломов, подводным горам. Гравититы представлены здесь преимущественно эдафогенными глыбовыми и щебнистыми осыпями, а также склоплениями скатившихся по склону железомарганцевых конкреций.

Мало известно о проявлениях в пелагических областях океана медленного гравитационного сползания верхнего полужидкого слоя осадков, хотя действию его отводят важное место многие исследователи, в том числе в связи с формированием плотных склоплений железомарганцевых конкреций на склонах пологих абиссальных валов. Не раскрыт до сих пор механизм формирования слоев и линз этмодискусовых илов. Факт их приуроченности к локальным депрессиям, а также состав и некоторые текстурные признаки свидетельствуют в пользу переотложения.

Главный и наиболее универсальный механизм переотложения пелагических осадков — гидродинамика придонных вод. Под действием гидродинамических агентов происходят взмучивание осадков, вымывание из них тонких фракций (образование форминиферовых песков путем вымывания кокколитов на вершинах подводных гор), эрозия дна, перенос во взвешенном состоянии и осаждение при падении скорости потока. В отличие от континентальных подножий, где постоянно действующие, следующие по изобатам придонные "контурные" течения транспортируют и отлагают огромные массы терригенного материала, в пелагической области деятельность течений, как и других процессов переотложения, не выражена в виде протяженных зон, а локализована в пределах отдельных морфоструктур или их частей.

Особое значение в перераспределении пелагических осадков имеют, вероятно, так называемые *бентические штормы* — резкие импульсы повышенной гидродинамической активности придонных вод, приводящие к взмучиванию поверхностного слоя осадков и образованию нефелоидных облаков над дном. Об абиссальных бентических штормах в пелагической области известно пока мало, но вероятность их признается большинством исследователей (например, [29]). При месячной серии измерений придонных течений на холмистой абиссальной равнине в северной приэкваториальной зоне Тихого океана был зарегистрирован один кратковременный импульс повышенной (до 15 см/с) скорости течения [6].

Важнейшим динамическим агентом пелагического литогенеза на стадии контакта вода — дно является *биотурбация* — биомеханическая переработка осадков (а в некоторых случаях также литифицированных пород) бентосными организмами. Биотурбация пелагических осадков посвящена обширная литература, разбор которой не укладывается в рамки данной статьи. Подчеркну лишь несколько моментов, важных для рассматриваемой здесь проблемы. Во-первых, интенсивность биотурбации зависит, очевидно, от обилия роющих организмов, т.е. в конечном счете от биологической продуктивности и трофического характера донной фауны. С другой стороны степень переработки осадков организмами находится в обратной зависимости от скоростей осадконакопления: при медленной аккумуляции деятельность отдельных даже очень редких особей "интегрируется" за длительный период нахождения поверхностного слоя в зоне их обитания.

Во-вторых, биотурбация проявляется в пелагических осадках не только в форме явных следов (ходов) роющих организмов, в той или иной мере отпрепарированных раннедиагенетическим перераспределением железа и марганца, но и путем создания полностью перемешанных неслоистых гомогенизированных текстур, характеризующих поверхностный полужидкий слой пелагических илов.

Природа гомогенного полужидкого поверхностного слоя пелагических осадков, хорошо известного всем, кому приходилось заниматься первичным описанием современных осадков, исследована В. Бергером [28]. На примере карбонатных осадков вала Онтонг-Джава (западная приэкваториальная часть Тихого океана) было показано, что в гомогенизированном за счет биотурбации верхнем (~ 6 см) слое отсутствует вертикальный градиент ^{14}C , т.е. наблюдается "усреднение возраста" осадков в пределах определенного возрастного интервала, в данном конкретном случае — голоцена. Очевидно, что временной интервал, охваченный биогенной гомогенизацией, находится в обратной зависимости от скорости осадконакопления. Поэтому вряд ли можно распространить данные о голоценовом возрасте гомогенного слоя, полученные для карбонатных осадков с высокими скоростями накопления, на все пелагические осадки [18].

Роль биотурбации не ограничивается только механическим перемешиванием осадков, приводящем к их текстурной гомогенизации. В результате деятельности роющих организмов, особенно илоедов, в осадки "затягивается" с поверхностной пленки не полностью распавшееся органическое вещество, что способствует ран-

недиагенетической активности гомогенного слоя, в том числе частичному восстановлению оксигидратов марганца и их диффузионной миграции к поверхности. С другой стороны, илоеды выносят на поверхность уже успевшие трансформироваться иловые растворы, поддерживают полужидкую консистенцию илов, производят взмучивание осадков, обогащая придонные воды вторичной взвесью и способствуя процессам перетолжения.

В поверхностном гомогенном слое удается при детальном опробовании выявить градиенты содержания C_{org} , O_2 и ряда других компонентов [32]. Это указывает на диагенетический характер происходящих в нем процессов. В то же время, изучая изменения мощности полужидкого слоя на детальном полигоне в Центральной котловине Индийского океана, В.Н. Свальнов [18] приходит к выводу о механической подвижности этого слоя, о его подверженности перемыву даже под действием слабых придонных течений. Неустойчивость, а то и эфемерность полужидкого гомогенного слоя, подтвержденная также нашими наблюдениями [22], наряду с уже приведенными данными о биотурбации, приводит автора все же к выводу о принадлежности гомогенного слоя полужидкого ила к контактной зоне вода — дно, а не к самостоятельной стадии раннего диагенеза. Как уже отмечалось [16], при таком подходе единый по существу пелагический рудный процесс — формирование железомарганцевых конкреций — целиком укладывается в специфическую для пелагического литогенеза стадию контакта вода — дно. А если так, то вообще теряет смысл выделение в пелагическом литогенезе в качестве самостоятельной стадии (или подстадии) раннего диагенеза в понимании Н.М. Страхова. О слабом проявлении раннего диагенеза (и диагенеза вообще) писал и сам Н.М. Страхов [23, 25], считая это одной из особенностей выделенного им океанского типа литогенеза.

Контакт вода — дно представляет собой физико-химический барьер, на котором происходят сложные и разнонаправленные реакции аутигенного минералообразования, растворения, диффузионного и фильтрационного обмена между иловыми и придонными водами. Геологические эффекты этих процессов при прочих равных условиях тем ярче, чем дольше данная поверхность контакта остается незахороненной под новыми порциями осадков.

На всей поверхности дна глубже определенной глубины, названной критической (или компенсационной, КГК), протекает реакция полного растворения поступающего из водной толщи путем осаждения биогенных частиц $CaCO_3$ или их агрегатов (пеллет, заполненных кокколитами). При этом высвобождаются и переходят в придонную или приповерхностную иловую воду заключенные в карбонате микроэлементы, в форме свободных ионов или коллоидов. Считается, что осаждение в составе карбонатных биогенных частиц является основным механизмом транспортировки железа и ряда других металлов в пелагические осадки, а также в железомарганцевые конкреции и корки [30, 31].

Только в пелагическом литогенезе реализуется в чистом виде универсальный для глубоководного осадкообразования закон критической глубины карбоната накопления, установленный еще экспедицией на "Челленджере" [33], тогда как в приконтинентальных областях его действие нередко маскируется интенсивным накоплением терригенного материала. Поскольку биогенная продукция карбоната планктонными микроорганизмами происходит (хотя и с разной интенсивностью) во всей пелагической области океана, а седиментационный поток $CaCO_3$, по-видимому, всюду превосходит по абсолютным массам потоки других биогенных компонентов, то бескарбонатные пелагические осадки могут формироваться только глубже КГК (при полном растворении $CaCO_3$), представляя собой нерастворимый бескарбонатный остаток суммарного седиментационного потока. На меньших глубинах повсеместно пелагические осадки карбонатные, разумеется, за исключением участков эрозии или неотложения. Отсюда следует вывод о глубоководности всех бескарбонатных пелагических осадков по сравнению с соседними карбонатными.

Фациальный переход от бескарбонатных пелагических осадков к карбонатным (с уменьшением глубины) носит неравномерный, ступенчатый характер, происходит через серию последовательных критических уровней растворения — лизоклинов и критических глубин разных биоморфных модификаций CaCO_3 [3, 5, 9, 14]. В совокупности эти критические уровни образуют универсальный для пелагического литогенеза глубинно обусловленный фациальный ряд растворения [14]. Ступенчатый характер изменения скоростей растворения карбонатов объясняется, с одной стороны, неодинаковой растворимостью разных осадкообразующих биогенных остатков — арагонитовых раковин птеропод и гетеропод, кальцитовых раковин планктонных фораминифер разных видов (именно разделение последних на устойчивые и неустойчивые к растворению послужило основой для выделения фораминиферового лизоклина [31]) и кокколитов. С другой стороны, критические уровни в какой-то мере контролируются вертикальной структурой водных масс, особенно положением верхней границы антарктических донных вод, "агрессивных" по отношению к карбонатам. Поскольку биогенные карбонаты растворяются преимущественно на поверхности дна, на растворение влияют водные массы, соприкасающиеся с дном на разных глубинах, а не сама стратифицированная водная толща, через которую карбонатные остатки планктонных организмов оседают на дно.

На поверхности дна в условиях пелагического литогенеза растворяется также преобладающая часть достигшего придонного слоя планктоногенного кремнезема (диатомей, радиолярий, силикофлагеллат), но в отличие от CaCO_3 эффект растворения контролируется не глубиной, а интенсивностью поступления и скоростью захоронения. Растворение продолжается, хотя и замедленно, после захоронения, на стадии диагенеза, а возможно, и катагенеза.

В самой поверхностной пленке осадков под прямым воздействием хорошо аэрированных придонных вод распадается не менее 90% достигшего дна органического вещества, и практически все его лабильные дееспособные компоненты. В пелагических осадках захороняется лишь ничтожная доля продуцируемого в зоне фотосинтеза органического вещества, представленная целиком устойчивым компонентом — керогеном, что сводит к нулю диагенетическую активность органики и обеспечивает окислительную среду диагенеза, характерную для пелагического литогенеза.

Таким образом, на геохимическом барьере вода — дно, где осевшие через водную толщу биогенные частицы задерживаются на длительный срок перед своим захоронением, эти частицы подвергаются глубокой химической и биохимической переработке. В результате распада и растворения из них высвобождаются определенные химические компоненты, которые в зависимости от химических свойств в стабильных физико-химических условиях придонных вод либо переходят в раствор и возвращаются в круговорот, либо выпадают в виде аутигенных минеральных форм в осадок.

На геохимическом барьере вода — дно протекает специфический для пелагического литогенеза рудный процесс — формирование аутигенных оксигидратов железа и марганца в виде конкреций, корок, микроконкреций и рассеянных в пелагических осадках тонкодисперсных форм. В рудном веществе конкреционных образований концентрируются кроме Fe и Mn еще более 10 химических элементов, среди которых наиболее существенны Cu, Ni, Co, а также Pb, Zn, Mo, Pt [1, 19, 21]. Подобный набор рудных компонентов, их количественные соотношения и коэффициенты концентрации (по отношению к кларкам пелагических осадков) свойственны только пелагическому литогенезу и являются его отличительными признаками.

По морфологическим, структурно-текстурным, минералогическим и геохимическим признакам четко различаются два главных типа оксигидратного рудного вещества, названные седиментационным (или гидрогенным, т.е. выпавшим непосредственно из придонной воды) и диагенетическим, для которого

предполагается выпадение из иловых вод самого поверхностного слоя вмещающего осадка. Так как процессы в полужидком геохимически относительно активном поверхностном слое отнесены здесь к стадии контакта вода — дно, термин *диагенетическое* применяется условно. Но остается в силе представление о постседиментационной ремобилизации и диффузионной миграции через иловую воду по крайней мере марганца к растущим "диагенетическим" конкрециям (снизу, а главным образом, по-видимому, сбоку) в качестве объяснения резко повышенных значений Mn/Fe [19–22].

К стадии контакта вода — дно пелагического литогенеза следует отнести также процессы, происходящие на обнаженных поверхностях древних осадков или коренных пород дна, которые приводят к формированию своего рода "подводного элювия". Это гальмиролитические изменения вулканических пород (особенно гиалокластитов), метасоматические фосфориты подводных гор, уже упомянутые железомарганцевые корки, различные корки литификации (хардграунды) и их зачаточные проявления в виде зон "ожелезнения" и уплотнения, которые метят в разрезах поверхности стратиграфических перерывов. Пелагические хардграунды подробно описаны в работе Х. Дженкинса [4], что избавляет от необходимости обоснования этого вопроса. То, что хардграунды, ранее считавшиеся исключительно мелководными образованиями, возникают в пелагическом литогенезе на любых глубинах вплоть до абиссальных, было обнаружено морскими геологами давно, но этому поразительному факту, как и существованию многочисленных перерывов осадконакопления в открытом океане, до недавнего времени не придавали должного значения.

Подводно-элювиальный процесс развивается в той или иной форме при единственном условии — длительной экспозиции обнаженной поверхности действию придонных вод. Характер же этого процесса, его вещественное (геохимическое, минералогическое) выражение, зависят, с одной стороны, от состава субстрата, а с другой — от свойств омывающих дно водных масс, в том числе от насыщенности их кислородом, углекислотой, фосфором и различными микрокомпонентами. Так, предполагают, что формированию железомарганцевых корок, их обогащению марганцем и кобальтом, способствует положение обнаженной поверхности вершины подводной горы непосредственно под нижней границей промежуточного слоя кислородного минимума в толще вод [26, 31]. Метасоматические фосфориты подводных гор формировались, вероятно, внутри слоя кислородного минимума в периоды его особенно интенсивного развития [4]. Для образования карбонатных (обычно магнезиально-кальцитовых) корок цементации на пелагических известковых осадках воды, омывающие дно, должны быть пересыщены карбонатом.

Д и а г е н е з в пелагическом осадочном процессе отличается прежде всего тем, что протекает целиком в окислительных условиях, лишенных главного источника энергии — распада органического вещества. Поэтому здесь лишь весьма слабо и сугубо локально (например, вокруг ходов илоедов) проявления окислительно-восстановительные реакции и, по-видимому, практически отсутствуют вызванная этими реакциями диагенетическая миграция элементов переменной валентности, характерная для морского гумидного литогенеза, согласно теоретическим разработкам Н.М. Страхова, И.И. Волкова и ряда зарубежных авторов. Н.М. Страхов, имея в виду именно пелагический литогенез в нашем понимании, пишет: "Стадия раннего диагенеза здесь неотличима от стадии позднего диагенеза и даже от раннего катагенеза" [25, с. 195]. Как отмечалось выше, по нашим представлениям ранний диагенез скорее сливается со стадией контакта вода — дно. Его проявления едва заметны еще в верхних нескольких дециметрах разреза четвертичных пелагических осадков, где проявляются в виде экспоненциальных кривых изменения некоторых физико-химических параметров иловых вод — содержание кислорода и нитратов, pH и щелочности, а также содержания

в осадках органического углерода [32]. Литологические последствия этих изменений, по-видимому, незначительны.

В таких условиях процессы диагенеза преимущественно изохимичны, заключаются в постепенном уменьшении влажности и пористости, в механическом уплотнении осадка, в перекристаллизации, синерезисе коллоидов и появлении некоторых минеральных новообразований. Исследования кернов сотен скважин глубоководного бурения показали, что процессы эти протекают по-разному в трех главных группах пелагических осадков — карбонатных, глинистых и кремнистых. В карбонатных осадках перекристаллизация первичного биогенного кальцита приводит к формированию пористого каркаса и переходу мягкого известкового ила в полукристаллизованный пористый мелоподобный известняк. Пелагические глины уплотняются, приобретают жесткость, глинистые минералы частично перекристаллизуются, подвергаются синерезису, а железисто-алюмосиликатные гели, которые, вероятно, присутствуют в первичном осадке, раскристаллизуются в аутигенные феррисмектиты и цеолиты. В кремнистых осадках на стадии диагенеза продолжается растворение кремнистых органических остатков и частичное перераспределение кремнезема; биогенный аморфный кремнезем (опал А) раскристаллизовывается с образованием неупорядоченного кристобалит-тридимита (опал СТ), который замещает биоморфные частицы и выпадает в поровом пространстве часто в виде пластинчато-сферолитовых структур-леписфер.

Во всех типах пелагических осадков встречаются диагенетические кремни в виде линз и пропластков, согласных напластованию. По данным глубоководного бурения они появляются, как правило, в слоях не моложе эоцена, хотя известны случаи находок кремней также в неогене. В палеогеновых отложениях кремни представлены обычно кристобалит-тридимитовыми (опал СТ) порцелланитами, а в меловых и позднемеловых — кварц-халцедоновыми породами.

Часто в разных типах пелагических осадков развивается диагенетический клиноптилолит, который, по-видимому, парагенетически ассоциирует с опалом СТ; при переходе последнего в халцедон и кварц клиноптилолит, как правило, исчезает.

Превращение наномелов в крепкие микрокристаллические известняки с почти полным исчезновением биоморфной структуры, тридимит-кристобалитовых порцелланитов — в кварцевые кремни, плотных глин — в неразмочающие аргиллиты, а гётита-гидрогётита — в гематит, что на примере разрезов северо-западной части Атлантики наблюдается в раннем мелу [15], следует, по-видимому, считать переходом от диагенеза к катагенезу.

* * *

Приведенные выше соображения позволяют заключить, что пелагический осадочный процесс, протекающий в открытых частях крупных, тектонически "зрелых" океанских бассейнов, из-за своих специфических характеристик на всех стадиях (от подготовки осадочного материала до превращения в осадочную горную породу) может быть выделен в особый пелагический тип литогенеза. Предлагаемое понятие пелагического литогенеза не сводимо к выделенному Н.М. Страховым океанскому осадочному типу литогенеза, а является лишь частью (хотя и наиболее существенной) последнего.

В стадийности литогенеза ключевыми для пелагического типа являются: 1) стадия пелагического седиментогенеза, где в отличие от всех других типов литогенеза доминирует биогенный механизм, контролируемый биологической продуктивностью поверхностных вод океана; 2) процессы на контакте вода — дно, где происходит длительное механическое и химическое взаимодействие выпавшего на дно осадочного материала или обнаженных пород с придонной водой. На обеих этих стадиях осуществляется сложная трансформация исходного вещества, преобладающая часть которого возвращается в круговорот и лишь незначительная

доля переходит в последующие стадии. Выход из круговоротов носит строго избирательный характер, приводя в итоге к глубокой дифференциации осадочного вещества, определяющей геохимическую специфику пелагического литогенеза, в том числе осадочного рудогенеза.

Список литературы

1. Батулин Г.Н. Геохимия железомарганцевых конкреций в океане. М.: Наука, 1986. 328 с.
2. Безруков П.Л., Богданов Ю.А., Мурдмаа И.О., Романкевич Е.А. Донные осадки рифтовой зоны Индийского океана // Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972. Т. 1. С. 195–218.
3. Бергер В. Глубоководное осадконакопление // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. С. 232–238.
4. Дженкинс Х. Пелагические фациальные обстановки // Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. Т. 2. С. 74–140.
5. Кеннетт Дж. Морская геология. М.: Мир, 1987. Т. 1. 397 с. Т. 2. 383 с.
6. Контарь Е.А., Мурдмаа И.О., Скорнякова Н.С., Солтановский И.И. Изучение локальных неоднородностей залежей железомарганцевых конкреций на дне Тихого океана с помощью самовсплывающих пробоотборников // Геология и разведка. 1989. № 11. С. 74–84.
7. Курносов В.Б., Мурдмаа И.О. Глинистые минералы в осадках окраинных морей западной части Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 5. С. 22–31.
8. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 437 с.
9. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 391 с.
10. Лисицын А.П. Зональность природной среды и осадкообразование в океанах // Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 5–45.
11. Лисицын А.П. Лавинная седиментация // Лавинная седиментация в океане. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовск. ун-та, 1982. С. 3–59.
12. Лисицын А.П. Биодифференциация вещества в океане и осадочный процесс // Биодифференциация осадочного вещества в морях и океанах. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовск. ун-та, 1986. С. 3–65.
13. Мурдмаа И.О. Эдафогенные обломочные отложения современных океанов // Палеонтология. Морская геология: XXV сес. Междунар. геол. конгресса (докл. сов. геологов). М.: Наука, 1976. С. 156–165.
14. Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.
15. Мурдмаа И.О., Казакова В.П., Рудакова А.Н. Минеральный состав осадочных и вулканогенно-осадочных пород // Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979. С. 67–95.
16. Мурдмаа И.О., Скорнякова Н.С. Заключение // Железомарганцевые конкреции центральной котловины Индийского океана. М.: Наука, 1989. С. 202–206.
17. Розанова Т.В. Осадки рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 1974–194.
18. Свальный В.Н. Локальная изменчивость осадков на полигоне 1352 // Железомарганцевые конкреции центральной котловины Индийского океана. М.: Наука, 1989. С. 85–96.
19. Скорнякова Н.С. Химический состав железомарганцевых конкреций Тихого океана // Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 190–240.
20. Скорнякова Н.С. Морфогенетические типы Fe – Mn-конкреций радиоляриевого пояса Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 5. С. 67–83.
21. Скорнякова Н.С. Локальные вариации полей железомарганцевых конкреций // Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 109–184.
22. Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О. Процессы формирования железомарганцевых конкреций радиоляриевого пояса // Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 297–320.
23. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.
24. Страхов Н.М. К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 6. С. 3–30.
25. Страхов Н.М. Особенности океанского осадконакопления вне зон влияния вулканизма // Химия океана. Т. 2. М.: Наука, 1979. С. 184–191.
26. Хальбах П., Пугеанус Д. Богатые кобальтом железомарганцевые корки из районов подводных гор центральной части Тихого океана // Геология Мирового океана. Докл. XXVII МГК. М.: 1984. Т. 6. Ч. 1. С. 19–27.
27. Arrhenius G. Pelagic sediments // The Sea: ideas and observations on progress in the study of the seas. N.Y.: Wiley, 1963. V. 3. P. 655–727.
28. Berger W.H. The benthic interface of deep-sea carbonates: a three-tiered sequence controlled

- by depth of deposition // The dynamic environments of the ocean floor. Toronto: Lexington Books, 1982. P. 95–114.
29. *Craig J.D.* Geological investigations of the equatorial North Pacific sea-floor: a discussion of sediment redistribution // Marine geology and oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province. Marine Science 9. N.Y.; L.: Plenum Press, 1979. P. 529–558.
 30. *Halbach P., Puteanus D.* The influence of the carbonate dissolution rate on the growth and composition of Co-rich ferromanganese crusts from Central Pacific seamounts // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 68. P. 73–87.
 31. *Halbach P., Scherlag C., Hebisch V., Marchig V.* Geochemical and mineralogical control of different genetic types of deep-sea nodules from the Pacific Ocean // Miner. Deposits, 1981. V. 16. P. 59–84.
 32. *Müller P.J., Suess E.* Productivity, sedimentation rate and sedimentary organic matter in the oceans: organic carbon preservation // Deep-sea Res. A. 1979. V. 29. P. 1347–1362.
 33. *Murray J., Renard A.F.* Reports on the deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H.M.S. "Challenger" in the years 1872 to 1876. L.: Longmans, 1891. 525 p.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
5.X.1990

УДК 550.4:551.79 (262.5)

© 1991

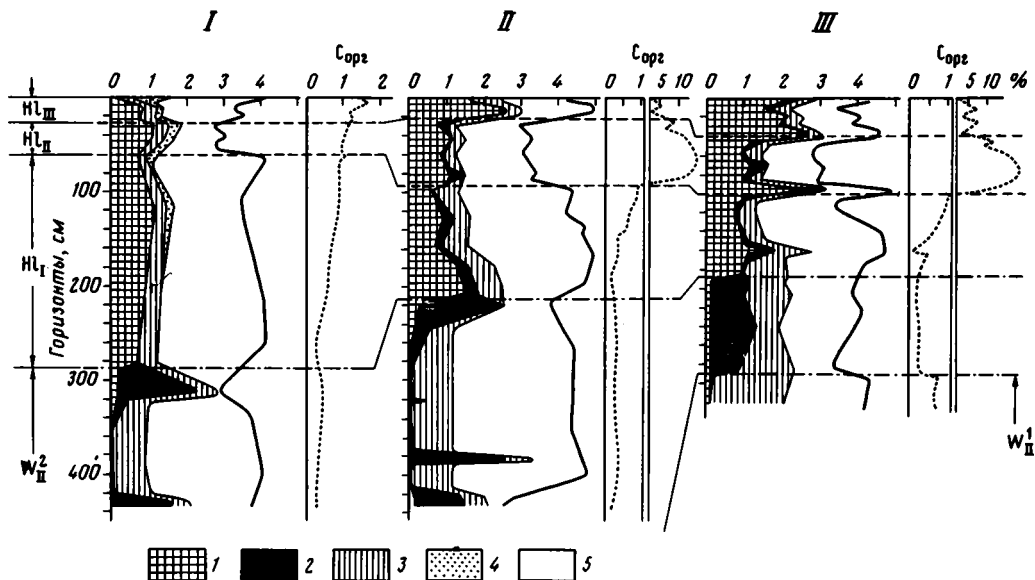
Морозов А.А.

**О НЕКОТОРЫХ ЧЕРТАХ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОГО
ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ЧЕРНОМ МОРЕ.****СООБЩЕНИЕ 2. ФОРМИРОВАНИЕ КОМПЛЕКСА РЕАКЦИОННОСПОСОБНЫХ
ФОРМ ЖЕЛЕЗА**

Проанализированы некоторые особенности представленного в сообщении 1 распределения реакционноспособных форм железа (пирита, гидротроилита, несльфидных Fe(II) и (III)), а также S_{org} в позднечетвертичных отложениях моря и предложена интерпретация полученных данных.

Результаты исследования распределения реакционноспособных форм железа в позднечетвертичных отложениях Черного моря, приведенные в сообщении 1, а также данные предшествующих работ необходимо рассматривать прежде всего с точки зрения их соответствия существующей теории геохимической эволюции моря в голоцене. В этих представлениях, сформулированных Н.М. Страховым на базе комплексного анализа всего имевшегося к тому времени литологического и геохимического материала, основное внимание уделено происхождению древнечерноморских органогенных илов, сульфидной (гидротроилитовой) минерализации новоэвксинских отложений и сероводородного заражения водной толщи, которые рассматриваются как взаимосвязанные стороны единого процесса [14, 15].

Предложенная схема учитывает и объясняет широкий комплекс физических, химических и биологических явлений и базируется главным образом на факте хронологического соответствия прорыва соленых вод Средиземного моря через Босфор началу интенсивного развития биопродукции, приведшего к отложению древнечерноморских сапропелевых илов. Резкое увеличение биопродукции рассматривается при этом как следствие поступления в фотическую зону биогенных элементов глубинных вод, вытесняемых более плотной водной массой, поступающей в нижнюю часть впадины. Усиление седиментационной поставки органического вещества в осадки с одновременным обогащением придонной воды средиземноморским сульфатом, согласно этой схеме, повлекло за собой развитие в формирующемся древнечерноморском горизонте чрезвычайно мощной сульфатредукции, которая смогла обеспечить, с одной стороны, миграцию H_2S в водную толщу, а с другой — его диффузионный поток в глубь отложений. При этом взаимодействие H_2S с железистой составляющей новоэвксинских осадков привело к формированию характерной гидротроилитовой минерализации. Помимо диффузионного потока истинно растворенных компонентов (H_2S , HS^- , SO_4^{2-} , Fe^{2+} , Cl^- , Na^+ , Mg^{2+}) эта схема допускает диффузионное перемещение в осадках новообразованных коллоидно-дисперсных фаз: моносulfида Fe(II), стабилизированного H_2S , а также элементной серы. Предполагается, что миграция H_2S в наддонную воду и его конвективное распределение в нижней, более плотной зоне стратифици-



Основные черты распределения форм железа в позднечетвертичных осадках Черного моря (обобщенная схема)

I – верхняя часть склона или нижняя часть шельфа (кислородная зона); *II* – нижняя часть склона и его подножие; *III* – пелагиаль западной халистазы. *Стратиграфические горизонты*: W_{II}^1 – ранненовозвксинский; W_{II}^2 – средненовозвксинский (гидротроилитовый); H_I – поздненовозвксинский; H_{II} – древнечерноморский; H_{III} – современный. *Формы железа*: 1 – Fe пирита; 2 – Fe кислоторастворимых сульфидов (гидротроилита); 3 – несulfидное реакционноспособное Fe(II); 4 – реакционноспособное Fe(III); 5 – обломочные формы

рованной водной массы при постепенном поднятии плотностной границы сформировали современную сероводородную зону моря.

Изложенные представления не вызывают сомнений в отношении своего главного тезиса – о вытеснении биогенных элементов в фотическую зону как о причине отложения древнечерноморских сапропелей, поскольку круговорот этих элементов представляет собой неотъемлемое условие любого проявления морского биопродуктивного процесса. Для Черного моря специфичны лишь повышенный и ограниченный запас этих элементов, а также причины и способ его реализации. Однако при детальном рассмотрении отдельных сторон и следствий этого явления в существующей схеме обнаруживается ряд серьезных противоречий. Прежде всего это касается вопроса о возможности функционирования древнечерноморских илов в качестве столь мощного и долговременного источника бактериального H_2S и соответственно о возможности реализации диффузионного механизма формирования новозвксинской сульфидной минерализации, а также сероводородного заражения водной толщи.

Рассмотрение этих проблем целесообразно проводить в той последовательности, в которой в сообщении 1 представлен фактический материал, т.е. снизу вверх по разрезу отложений, используя при этом условное подразделение новозвксинских осадков на ранне-, средне- и поздненовозвксинские горизонты (W_{II}^1 , W_{II}^2 и H_I) [18]. Для удобства обсуждения основные черты распределения исследованных компонентов в обобщенном виде изображены графически (фигура).

Прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что общее накопление восстановленной серы в сульфидизированных новозевксинских отложениях верхней части склона и шельфа в среднем не ниже, а в ряде случаев существенно выше, чем в соответствующих глубоководных осадках (см. фигуру). Это отчетливо демонстрируется близкими средними содержаниями пирита в осадках поздне-новозевксинского горизонта (H_{I_1}) при заметно большей его мощности в верхней части впадины. С учетом же средних содержаний сульфидов в дисперсной фазе осадков гидротроилитового горизонта и его мощностей это утверждение может быть отнесено к сульфидизированной толще новозевксинских осадков в целом (см. фигуру). Кроме того, новозевксинские осадки склона (в том числе и в верхней его части) бывают значительно обогащены относительно пелагиали сульфидами железа в форме полутвердых густков, конкреций, корок и пиритизированного органического детрита [5, 7].

В рамках диффузионной схемы такой характер распределения новозевксинских сульфидов предполагает в древнечерноморских осадках верхней части склона и шельфа по крайней мере столь же мощный, как и в пелагиали, сульфатредукционный процесс, реализация которого представляется крайне маловероятной. Она не согласуется с присутствием в поздненовозевксинских и древнечерноморских осадках ряда районов верхней части впадины значительных количеств (10–25% от $\Sigma Fe_{реакц}$) несulfидного реакционноспособного трехвалентного железа (см. сообщение 1, ст. 792, 795), которое в условиях мощного диффузионного потока H_2S сохраниться не могло. В то же время существование такого потока неизбежно предполагает гораздо более интенсивный поток H_2S в наддонную воду, т.е. длительное устойчивое сероводородное заражение водной толщи шельфа, которое полностью исключается активной гидродинамикой прибрежной зоны моря. При этом нельзя исключить, конечно, периодического создания анаэробных условий или дефицита кислорода в водах шельфа в периоды интенсивного развития древнечерноморской биопродукции. Эти обстоятельства ставят под сомнение диффузионный механизм формирования новозевксинских сульфидов в осадках верхней части впадины, а следовательно, и в осадках ее глубоководных областей.

Другое противоречие диффузионным представлениям состоит в характерной для склона и шельфа стратификации гидротроилита, который в пределах средне-новозевксинского горизонта сконцентрирован в отдельных прослоях, разделенных между собой значительной (до 60 см) толщиной иногда практически бессulfидных осадков (см. фигуру) [13, 18]. Весьма сомнительно, что эти осадки, с достаточно высокими содержаниями реакционноспособного $Fe(II)$ (1–1,5%), остались не затронуты диффузионным потоком H_2S . Формально это можно отнести за счет образования недоступных для сероводорода форм $Fe(II)$, однако исключительность этих форм в обширных горизонтах толщи, литологически идентичных сульфидизированным прослоям, представляется трудно объяснимой. Малоубедительны и попытки объяснить наблюдаемую стратификацию встречным диффузионным потоком растворенного Fe^{2+} или перераспределением коллоидно-дисперсного FeS в иловых водах [5, 13]. Первый вариант нереален, поскольку растворимость моносulfида железа близка или выше, чем силикатных и алюмосиликатных фаз, в которые связано Fe^{2+} ($IP_{FeS} = 10^{-18,4}$, $IP_{FeSiO_3} = 10^{-18,9}$ [6]. Миграция же коллоидного FeS не согласуется с крайне ограниченной диффузионной подвижностью коллоидно-дисперсных частиц, которая составляет их фундаментальное физическое свойство. Кроме того, даже минимальная соленость, зафиксированная в иловых водах новозевксинских осадков (4 г/л по Cl^-), не допускает стабилизации значительно более устойчивых коллоидов, например $As_2S_3 \cdot nH_2S$, порог коагуляции которого известен и составляет 51 ммоль/л, или 1,81 г/л по Cl^- [8].

Таким образом, существование изолированных гидротроилитовых простоев также не укладывается в рамки диффузионной схемы.

Не меньшие трудности возникают и с объяснением причин резкого преобладания пирита в составе сульфидной минерализации осадков поздненовоязксинского горизонта (H_1), отделяющего гидротроилитовые отложения от древнечерноморских (см. фигуру). Образование пирита рассматривается как результат вторичного процесса пиритизации первоначально возникшего FeS за счет серы, поступавшей из древнечерноморских осадков и наддонной воды в растворенной форме ($S_2O_3^{2-}$) [4]. Однако, в соответствии со стехиометрией: $FeS + S_2O_3^{2-} = FeS_2 + SO_3^{2-}$, этот механизм требует диффузионного поступления в новоязксинские осадки тиосульфата в количестве, эквивалентном моносulfиду, т.е. поглощенному H_2S . Это не может быть обеспечено ни самой сульфатредукцией, ни окислением H_2S , поскольку ион $S_2O_3^{2-}$ присутствует в указанных процессах лишь в качестве промежуточного продукта в резко подчиненных по сравнению с H_2S количествах [19, 20]. К тому же, согласно рассматриваемой схеме, неизбежное сероводородное заражение наддонной воды должно экранировать поверхность осадков от зоны окисления H_2S , что сводит на нет участие $S_2O_3^{2-}$ в диффузионном процессе. Кроме того, неизбежным следствием пиритизации должно быть заметное накопление в иловых водах горизонта ионов SO_3^{2-} (в сумме с полиитонатами), которые в этих осадках практически отсутствуют [4]. Таким образом, можно полагать, что диффузия $S_2O_3^{2-}$ и пиритизация моносulfида если и имеют место в осадках, то в весьма незначительных масштабах и не определяют специфику сульфидной минерализации.

Приведенных фактов вполне достаточно, чтобы поставить под сомнение диффузионную схему формирования новоязксинских сульфидов и тем самым функционирование древнечерноморских илов как источника сероводорода. Однако в последнее время получены дополнительные аргументы, подтверждающие ограниченность диффузионных представлений.

Исследование химического и минерального состава сульфидной составляющей гидротроилитовых осадков показало, что гидротроилит представляет собой сложную поликомпонентную систему генетически взаимосвязанных сульфидных соединений железа, среди которых преобладают сульфиды Fe(III) (грейгит, гидроксо-сульфиды), а моносulfид FeS находится в подчиненных количествах или отсутствует [9]. При этом экспериментально установлено, что грейгит (как и FeS) представляет собой продукт распада гидроксосульфидных соединений Fe(III), поэтому соотношение этих форм в образце характеризует глубину распада исходной фазы, т.е. относительный возраст сульфидного образования. Это обстоятельство позволило сделать вывод, что сульфидные фазы нижних слоев гидротроилитового горизонта, резко обогащенные грейгитом, образовались раньше, чем фазы верхних слоев, где преобладают гидроксосульфиды Fe(III). Такой характер распределения со всей очевидностью противоречит предполагаемому направлению диффузионного потока H_2S сверху вниз и свидетельствует о последовательном образовании сульфидов по мере накопления осадочной толщи.

Еще одно важное свидетельство против существования диффузионного потока H_2S дали результаты исследования изотопного состава восстановленной серы осадков, выполненные на материале, представленном в сообщении 1 (ст. 795, 840) [16]. Они показывают последовательное утяжеление изотопного состава серы вниз по разрезу от древнечерноморских осадков ($\delta^{34}S = (-30) \div (-40) \text{‰}$) к поздненовоязксинским ($\delta^{34}S = (-10) \div (+10) \text{‰}$) и далее к гидротроилитовым, где величина $\delta^{34}S$ достигает +17,8 и даже +25,6‰. Интерпретация этих данных авторами определений, на наш взгляд, далеко не бесспорна, однако не вызывает сомнений невозможность реализации такой картины распределения изотопов серы в диффузионном процессе, поскольку для него закономерен противоположный эффект.

Многообразие данных, противоречащих диффузионной схеме образования

новоэвксинских сульфидов, заставляет искать наблюдаемым фактам иное объяснение. Это требует более обстоятельного обсуждения всего имеющегося материала и продолжения экспедиционных и экспериментальных работ. Однако очевидно, что альтернативный подход к решению вопроса предполагает возможность сульфатредукции и сульфидообразования в самом новоэвксинском бассейне.

Условия, сложившиеся в ранненовоэвксинском море-озере (соленость $8-12\text{‰}$, $S_{SO_2} \sim 0,100$ г/л, $C_{O_{org}} 0,72\%$), не исключают развития микробиологической сульфатредукции, хотя, по-видимому, не являются для нее самыми благоприятными [20]. Наиболее важным фактором, способным лимитировать этот процесс, представляется наличие или отсутствие специфической группы микробиологически усвояемых органических соединений, представляющих собой главным образом окисленные формы ОВ [1, 3, 7]. Поэтому логично предположить, что резкая интенсификация сульфатредукции и сульфидообразования в новоэвксинском бассейне могла быть связана с началом поступления в него хорошо аэрированных паводковых вод ледникового стока. Это должно было приводить к частичному окислению накопленных за длительный предшествующий период в бескислородной водной толще восстановленных форм ОВ, а также Fe(II). Характерная черта предполагаемого процесса состояла, по-видимому, в недостатке поступающего кислорода относительно запаса восстановленных форм элементов. Поэтому кислород длительное время расходовался полностью, что и определило возможность образования и сохранения кислоторастворимых легкоокисляемых сульфидов Fe(III) — гидроксосульфидов и грейгита [9].

В этой связи представляет интерес отмеченное в осадках ст. 840 (см. сообщение 1) синхронное уменьшение содержаний $C_{O_{org}}$, $CaCO_3$ и $Fe_{вал}$, сопровождающее появление гидротроилита. Изменения $CaCO_3$ и $Fe_{вал}$ имеют явно седиментационный характер. Поэтому можно допустить, что они наряду с изменениями литологических признаков и пылевых спектров отражают смену условий осадконакопления, с которой и было непосредственно связано образование кислото-растворимых сульфидов. Уменьшение же $C_{O_{org}}$ можно отнести за счет увеличения расхода ОВ при развитии сульфатредукционного процесса.

В пользу сульфидообразования в самом новоэвксинском бассейне свидетельствуют и наблюдаемые в ряде гидротроилитовых прослоев аномально низкие содержания обломочного железа, вплоть до полного его отсутствия (см. фигуру). Эти соотношения форм также не находят объяснения в рамках существующей схемы, поскольку не могут быть обеспечены ни слабым новоэвксинским диагенетическим процессом, ни диффузионной сульфидизацией. Поэтому можно предположить, что совпадение максимумов сульфидной минерализации с минимальными содержаниями обломочных форм железа является следствием резкой интенсификации окислительно-восстановительной переработки обломочного железа в водной толще и достаточно быстрого (геологически единовременного) отложения комплекса реакционноспособных его форм, включая и сульфидные. Это предполагает возможность развития сульфатредукции и сульфидообразования на взвешенном материале.

Такое предположение хорошо согласуется с наблюдаемой стратификацией гидротроилита в отдельных прослоях, которая может отражать, с одной стороны, периодичность поступления ледниковых вод, связанную с периодичностью потепления климата в этот период, а с другой — локальность формирующихся зон смешения водных масс. С этих позиций представляется естественным отчетливое проявление указанной стратификации в осадках шельфа и склона и отсутствие ее в пелагических областях моря, куда сравнительно постоянно поступает и более равномерно распределяется тонкий осадочный, в том числе и сульфидный, материал.

Свидетельства протекания сульфатредукции и сульфидообразования в новоэвксинском бассейне можно видеть и в осадках поздненовоэвксинского горизонта (Н_П) глубоководных областей моря. В отдельных его слоях, например, обна-

руживается несомненная связь между резким уменьшением остаточного $S_{орг}$ и характерной ритмической сменой сульфидных форм железа (см. фигуру). Смысл этих взаимоотношений пока не вполне ясен, но, вероятнее всего, наблюдаемый эффект связан с изменениями условий диагенетического процесса.

Необходимо подчеркнуть, что предлагаемая интерпретация носит предположительный характер и нуждается в дополнительных подтверждениях.

ДРЕВНЕЧЕРНОМОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Изложенные выше данные, исключающие участие диффузионного H_2S в образовании новозвксинских сульфидов, заставляют рассмотреть особенности распределения исследованных компонентов в древнечерноморских осадках прежде всего с точки зрения предполагаемой роли этих осадков как мощного и геологически долговременного источника сероводорода.

Необходимо отметить, что в основу этих представлений было положено наличие в глубоководных осадках моря сапропелей, т.е. избыточного, не реализованного в диагенезе органического вещества, которое в настоящее время не является источником сероводорода, что хорошо иллюстрируется данными по распределению H_2S в иловых водах в разрезе осадков [7]. Уже одно это обстоятельство свидетельствует о действии факторов, ограничивающих сульфатредукционный процесс в условиях избытка ОВ. Поэтому высокие содержания остаточного $S_{орг}$ объективно ничего не говорят о степени развития сульфатредукции и продуктивности H_2S в глубоководных осадках в древнечерноморское время. Тем более нет оснований переносить представление о мощном источнике H_2S на древнечерноморские отложения верхней части впадины, сравнительно обедненные $S_{орг}$ (1–2%), где сапропели отсутствуют или проявлены крайне слабо и где, как было отмечено выше, в ряде случаев обнаруживаются существенные содержания несulfидного реакционноспособного Fe(III) (см. фигуру).

В этой связи целесообразно рассмотреть характер распределения реакционноспособных форм железа в разрезе глубоководных сапропелевых илов. Аналитические данные показывают, что, несмотря на в целом высокую степень сульфидизации $Fe_{реакц.}$, его значительная часть (до 40% от $\Sigma Fe_{реакц.}$) находится в форме несulfидного Fe(II). В то же время в отдельных простоях некоторых колоннок практически вся сумма $Fe_{реакц.}$ представлена железом сульфидов (см. фигуру).

Присутствие несulfидного Fe(II) в древнечерноморских осадках установлено давно и было интерпретировано как результат образования устойчивых к действию H_2S аутигенных железистых силикатных фаз [6,12]. Такое объяснение справедливо для осадков со слабо развитым сульфатредукционным процессом, при недостатке сероводорода. Однако оно не может быть отнесено к предполагаемым в рамках существующей схемы условиям чрезвычайно интенсивной сульфатредукции, получившей развитие одновременно с началом отложения древнечерноморских сапропелей. Дело в том, что в этих условиях действию избытка H_2S должно было подвергаться двухвалентное железо в момент своего образования, т.е. в момент разрушения минеральных форм Fe(III) прежде всего самим сероводородом. В то же время известно, что несulfидные формы Fe(II), образующиеся в этих осадках, представляют собой алюмосиликатные фазы переменного состава, переходящие при длительном старении в окристаллизованные формы — лептохлориты и хлориты [2]. По сравнению с сульфидообразованием, которое практически исчерпывается возникновением связи Fe—S, этот процесс кинетически замедлен, так как связан с упорядочиванием структуры. Поэтому устойчивость Fe(II) новообразованных алюмосиликатных фаз к H_2S определяется как степенью их упорядоченности, так и концентрацией H_2S и величиной pH взаимодействия. Концентрация же свободного H_2S в иловых водах древнечерноморских осадков, согласно существующей схеме, должна была быть довольно высока, в частности достаточна для его предполагаемого диффузионного проникновения на глубину

подолшвы гидротроилитового горизонта, т.е. сравнимая с концентрациями макрокомпонентов (SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+). Это предполагает заметное понижение величины pH (5,5–5), при которой неизбежна сульфидизация не только реакционноспособного железа, но и (согласно экспериментальным данным) ряда окристаллизованных, обломочных его форм [21, 22].

Таким образом, присутствие в древнечерноморских отложениях значительного количества несульфидного Fe(II) в гораздо большей степени отвечает невысокому уровню развития сульфатредукции, недостаточному для сульфидизации всей $\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$, что подтверждается отчетливыми признаками положительной коррелятивной связи между железом сульфидов, $\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$ и $\text{Fe}_{\text{вал}}$ в разрезе горизонта (см. фигуру). В то же время убедительное подтверждение этому выводу можно видеть и в существовании отдельных полностью сульфидизированных прослоев, демонстрирующих доступность реакционноспособного железа этих осадков действию H_2S и отражающих, по всей видимости, геологически кратковременные эпизоды повышения его концентраций.

Очевидно, что в этом случае несульфидное Fe(II) действительно находится в составе алюмосиликатных фаз, образовавшихся в условиях умеренного развития сульфатредукции и оказавшихся устойчивыми к незначительным концентрациям свободного H_2S в иловых водах формирующегося древнечерноморского горизонта. Это хорошо согласуется с наблюдаемыми в настоящее время весьма незначительными и переменными (0–20 мг/л [7]) в разрезе концентрациями свободного H_2S в иловых водах древнечерноморских и новозвксинских осадков, позволяющими считать их равновесными с комплексом сульфидных и несульфидных фаз или отвечающими процессу чрезвычайно замедленного связывания H_2S в сульфиды. В то же время несульфидные (алюмосиликатные) фазы находятся в процессе структурного упорядочивания. В этой связи необходимо отметить, что, несмотря на детальное исследование осадков, окристаллизованные формы железистых алюмосиликатов (лептохлориты) до сих пор не обнаружены. В рамках существующей схемы это может быть расценено как противоречие, однако с изложенных позиций получает логичное объяснение, состоящее в том, что процесс старения рассматриваемых фаз еще не достиг стадии формирования лептохлоритов или той степени окристаллизованности, которая фиксируется применявшимися методами.

Изложенные факты и представления полностью соответствуют выводам, сделанным при рассмотрении новозвксинских осадков, и позволяют отказаться от гипотезы о мощном древнечерноморском горизонте — источнике сероводорода. Альтернативная интерпретация полученных данных может быть осуществлена на основе следующих хорошо известных положений.

Процесс микробиологической сульфатредукции в морских осадках лимитируется имеющимся в зоне его развития запасом ограниченной группы усвояемых сульфатредуцирующими микроорганизмами органических соединений (OB_{yc}), которые представляют собой главным образом окисленные формы: спирты, жирные кислоты, альдегиды, кетоны [1, 3, 7]. Создание такого запаса или его пополнение происходит преимущественно микробиологически в ходе аэробной окислительно-восстановительной переработки органического детрита, а в строго анаэробной обстановке — исключено.

Образование сульфидов железа в зоне развития сульфатредукции может быть ограничено либо продуктивностью H_2S , либо содержанием форм железа, доступных для сероводорода. При поступлении в осадки небольшого количества органического вещества в условиях нормальной аэрации поверхностного слоя действует первый фактор, который за счет примерной пропорциональности валового и усвояемого OB обеспечивает известную корреляцию между остаточным $\text{C}_{\text{орг}}$ ($\leq 2\%$) и $\Sigma\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ [7]. В этом случае, по-видимому, происходит воспроизводство усвояемых форм OB в результате воздействия растворенного кислорода на микророзоны сульфатредукции. Подтверждение этому можно видеть в образовании

исключительно пирита — формы, которая для своего образования требует присутствия окислителя.

В случае повышенного поступления ОВ достигается исчерпание доступных для H_2S форм железа. Это приводит (за счет появления свободного H_2S) к созданию строго анаэробных условий, препятствующих воспроизводству OB_{yc} . В результате после реализации имевшегося запаса OB_{yc} сульфатредукция затухает, а сульфидообразование ограничивается сульфидизацией именно этих, доступных при достигнутой концентрации H_2S форм железа, доля которых в $\Sigma Fe_{реакц}$ определяется величиной запаса OB_{yc} . Содержание этих форм железа, таким образом, опосредованно лимитирует собственно развитие микробиологического сульфатредукционного процесса. Такое автоторможение сульфатредукции по механизму обратной связи представляет собой характерный пример функционирования природной биогеохимической системы и, по-видимому, должно закономерно выполняться вне зависимости от физического оформления этих процессов и масштабов их проявления — от отдельных микрозон до stagnирующих водоемов в целом.

Таким образом, сульфидообразование в конечном итоге лимитируется содержанием микробиологически усвояемого сульфатредукторами органического вещества. С учетом этого обстоятельства отмеченное для древнечерноморских осадков постоянство среднего уровня развития сульфидной минерализации на фоне чрезвычайно изменчивого содержания остаточного ОВ (см. фигуру) получает логичное объяснение.

Судя по примерно одинаковому содержанию сульфидов в осадках разных морфометрических зон моря, абсолютное количество поступавшего в осадки этих зон OB_{yc} было также достаточно постоянным и не зависело от поступления валового ОВ. Это представляется вполне естественным в условиях аномально высокой биопродуктивности поверхностных вод в древнечерноморский период и хорошо согласуется с тем, что OB_{yc} образуется на стадии аэробной микробиологической переработки органического детрита. В условиях избытка валового ОВ окислительные возможности стационарного режима аэрации вод моря становятся фактором, лимитирующим образование OB_{yc} , что и определяет максимальное для этого режима и потому сравнительно постоянное его поступление в зону развития сульфатредукции. Более равномерному распределению OB_{yc} по площади дна моря способствует и его повышенная седиментационная устойчивость — следствие диспергирования органического детрита в ходе микробиологической переработки. Не затронутое аэробной обработкой ОВ в переменных количествах поступает в осадки главным образом глубоководной области, оставаясь инертным в последующем анаэробном сульфатредукционном процессе. При этом, как было отмечено, запаса OB_{yc} , как правило, было недостаточно для создания концентраций свободного H_2S , способных обеспечить полную сульфидизацию $\Sigma Fe_{реакц}$. Поэтому в зонах сульфатредукции обычно сохранялась возможность для связывания Fe^{2+} в силикатные формы и лишь эпизодически повышенная продуктивность H_2S приводила к сульфидизации всего реакционноспособного железа. Однако очевидно, что даже в этих единичных случаях диффузионные потоки H_2S были локальными и незначительными.

С этих позиций коренного пересмотра требует не только диффузионная схема формирования новоэвксинских сульфидов, но и механизм возникновения сероводородного заражения водной толщи моря. Полученные данные показывают, что степень сульфидизации $\Sigma Fe_{реакц}$ в современных пелагических отложениях (ст. 806, 840 > 90% от $\Sigma Fe_{реакц}$) заметно выше, чем в подстилающих древнечерноморских осадках (80–85%), т.е. концентрации свободного H_2S в иловых водах древнечерноморского горизонта в период его накопления в среднем были меньше наблюдаемых в современных осадках в настоящее время (12–20 мг/л [7]). С учетом закономерного затухания сульфатредукции в строго анаэробных

условиях роль самих древнечерноморских осадков в создании H_2S -заражения 2-километровой водной толщи представляется крайне незначительной.

Этот вывод предполагает следующий альтернативный вариант формирования H_2S -заражения моря.

Исключительно высокая биопродуктивность поверхностных вод в древнечерноморский период и соответствующий седиментационный поток ОВ через водную толщу привели к созданию дефицита растворенного кислорода и локализации зоны аэробной микробиологической переработки органического детрита преимущественно в приповерхностных водах бассейна. Таким образом, необходимые условия для развития сульфатредукции (создание запаса $ОВ_{yc}$ и формирование анаэробных микро- и макрообластей) складывались уже на стадии седиментации, после вывода ОВ из биопродуктивных зон. Поэтому сульфатредукция и сульфидообразование получили развитие непосредственно на взвешенном органическом и железосодержащем материале. При таком физическом оформлении процессов столь же неизбежно проявление описанных выше закономерностей их взаимного влияния. В результате после истощения доступных для H_2S реакционноспособных форм железа сероводород поступал в воду, ограничивая активное воспроизводство $ОВ_{yc}$ и обеспечивая те незначительные (до 10 мг/л) концентрации H_2S , которые наблюдаются в сероводородной зоне. Очевидно, что при отсутствии механизма, ограничивающего сульфатредукцию, концентрация H_2S в этой зоне была бы несравнимо выше наблюдаемой, а его поступление из осадков интенсивно продолжалось бы и в настоящее время.

Целесообразно отметить одну из вероятных черт физического оформления рассматриваемого процесса. В соответствии с существующими представлениями, осолонение придонных областей моря и формирование двуслойной плотностной стратификации вод предшествовало развитию древнечерноморской биопродукции. Таким образом, постоянно поднимающийся градиентный слой плотности неизменно служил физическим препятствием в седиментационном процессе, концентрируя взвешенный материал и в то же время разграничивая две гидрологически изолированные зоны. Последнее в период интенсивного ледникового стока должно было определять и различный характер аэрации этих зон, оказывая непосредственное влияние на характер окислительно-восстановительной переработки взвеси и в том числе сульфидообразования.

Эти представления находят ряд убедительных подтверждений при анализе полученного фактического материала, прежде всего наблюдаемых в разрезе древнечерноморских илов коррелятивных связей между содержаниями $Fe_{вал}$, $\Sigma Fe_{реакц}$ и сульфидных форм железа.

Как было отмечено в сообщении 1, прямая связь между $Fe_{вал}$ и $\Sigma Fe_{реакц}$ наиболее отчетливо выражена в глубоководных отложениях западной части моря; в пелагиали восточной части она гораздо слабее, а в верхней части склона отсутствует (см. фигуру). Такая связь, в силу независимости распределения по площади дна обломочных форм железа и ОВ, не может быть результатом окислительно-восстановительной переработки этих форм в диагенезе осадков. Поэтому она отражает относительную равномерность седиментационного поступления обломочного железа в глубоководные пелагические области по сравнению с более изменчивым поступлением реакционноспособных форм. Слабая корреляция или ее отсутствие допускают диагенетическую переработку $Fe_{обл}$ и неравномерность его поступления. В целом это означает пространственное разделение обломочных и реакционноспособных форм в седиментационном процессе. Например, в осадках склона и его подножия с началом отложения сапропелей наблюдается резкое уменьшение $Fe_{вал}$ при незначительно меняющейся $\Sigma Fe_{реакц}$, а в центральных частях халистаз — увеличение $Fe_{вал}$ за счет роста $\Sigma Fe_{реакц}$ при близких содержаниях обломочных форм (см. фигуру). Подобные эффекты обусловлены скорее всего интенсификацией микробиологической окислительно-восстановительной переработки обломочного железа, связанной с началом биопро-

дуктивного процесса, и переносом образующихся более седиментационно устойчивых форм $\text{Fe}_{\text{реакц}}$ (высокодисперсных, аморфных, гидратированных и связанных с ОВ) в пелагические области.

В пользу преимущественного образования FeS_2 на взвешенном материале свидетельствует и положительная связь между $\text{Fe}_{\text{пир}}$ и $\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$. Она в свою очередь отражает прямую зависимость между поступлением в осадок реакционноспособных форм железа и микробиологически усвояемого ОВ ($\text{ОВ}_{\text{ус}}$), лимитирующего, как было отмечено выше, образование пирита, т.е. демонстрирует факт совместного поступления этих компонентов в осадки. Этот процесс, на наш взгляд, может быть осуществлен главным образом за счет агрегации дисперсных взвешенных частиц $\text{ОВ}_{\text{ус}}$ и $\text{Fe}_{\text{реакц}}$, которая представляет собой, по-видимому, неизбежный результат микробиологической окислительно-восстановительной переработки обломочного железа и реализуется для значительной части диагенетически активного взвешенного осадочного материала.

Основные причины формирования такого рода органоминеральных агрегатов достаточно хорошо известны. К ним прежде всего относится активное использование микроорганизмами в их жизнедеятельности поверхностей взвешенных частиц, в том числе и окристаллизованных форм железа [11, 15]. При этом многократное осуществление окислительно-восстановительного цикла $\text{Fe}^{3+} \rightleftharpoons \text{Fe}^{2+}$ приводит к разрушению кристаллических решеток железистых минералов и образованию высокодисперсных частиц аморфных гидроксидов с различным соотношением Fe(III) и Fe(II) в зависимости от условий аэрации. Эти частицы также несут на себе колонии микроорганизмов, импрегнированы их остатками и продуктами метаболизма и принимают участие в биопродуктивном процессе. Кроме того, они обладают высокой поверхностной активностью в отношении окисленного (т.е. именно диагенетически активного) $\text{ОВ}_{\text{ус}}$, что обусловлено противоположными поверхностными зарядами этих дисперсных фаз вследствие различий их кислотно-основных свойств. Возникающие органоминеральные агрегаты способны, таким образом, играть роль диспергированных в воде микрозон сульфатредукции и обеспечивать формирование сульфидов в процессе седиментации.

Распределение различных сульфидных форм железа в составе $\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$ также свидетельствует в пользу седиментационного происхождения основной массы древнечерноморских сульфидов.

Прежде всего необходимо отметить резкое преобладание железа пирита над суммой несульфидного Fe(II) и железа гидротроилита (см. фигуру). Этот факт ставит под сомнение возможность образования FeS_2 в сформированном осадке по следующим причинам.

С началом древнечерноморского биопродуктивного процесса и поступления аномально высоких количеств ОВ осадки были неизбежно изолированы от воздействия необходимых для пиритообразования окислителей (O_2 , S^0 и ее производные), осуществляющих окисление сульфидной серы до пиритной: $2\text{S}^{2-} - 2\text{e}^- \rightarrow \text{S}_2^0$. В таких условиях единственным возможным путем образования FeS_2 становится сульфидизация соединений Fe(III) , которая должна сопровождаться выделением эквивалентных количеств: Fe^{2+} — при недостатке H_2S , и FeS — при его избытке ($2\text{Fe}^{3+} + 2\text{S}^{2-} = \text{FeS}_2 + \text{Fe}^{2+}$, или $2\text{Fe}^{3+} + 3\text{S}^{2-} = \text{FeS}_2 + \text{FeS}$). Дефицит суммы этих форм по сравнению с имеющимся железом пирита предполагает эвакуацию значительной части Fe^{2+} из зоны реакции, что легко может быть осуществлено с частиц взвеси в окружающую воду и затруднено в толще осадка в силу резко различных условий диффузии. В то же время указанные оптимальные условия для образования FeS_2 складываются именно в зонах контакта аэрированных и бескислородных вод, т.е. в верхних частях водной толщи.

Как было отмечено (см. сообщение 1), повышенная степень сульфидизации $\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$ в отдельных прослоях реализуется, как правило, за счет гидротроилита (см. фигуру). Это, по всей видимости, отражает продолжение сульфатредукции

и сульфидообразования в анаэробной обстановке на базе имеющегося (небольшого) запаса $ОВ_{уc}$ как в процессе седиментации, так и в верхних слоях осадка.

СОВРЕМЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Изложенные выше представления могут быть в полной мере отнесены к позднечерноморскому (современному) периоду осадконакопления, поскольку в современных осадках рассмотренные особенности распределения компонентов выражены в еще более четкой форме.

Как было показано в сообщении 1, переход от древнечерноморских осадков к современным в глубоководных областях моря сопровождается наряду с падением содержания $C_{орг}$ и ростом $CaCO_3$ заметным увеличением $\Sigma Fe_{реакц}$ в составе $Fe_{вал}$, а также увеличением степени ее сульфидизации за счет пирита при одновременном сокращении гидротроилитовой составляющей (см. фигуру). Повышенные общие содержания сульфидов по сравнению с древнечерноморскими осадками с очевидностью противоречат существующей схеме, которая с прекращением отложения сапропелей предполагает снижение уровня развития сульфатредукции и не рассматривает эти отложения в качестве столь же мощного источника H_2S [14]. Удовлетворительное объяснение наблюдаемых эффектов распределения сульфидов можно также дать с позиций гипотезы о сульфидообразовании на взвешенном материале.

Окончание древнечерноморского периода осадконакопления отвечает резкому сокращению отложения органогенных илов, которое произошло, с одной стороны, в результате снижения биопродуктивности поверхностных вод, а с другой — вследствие интенсивного поступления в осадки $CaCO_3$. Одну из причин снижения биопродуктивности можно видеть в исчерпании запаса биогенных элементов из-за полного вытеснения новозвксинских вод, т.е. приближения градиентного слоя плотности стратифицированной водной массы к биопродуктивной фотической зоне. Частичное совмещение градиентного слоя плотности с зоной активной аэрации предполагает существенное улучшение условий аэробной микробиологической переработки сконцентрированных в этом слое взвешенных $ОВ$ и обломочного железа, что соответствует увеличению $\Sigma Fe_{реакц}$ в составе $Fe_{вал}$ и оптимальным условиям пиритообразования. Улучшение условий аэрации $ОВ$ (времени пребывания в зоне переработки) отвечает не только увеличению запаса $ОВ_{уc}$, т.е. общему росту Fe сульфидов в составе $\Sigma Fe_{реакц}$, но и увеличению доли $ОВ_{уc}$, расходуемой в процессе образования FeS_2 . При лимитированной продуктивности $ОВ_{уc}$ это соответствует уменьшению его доли, расходуемой в дальнейшем в строго анаэробных условиях седиментации и диагенеза, т.е. сокращению гидротроилитовой составляющей. При положении градиентного слоя плотности, близком к современному, отмеченные эффекты находят отражение главным образом в глубоководных осадках и закономерно отсутствуют в отложениях шельфа и верхней части склона.

Таким образом, можно полагать, что с окончанием древнечерноморского периода, несмотря на сокращение биопродукции, развитие сульфатредукционного процесса и сульфидообразования не только не снизилось, но и несколько увеличилось вследствие улучшения условий преобразования $ОВ$ в окисленные, усвояемые сульфатредукторами диагенетически активные формы. Сложившийся режим, по-видимому, в общих чертах сохранился до настоящего времени.

Возможность интенсивного развития рассматриваемых процессов на взвешенном материале в толще вод современного моря уже отмечалась [10, 11]. В частности, микробиологические исследования показали существование зоны активной сульфатредукции, расположенной в области скачка плотности. Эта зона по удельным величинам численности бактерий и скорости образования H_2S сравнима с зоной, локализованной на поверхности глубоководных осадков [11]. Прямое подтверждение сульфидообразованию в процессе седиментации можно видеть в обнаружении в составе черноморской взвеси фрамбоидального пирита [17].

В то же время в толще современных глубоководных осадков сульфатредукция весьма ограничена. Численность сульфатредуцирующих бактерий в первых сантиметрах осадочной толщи резко падает, и ниже 5 см современные осадки, достаточно богатые органическим веществом ($C_{орг}$ 3–5%), микробиологически стерильны [11]. Этот факт убедительно демонстрирует затухание сульфатредукции в анаэробных условиях при исчерпании усвояемых форм ОВ.

Затухание сульфатредукции в поверхностных слоях соответствует и близости средних величин концентраций свободного H_2S в иловых водах пелагических осадков (8–12 мг/л) к его концентрации в водной толще (~10 мг/л). Практическое отсутствие градиента концентраций H_2S предполагает возможность существования лишь весьма незначительных диффузионных потоков H_2S в наддонную воду непосредственно с поверхности этих осадков. Некоторое увеличение этих потоков может проявляться в осадках верхней части склона, где наблюдаются повышенные концентрации свободного H_2S в поверхностных слоях (12–20 мг/л [7]). Закономерная приуроченность этих зон к склоновой части впадины и обратная зависимость их локализации от ее крутизны отражают, по-видимому, характер распределения диагенетически активного ОВ и его повышенное концентрирование в указанных областях. Эти незначительные вариации интенсивности образования H_2S не меняют общего для глубоководных осадков вывода о прекращении сульфатредукции в поверхностном слое (0–5 см) и его весьма ограниченных возможностях в качестве источника H_2S .

* *

*

Основные выводы, вытекающие из анализа особенностей распределения реакционноспособных форм железа в позднечетвертичных осадках Черного моря, можно коротко сформулировать следующим образом.

1. Распределение форм Fe и S в новозвксинских отложениях противоречит представлениям о диффузионном механизме формирования сульфидной минерализации и допускает развитие сульфатредукции и сульфидообразования в самом новозвксинском бассейне.

2. Роль древнечерноморских органогенных илов как источника диффузионного поступления H_2S в подстилающие отложения и наддонную воду ограничена и недостаточна для объяснения образования новозвксинских сульфидов и сероводородного заражения водной толщи.

3. Наблюдаемые в древнечерноморских и современных осадках соотношения реакционноспособных и обломочных форм железа складывались в несколько этапов окислительно-восстановительной микробиологической переработки, главным образом взвешенного железосодержащего осадочного материала.

4. В ходе аэробной переработки ОВ в пределах биопродуктивных зон создается запас окисленных диагенетически активных форм ОВ, величина которого лимитирует развитие сульфатредукционного процесса. В условиях избытка валового ОВ этот запас ограничивается окислительными возможностями стационарного режима аэрации поверхностных вод и поэтому сравнительно постоянен для различных морфометрических зон и географических районов моря.

5. В ходе аэробной переработки ОВ происходит агрегация реакционноспособных форм железа с диагенетически активными ОВ, в результате чего сульфатредукция и сульфидообразование получают развитие на взвеси.

6. Соотношения химических форм сульфидов определялись главным образом кислородным режимом в зонах сульфидообразования: ограниченной (оптимальной) аэрацией для FeS_2 и строго анаэробными условиями для кислоторастворимых сульфидов. Подавляющее количество FeS_2 сформировано в зонах контакта аэрируемых и бескислородных вод.

7. Исчерпание запаса растворенного в воде кислорода и связывание в сульфиды доступной для H_2S части реакционноспособного железа взвеси привело к созда-

нию сероводородного заражения водной толщи. В сформированном осадке реализуется лишь заключительная стадия этого процесса.

Предложенный вариант интерпретации процессов формирования реакционно-способных форм железа существенно меняет сложившиеся представления о геохимической эволюции Черного моря в позднечетвертичное время и поэтому безусловно требует подтверждений и корректировок на базе всего комплекса литологических, микробиологических и химико-минералогических исследований.

Список литературы

1. *Беляев С.С., Лейн А.Ю., Иванов М.В.* Роль метанообразующих и сульфатредуцирующих бактерий в процессах деструкции органического вещества // *Геохимия*. 1981. № 3. С. 437–445.
2. *Бетехтин А.Г.* Минералогия. М.: Госгеолгиздат, 1950. 957 с.
3. *Горленко В.М., Дубинина Г.А., Кузнецов С.Н.* Экология водных микроорганизмов. М.: Наука, 1977. 288 с.
4. *Волков И.И., Остроумов Э.А.* О формах соединений серы в иловых водах осадков Черного моря // *Геохимия*. 1957. № 4. С. 337–345.
5. *Волков И.И.* Закономерности образования и химический состав конкреций сульфидов железа в отложениях Черного моря // *Тр. ИОАН СССР*. 1964. Т. 57. С. 101–133.
6. *Волков И.И., Тихомирова А.А.* Формы железа в отложениях кислородной зоны Черного моря // *Литология и полез. ископаемые*. 1966. № 4. С. 24–37.
7. *Волков И.И.* Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 271 с.
8. *Воицкий С.С.* Коллоидная химия. М.: Химия, 1964. 574 с.
9. *Морозов А.А., Коровушкин В.В., Сидоренко Г.А., Демидова Т.П.* О сульфидах железа в новозвксинских отложениях Черного моря // *Литология и полез. ископаемые*. 1991. № 1. С. 37–51.
10. *Скопинцев Б.А.* Формирование современного химического состава вод Черного моря. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 336 с.
11. *Сорокин Ю.И.* Черное море. М.: Наука, 1982. 217 с.
12. *Страхов Н.М.* Формы железа в отложениях Черного моря и их значение для теории диагенеза // *К познанию диагенеза осадков*. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 295 с.
13. *Страхов Н.М.* О некоторых новых чертах диагенеза черноморских отложений // *Литология и полез. ископаемые*. 1963. № 3. С. 7–27.
14. *Страхов Н.М.* Эволюция Черного моря в голоцене // *Литология и полез. ископаемые*. 1971. № 3. С. 3–17.
15. *Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
16. *Стрижов В.П., Николаев С.Д., Гурина Н.В.* Изотопный состав серы, кислорода и углерода и возможные причины его изменения в позднечетвертичное время // *Океанология*. 1989. Т. 29. Вып. 6. С. 979–986.
17. *Тамбиев С.Б., Жабина Н.Н.* Пиритообразование в сульфидных водах Черного моря: его масштабы и влияние на современные осадки // *Докл. АН СССР*. 1988. Т. 5. С. 1216–1221.
18. *Шимкус К.М., Емельянов Е.М., Тримонис Э.С.* Донные отложения и черты позднечетвертичной истории Черного моря // *Земная кора и история развития Черноморской впадины*. М.: Наука, 1975. С. 138–163.
19. *Goldhaber M.B., Kaplan J.R.* The sulfur cycle // *The sea*. N.Y., 1974. V. 5. P. 569–655.
20. *Krouse H.R., McCready R.G.L.* Reductive reactions in sulfur cycle // *Biogeochemical cycling of mineral forming elements (Studies in environmental science)*. 1979. V. 3. P. 315–368.
21. *Rickard D.T.* Kinetics and mechanism of the sulfidation of goethite // *Amer. J. Sci.* 1974. V. 274. P. 941–952.
22. *Rosenthal G.* Heidelberg Beitr. Mineral und Petrogr. 1956. B. 5. S. 146–164.

Институт океанологии
АН СССР, Москва

Поступила в редакцию
8.X.1990

УДК 550.4:552.14(261.35)

© 1991

Батурин Г.Н.

О ПОВЕДЕНИИ ПЕРЕХОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В ПОРОВЫХ ВОДАХ ОСАДКОВ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

На базе литературных данных рассмотрено распределение переходных металлов в поровых водах осадков различных зон Балтийского моря. Показано, что содержание растворенного марганца и в меньшей степени цинка коррелирует с содержанием их подвижных форм в твердой фазе; для Fe, Cu, Ni такая связь отсутствует, но наблюдается корреляция между растворенными Zn, Ni, Fe. Соотношение содержаний металлов в поровых и придонных водах меняется в пределах от 1 до 115 (Mn), что создает условия для их диффузии из осадков.

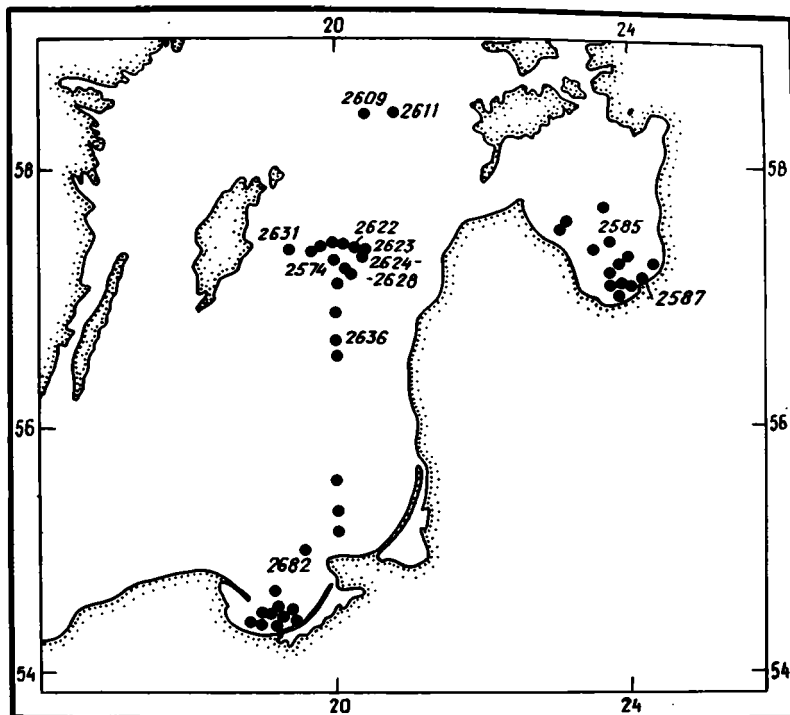
Поведение металлов в жидкой фазе современных осадков — один из наиболее объективных показателей их геохимической активности в процессах раннего диагенеза. Результаты соответствующих исследований используются для реконструкции условий формирования ряда типов осадочных руд и важны для решения экологических задач, связанных с антропогенным выносом металлов в водоемы.

Вопросам поведения металлов в поровых водах глубоко- и мелководных осадков посвящено значительное число работ [1, 3, 5, 8–12, 14–18, 20–23, 25–30, 33–38 и др.]. Особый интерес в этом отношении вызывает Балтийское море с его своеобразным гидрохимическим режимом, повышенной концентрацией ряда тяжелых металлов в осадках, а также в связи с усиливающимся антропогенным влиянием [7, 13, 31].

Основной солевой состав поровых вод осадков Балтийского моря описан в работах [5, 8–10, 17], распределение микроэлементов — в [5, 16, 25]. Наиболее представительные данные были получены в рейсе 26А НИС "Академик Курчатов" (1978 г.), когда были выполнены комплексные исследования и твердой, и жидкой фаз осадков; в твердой фазе определялось наряду с валовым содержанием подвижных форм переходных металлов — марганца, железа, меди, цинка и никеля. Общее число исследованных проб поровых вод составило 82, из которых 39 были получены в Готландском бассейне (18 из дночерпателей и 21 из колонок) и остальные — в Рижском заливе и в районе Клайпеды (фиг. 1); кроме того, было выполнено 20 определений металлов в придонных водах.

Результаты этих определений опубликованы в работах [5, 16], однако полученный уникальный материал был систематизирован лишь частично. Цель настоящего сообщения — более полное обобщение, систематизация и интерпретация этих данных для продолжения, расширения и совершенствования аналогичных исследований.

Общее описание условий седиментации и ряда особенностей процесса диагенеза в Готландской впадине и Рижском заливе приводилось в работах [5, 7, 13],



Фиг. 1. Станции, на которых получены пробы поровых вод в рейсе 26А НИС "Академик Курчатов"

а отдельные черты поведения ряда элементов в этих процессах освещены в работах [24, 26, 31, 32, 38].

Согласно имеющимся данным, в пределах Готландской впадины водная толща состоит из трех слоев, разделяемых окислительно-восстановительными геохимическими барьерами: верхнего опресненного, окисленного (0–60 м), промежуточного (60–170 м) и придонного осолоненного стагнированного (170–246 м). Для придонного слоя характерна соленость 12–13‰, постоянная температура (около +4 °С), отсутствие в период стагнации свободного кислорода, появление сероводорода, обогащение биогенными элементами и рядом металлов, в частности марганцем и железом. На границе промежуточного и придонного слоев, на глубинах 140–160 м, отмечен горизонт повышенной мутности с концентрацией взвеси порядка 2,5 мг/л, состоящей преимущественно из железо-гуматных и марганцево-окисных коагулятов, образующихся при контакте кислородных и H_2S -содержащих вод.

Мощность голоценовых осадков в Готландской впадине от 40–80 см в периферических частях до 223–367 см в центральной зоне, скорость осадконакопления соответственно от 6–12 до 30–50 см/1000 лет. Осадки верхнего слоя представлены терригенными пелитовыми илами, содержащими до 4% C_{org} . В перманентно стагнированной зоне илы черные и зеленовато-черные, по периферии впадины — зеленовато-черные, зеленовато-серые, нередко полосчатые. Первые две разности — резко восстановленные (Eh от –215 до –240 мВ), их влажность 72–76%, содержание пелитовой фракции 80–90%. Переходные осадки восточного склона впадины — алевроит-пелитовые и мелкоалевритовые илы, в которых значения Eh составляют от –50 до +80 мВ, влажность 65–70%.

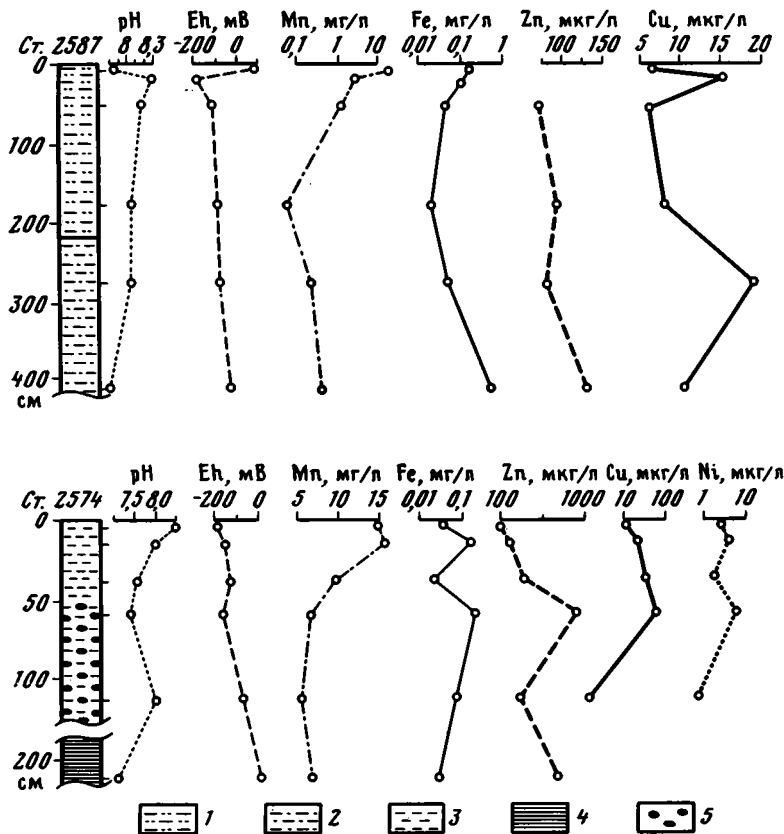
В Рижском заливе, представляющем собой, по классификации Е.М. Емельянова [7], мелководный кварц-полевошпатно-силикатный район, осадки грубо-

Таблица 1

Металлы в осадках, поровых и придонных водах из дночерпательных проб Готландской впадины
[5, 16]

Номер стан-ции	Глуби-на, м	Горизон-ты осад-ков, см	pH	Eh, мВ	Cорг	Mn			
						I	II	III	IV
2622	240	4-18	7,1-7,6	-230÷-220	3,06-3,29	0,21-0,32	0,08-0,09	17,3-18,2	0,15
2623	220	0-25	7,3-7,5	-230÷-220	3,15-3,23	0,08-0,25	0,02-0,07	7,0-7,1	0,8
2624	205	0-25	7,4-7,6	-230÷-220	3,37-3,56	0,04-0,05	0,03	3,1-3,7	-
2625	170	0-22	7,3-7,5	-240÷-215	3,33-3,64	0,04-0,05	0,02-0,04	0,69-0,92	1,0
2626	127	0-23	6,9-7,1	-190÷-50	2,12	0,04-0,05	0,01	0,18-0,44	-
2627	120	0-23	6,9-7,0	-180÷-170	3,00-3,17	0,02-0,03	0,01-0,02	0,18	-
2628	90	0-21	-	+20÷+30	3,27-3,59	0,02-0,03	0,01-0,02	0,05-0,20	0,05
Fe									
2622	240	4-18	7,1-7,6	-230÷-220	3,06-3,29	5,2-5,7	1,25	0,17-1,1	0,09
2623	220	0-25	7,3-7,5	-230÷-220	3,15-3,23	5,6-6,3	1,89-2,29	0,35-1,65	0,04
2624	205	0-25	7,4-7,6	-230÷-220	3,37-3,56	5,3-5,8	1,73-2,16	0,3-0,9	-
2625	170	0-22	7,3-7,5	-240÷-215	3,33-3,64	4,4-5,0	1,29-1,57	0,05-0,21	0,02
2626	127	0-23	6,9-7,1	-190÷-50	2,12	4,4-5,0	1,28-1,75	0,21	-
2627	120	0-23	6,9-7,0	-180÷-170	3,00-3,17	4,0-4,8	0,94-1,05	0,16-0,33	-
2628	90	0-21	-	+20÷+30	3,27-3,59	3,8-3,9	1,18-1,21	1,0-1,8	0,02
Zn									
2622	240	4-18	7,1-7,6	-230÷-220	3,06-3,29	165-180	67-81	10-50	25
2623	220	0-25	7,3-7,5	-230÷-220	3,15-3,23	160-190	64-82	115-155	20
2624	205	0-25	7,4-7,6	-230÷-220	3,37-3,56	149-196	59-71	60-75	-
2625	170	0-22	7,3-7,5	-240÷-215	3,33-3,64	150-173	53-83	45-140	80
2626	127	0-23	6,9-7,1	-190÷-50	2,12	150-173	47-69	45-1270	-
2627	120	0-23	6,9-7,0	-180÷-170	3,00-3,17	132-154	58-88	290-660	-
2628	90	0-21	-	+20÷+30	3,27-3,59	101-160	41-89	150-10000	10
Cu									
2622	240	4-18	7,1-7,6	-230÷-220	3,06-3,29	51-53	32-35	8-37	18
2623	220	0-25	7,3-7,5	-230÷-220	3,15-3,23	52-54	35-38	18-20	13
2624	205	0-25	7,4-7,6	-230÷-220	3,37-3,56	50-53	33-36	27-31	-
2625	170	0-22	7,3-7,5	-240÷-215	3,33-3,64	41-45	30-24	22-43	37
2626	127	0-23	6,9-7,1	-190÷-50	2,12	37-38	22-26	21-26	-
2627	120	0-23	6,9-7,0	-180÷-170	3,00-3,17	36-45	24-32	21-35	-
2628	90	0-21	-	+20÷+30	3,27-3,59	32-37	19-26	110-520	22
Ni									
2622	240	4-18	7,1-7,6	-230÷220	3,06-3,29	75-78	25-26	8-29	16
2623	220	0-25	7,3-7,5	-230÷-220	3,15-3,23	75-80	25-35	5-8	9
2624	205	0-25	7,4-7,6	-230÷-220	3,37-3,56	60-70	23-28	5	-
2625	170	0-22	7,3-7,5	-240÷-215	3,33-3,64	50-56	18-24	7	7
2626	127	0-23	6,9-7,1	-190÷-50	2,12	50-77	17-19	7	-
2627	120	0-23	6,9-7,0	-180÷-170	3,00-3,17	51-62	14-18	6-7	-
2628	90	0-21	-	+20÷+30	3,27-3,59	35-45	19	0,5-0,33	6

Примечание. I — валовое содержание элементов в сухих осадках, %; II — содержание подвижных форм металлов в осадках (Mn, Fe — %, остальные 10^{-4} %); III, IV — содержание металлов соответственно в поровых и придонных водах (Mn, Fe — мг/л, остальные — мкг/л).



Фиг. 2. Распределение металлов в поровых водах осадков Готландской впадины
1–3 – илы (1 – мелкоалевритовые, 2 – алеврито-пелитовые, 3 – пелитовые); 4 – глина
гомогенная; 5 – гидротрохилит

зернистые, окисленные; верхний слой обогащен Mn, Ni, Co; на поверхности встречаются дробовидные конкреции.

Для получения общего представления о рассматриваемом материале в табл. 1 приведены сводные результаты определения содержания металлов в твердой и жидкой фазах осадков Готландской впадины по результатам исследования дночерпательных проб, а на фиг. 2 – распределение металлов в поровых водах колонок из той же впадины.

Данные по формам нахождения металлов в твердой фазе осадков показывают, что доля подвижных форм в среднем составляет, %: для меди 68, марганца 48, цинка 43, никеля 37, железа 30 (табл. 2).

Очевидно, именно за счет этого резерва подвижных металлов формируется микроэлементный состав поровых вод.

Заметим, что в осадках ст. 2622–2627 (см. табл. 2) физико-химическая обстановка восстановительная (Eh от –240 до –170 мВ), за исключением лишь одного горизонта ст. 2626 (–50 мВ), а в осадках ст. 2628 обстановка переходная от восстановительной к окислительной (Eh от +20 до +30 мВ). При этом для железа и меди относительное содержание их подвижных форм в тех и других осадках практически одинаково, в то время как для марганца, цинка и никеля в переходных осадках оно выше, чем в восстановленных. Видимо, при усилении восстановительных процессов это "избыточное" количество металлов может перейти в поровую воду и относительное содержание их подвижных форм в твердой фазе понизится.

Относительное содержание подвижных форм металлов (% от валового)
в осадках Готландской впадины

Номер станции	Mn	Fe	Zn	Cu	Ni
2622	33	24	42	64	33
2623	30	36	43	69	36
2624	70	34	38	67	40
2625	65	30	44	72	41
2626	22	33	36	66	30
2627	55	26	50	70	28
2628	58	31	48	67	48
Среднее	48	30	43	68	37

Таблица 3

Средние содержания металлов в поровых водах (рассчитано по данным из работ [5, 16])

Район	Глубина моря, м	Mn		Fe		Zn		Cu		Ni	
		I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
Рижский залив (колонки)	30–42	3,06	0,23	0,39	0,39	59	142	16	15	2,5	< 3
Готландская впадина (дночерпатели)	90–240	4,9	0,12	0,47	1,4	243	5000	26	315	9	16
То же, колонки	130–229	4,7	4,2	0,34	0,6	236	253	34	46	7,5	15
Среднее		4,4	1,5	0,4	0,8	180	1800	25	125	6	11

Примечание. I – восстановленные осадки; II – осадки переходного типа. Содержание Mn, Fe приведено в мг/л, остальных элементов – в мкг/л.

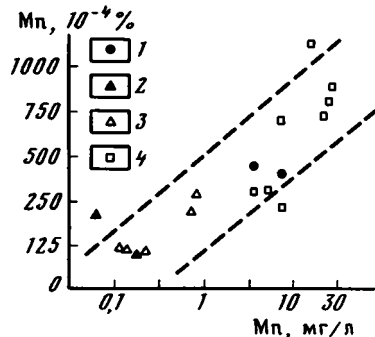
Средние содержания металлов в поровых водах приведены в табл. 3 отдельно для Рижского залива, дночерпательных и колонковых проб Готландской впадины. В каждой из этих групп образцов выделены в свою очередь восстановленные и переходные осадки.

При таком сопоставлении выявляется, что во всей толще мелководных осадков Рижского залива и в верхних горизонтах глубоководных осадков Готландской впадины марганец активно накапливается в жидкой фазе восстановленных осадков и значительно слабее – в переходных. В толще осадков Готландской впадины картина иная за счет того, что марганец распределяется в поровых водах в целом равномерно независимо от физико-химической обстановки. Возможно, это связано с его диффузией из восстановленных в переходные осадки или с формированием в последних устойчивых металлоорганических комплексов, о чем высказывались предположения на основе наблюдаемых иногда корреляций между содержанием растворенного марганца и органического углерода [22, 26].

В противоположность марганцу железо в поровых водах осадков Рижского залива не реагирует на изменение окислительно-восстановительной обстановки и в равной мере накапливается в иловых водах восстановленных и переходных осадков. В то же время в поверхностном слое и в толще осадков Готландской впадины концентрация железа в поровых водах переходных осадков в 2–3 раза выше по сравнению с восстановленными. Аналогичным образом ведет себя никель.

Фиг. 3. Соотношение между содержанием марганца в поровых водах и содержанием его подвижных форм в осадках

1 – Рижский залив; 2 – переходная зона; 3–4 – соответственно периферия и глубоководная часть Готландской впадины



Особенность поведения цинка и никеля заключается в том, что в ряде горизонтов верхнего слоя переходных осадков Готландской впадины их концентрация резко повышается; в остальном распределение цинка в поровых водах сходно с распределением марганца. Таким образом, при сопоставлении средних содержаний металлов в рассматриваемых поровых водах они достаточно определенно разделяются на две группы: Mn–Zn и Fe–Cu–Ni.

Сопоставление концентраций подвижных форм металлов в осадках и растворенных металлов в поровых водах выявляет тренд к прямой корреляции для марганца (фиг. 3) и значительно слабее – для цинка при отсутствии такового для железа, меди и никеля. Ранее отмечалось, что в целом в морских и океанских осадках между содержанием марганца в растворе и в твердой фазе (включая как валовое содержание, так и подвижные формы) имеется обратная связь: обогащенные марганцем пелагические глины характеризуются минимальным содержанием растворенного марганца, а в прибрежных и гемипелагических осадках наблюдается обычно противоположная картина [1]. В данном случае, видимо, имеет место пример частной корреляции при относительно низких содержаниях марганца в твердой фазе и высоких – в жидкой. Осадки с повышенным содержанием марганца (до целых процентов), встречающиеся во впадинах Балтийского моря [7, 13], в число исследованных проб, к сожалению, не вошли.

Соотношение концентраций металлов в поровых водах верхних горизонтов осадков и контактирующих с ними придонных водах меняется в широких пределах, особенно для марганца и железа (табл. 4). Максимальная (115) величина этого отношения для марганца установлена в глубоководной зоне Готландской впадины, где присутствует свободный сероводород (по данным отряда гидрохимии рейса 26А НИС "Академик Курчатов" – 0,26 мл/л). При отсутствии изолирующей окисленной пленки на поверхности осадка марганец мог бы в этом случае свободно диффундировать в придонную воду и его концентрации над и под поверхностью раздела вода – дно должны были бы уравниваться. Вероятно, в данном случае этого не происходит потому, что марганец в поровой воде находится в металлоорганической форме, не реагируя на столь резкий градиент концентрации. Но с другой стороны, на ст. 2625, находящейся на периферии Готландской впадины, содержания марганца (и других металлов) в поровой и придонной воде практически идентичны, что свидетельствует о свободном обмене металлами через границу вода – дно. В осадках переходного типа градиент концентраций марганца в поровых и придонных водах вновь возрастает, особенно на самой мелководной ст. 2585 (Рижский залив). При этом содержание $C_{орг}$ в осадках профиля через Готландскую впадину остается в целом на одном уровне, в пределах 3,00–3,59% (см. табл. 1). Поэтому для основательного изучения зависимости содержания марганца в поровых водах осадков Готландской впадины от глубины, физико-химической обстановки и других факторов необходимы дополнительные исследования.

Соотношения между содержаниями металлов в поровых водах верхнего слоя осадков и придонных водах

Номер станции	Глубина, м	Обстановка в осадках		Mn	Fe	Zn	Cu	Ni
		pH	Eh					
2622	240	7,1 ¹	-220(H ₂ S)	115	12	2	2	2
2574	220	7,7	-200(H ₂ S)	43	0,7	4	0,6	0,5
2623	220	7,3 ²	-220	9	9	8	1,4	0,8
2625	170	7,5	-215	0,9	1	1,7	1,2	1
2609	140	7,6	-100	—	14	5,2	2,8	1
2628	90	- ³	+30	4	50	15	24	0,1
2585	42	7,5	-50	56	0,5	1	1	—

Примечание. pH в придонной воде: ¹ 7,1; ² 7,2; ³ 7,3.

Таблица 5

Соотношения Mn/Fe и Zn/Cu в осадках, поровых и придонных водах

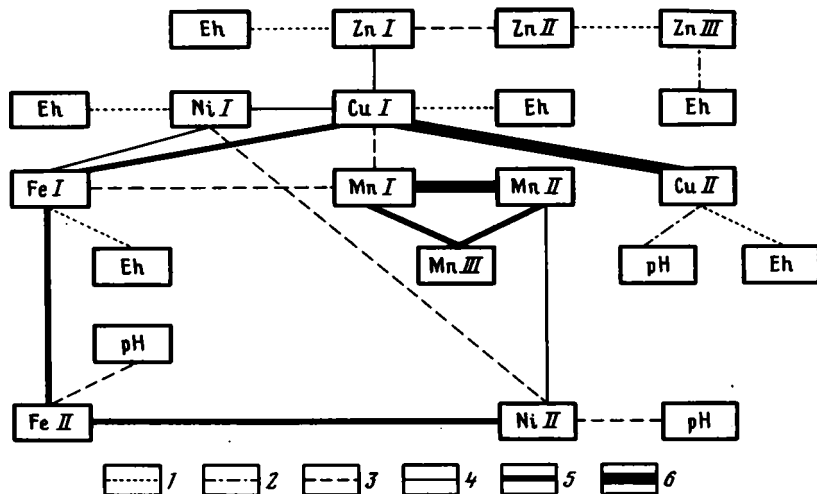
Номер станции	Глубина, м	Mn/Fe				Zn/Cu			
		I	II	III	IV	I	II	III	IV
2622	240	0,05	0,06	61	1,7	3,3	2,2	1,3	1,4
2623	220	0,03	0,02	12	20	3,2	2,0	7,0	1,5
2624	205	0,009	0,014	7,7	—	3,3	1,9	2,3	—
2625	170	0,01	0,02	9,2	5	3,6	2,1	1,6	2,2
Среднее в глубоководной зоне		0,025	0,029	22	9	3,3	2,0	3,0	1,7
2626	127	0,01	0,007	1,4	—	4,4	2,2	25	—
2627	120	0,005	0,01	0,8	—	3,5	2,6	20	—
2628	90	0,006	0,014	0,11	2,5	3,7	2,8	45	0,5
Среднее в мелководной зоне		0,007	0,010	0,8	2,5	3,9	2,5	30	0,5

Примечание. I — валовые пробы осадков; II — подвижные формы металлов в осадках; III — поровые воды; IV — придонные воды.

Соотношения содержаний других металлов в поровых и придонных водах изменяются неравномерно, с амплитудой от 15 (цинк) до 70 (железо), но при этом все они близки к единице на периферии Готландской впадины (ст. 2625) и все, за исключением никеля, обнаруживают резкий пик на границе переходных осадков (ст. 2628). Вероятно, последнее обстоятельство обусловлено образованием на поверхности восстановленного осадка окисленной пленки, препятствующей обмену через границу вода — дно.

Используемые для характеристики геохимических процессов парные соотношения металлов меняются в рассматриваемых фазах следующим образом. В ряду: осадки — подвижная фаза осадков — поровые воды — придонные воды средние величины Mn/Fe, согласно данным табл. 5, составляют: в глубоководной зоне 0,025 — 0,029 — 22 — 9, в мелководной 0,07 — 0,01 — 0,8 — 2,5. Величины Zn/Cu в том же ряду следующие: в глубоководной зоне 3,3 — 2 — 3 — 1,7, в мелководной — 3,9 — 2,5 — 30 — 0,5.

Как видим, в осадках, поровых и придонных водах глубоководной зоны значение Mn/Fe повсеместно выше, чем в мелководной. Особенно велико это от-



Фиг. 4. Корреляционные связи между содержанием металлов в осадках, содержанием металлов в поровых водах, pH и Eh

Коэффициенты корреляции: 1 – $< 0,5$; 2 – $0,5-0,6$; 3 – $0,6-0,7$; 4 – $0,7-0,8$; 5 – $0,9-0,9$; 6 – $> 0,9$

ношение в поровых водах первой зоны – на два порядка выше, чем в осадках. Во второй зоне это отношение повышается по сравнению с осадками на порядок, но остается менее единицы. Видимо, именно с этим обстоятельством связано преобладание железа над марганцем в морских железомарганцевых конкрециях, которые формируются в условиях нормальной аэрации придонного слоя в результате диагенетического подтока металлов из подстилающих осадков. В поровых водах пелагических осадков океана значение Mn/Fe обычно выше единицы, с чем связано и повышенное содержание марганца в диагенетических океанских конкрециях [2].

Величины Zn/Cu в осадках и водах глубоководной зоны относительно однородны. В мелководной зоне они остаются примерно такими же в осадках, но возрастают на порядок в поровых водах. Этому соответствует преобладание меди над никелем в железомарганцевых конкрециях Балтийского и других морей [4, 6, 19, 32]. В поровых водах пелагических осадков океана также наблюдаются высокие значения Zn/Cu , но в железомарганцевых конкрециях океана медь преобладает над цинком, что, вероятно, связано с особенностями минерального состава и низкими скоростями роста этих конкреций.

По мнению Р. Хальберга [24], соотношение меди и цинка в осадках может быть использовано для палеореконструкций гидрохимического режима водоема: периодам стагнации соответствует обогащение осадков медью. В данном случае в верхнем слое осадков стагнированной и аэрируемой зон такой разницы не наблюдается, но она четко проявляется в составе поровых вод.

Для количественной оценки связей между металлами в рассмотренных фазах, а также их связей с физико-химическими показателями среды (pH и Eh) выполнены расчеты парных коэффициентов их корреляции. Для этого использованы 13 дочерпательных проб из Готландской впадины, по которым имеется полный комплект соответствующих определений. Результаты, представленные в графической форме на фиг. 3, можно обобщить следующим образом:

а) валовые содержания металлов в твердой фазе (никель коррелируется с железом, медь с железом и в меньшей степени с марганцем и, с другой стороны, с никелем и цинком);

б) подвижные формы металлов в твердой фазе (марганец, железо, медь, в

меньшей степени цинк и никель коррелируют с валовыми содержаниями тех же металлов; никель, кроме того, коррелирует с подвижным железом и марганцем);

в) металлы в жидкой фазе (марганец коррелирует с его валовым содержанием и содержанием подвижных форм в твердой фазе; цинк — с никелем и в меньшей степени с железом).

Таким образом, в целом в исследованном материале содержания металлов, исключая марганец, в жидкой и твердой фазах не коррелируют, что, видимо, обусловлено их миграцией и формами нахождения в поровых водах. В связи с этим при дальнейших исследованиях поведения металлов в диагенезе осадков Балтийского моря необходимо определять формы их нахождения одновременно и в твердой, и в жидкой фазах, что поможет познанию механизма обмена через границу раздела вода — дно.

В заключение автор выражает признательность д-ру Х. Ликке—Андерсону (Орхусский университет, Дания) за помощь в выполнении корреляционных расчетов на ЭВМ во время 24-го рейса НИС "Профессор Штокман" в Балтийском море в 1989 г.

Список литературы

1. Батурич Г.Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 328 с.
2. Батурич Г.Н. Модель формирования железомарганцевых руд океана // Океанология. 1988. Т. 28. Вып. 5. С. 783—789.
3. Батурич Г.Н., Гордеев В.В., Косов А.Е. Металлы в поровых водах // Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана / Под ред. Мурдмаа И.О., Скорняковой Н.С. М.: Наука, 1986. С. 251—269.
4. Батурич Г.Н., Рогинская Н.С., Раковский Э.Е., Кулигин В.М. О составе железомарганцевых и сульфидных конкреций в осадках Балтийского моря // Океанология. 1988. Т. 28. № 4. С. 613—617.
5. Блажчишин А.И., Шишкина О.В., Лукашин В.Н. и др. Геохимический профиль Готландской впадины // Геохимия осадочного процесса в Балтийском море. М.: Наука, 1986. С. 115—130.
6. Варенцов И.М., Блажчишин А.И. Железомарганцевые ископаемые // Геология Балтийского моря / Под ред. Гуделиса В.К., Емельянова Е.М. Вильнюс: Мокслас, 1975. С. 307—349.
7. Геохимия осадочного процесса в Балтийском море / Под ред. Емельянова Е.М., Лукашина В.Н. М.: Наука, 1986. 230 с.
8. Горшкова Т.И. Химический состав грунтовых растворов Балтийского моря // Докл. АН СССР. 1957. Т. 113. № 24. С. 863—865.
9. Горшкова Т.И. Грунтовые растворы Балтийского моря и Рижского залива // Химические ресурсы морей и океанов. М.: Наука, 1970. С. 67—78.
10. Гурский Ю.Н., Мокрик Р.В., Йокшас К.К. Закономерности формирования химического состава иловых вод Балтийского моря // Тр. АН ЛитССР. Сер. Б. 1988. Т. 6. № 169. С. 85—98.
11. Емельянов Е.М., Батурич Г.Н., Власенко Н.Б., Орлова С.А. Железо, марганец и медь в поровых водах донных осадков Атлантического океана. // Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. Т. 3. М.: Наука, 1973. С. 187—198.
12. Еремеева Л.В., Безбородов А.А., Митропольский А.Ю., Соловьева Л.В. Микроэлементы в иловых водах глубоководных отложений Черного моря // Геол. журн. 1986. Т. 46. № 3. С. 110—115.
13. Осадкообразование в Балтийском море / Под ред. Лисицына А.П., Емельянова Е.М. М.: Наука, 1981. 248 с.
14. Погребняк Ю.Ф., Кренделев Ф.П. Микроэлементарный состав иловых вод донных осадков юго-восточной части Тихого океана // Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 270—288.
15. Шишкина О.В., Батурич Г.Н., Гордеев В.В. Железо и марганец в иловых водах осадков океана // Условия образования рудных месторождений. Тр. 6-го симп. Международн. ассоц. по генезису рудных месторождений. М.: Наука, 1986. С. 728—734.
16. Шишкина О.В., Гордеев В.В., Блажчишин А.И., Митропольский А.Ю. Микроэлементы в иловых водах Балтийского моря // Осадкообразование в Балтийском море. М.: Наука, 1981. С. 207—215.
17. Шишкина О.В., Павлова Г.А., Исаева А.Б., Шевченко А.Я. Основной солевой состав иловых вод Балтийского моря // Осадкообразование в Балтийском море. М.: Наука, 1981. С. 191—207.

18. Brooks R.R., Presley B.J., Kaplan J.R. Trace elements in the interstitial waters of marine sediments // *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, V. 32, № 4, P. 397–414.
19. Calvert S.E., Price N.B. Shallow-water continental margin and lacustrine nodules: distribution and geochemistry // *Marine manganese deposits* / Ed. Glasby G.P. Amsterdam: Elsevier, 1977. P. 45–86.
20. Callender E., Bowser C.J. Manganese and copper geochemistry of interstitial fluids from manganese nodule-rich pelagic sediments of the northeastern equatorial Pacific Ocean // *Amer. J. Sci.* 1980, V. 280, № 10, P. 1063–1096.
21. Duchart P.S., Calvert S.E., Price N.B. Distribution of trace metals in the pore waters of shallow water sediments // *Limnol. Oceanogr.* 1973, V. 18, P. 605–610.
22. Elderfield H. Metal-organic associations in interstitial waters of Narragansett Bay sediments // *Amer. J. Sci.* 1981, V. 281, № 9, P. 1184–1196.
23. Gundlach H., Marchig V., Schnier C. Zur Geochemie von Manganknollen aus dem Zentralpazifik und ihrer Sedimentunterlage. 2. Porenwasser und Meereswasser // *Geol. Jb.* 1977, V. D23, P. 67–90.
24. Hallberg R.O. Diagenetic and environmental effects on heavy metal distribution in sediments: a hypothesis with an illustration from the Baltic Sea // *The dynamic environment of the ocean floor* / Ed. Fanning K.A., Manheim F.T. Lexington: Heath and Co., 1982, P. 305–316.
25. Hartmann M. Zur Geochemie von Mangan und Eisen in der Ostsee // *Meyniana*, 1964, B. 14, № 53, S. 3–20.
26. Hartmann M., Müller P. Geochemische Untersuchungen an Sedimenten und Porenwassern // *Meerestechnik*, 1974, V. 5, № 6, S. 201–202.
27. Hartmann M., Müller P.J. Trace metals in interstitial waters from Central Pacific ocean sediments // *The dynamic environment of the ocean floor* / Ed. Fanning K.A., Manheim F.T. Lexington: Heath and Co., 1982, P. 285–301.
28. Heggie D., Kahn D., Fischer K. Trace metals in metalliferous sediments, MANOP site M: interfacial pore water profiles // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1986, V. 80, P. 106–116.
29. Huynh-Ngoc L., Whitehead N.E., Bousenart M. Dissolved nickel and cobalt in the aquatic environment around Monaco // *Marine chemistry*, 1989, V. 26, № 2, P. 119–132.
30. Klinkhammer G.P. Early diagenesis in sediments from the eastern equatorial Pacific. II. Pore water metal results // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980, V. 49, № 1, P. 81–101.
31. Manheim F.T. A geochemical profile in the Baltic Sea // *Geochim. et cosmochim. acta*, 1961, V. 25, № 1, P. 52–70.
32. Manheim F.T. Manganese-iron accumulations in the shallow marine environment // *Symp. Mar. Geochim. Occas. publ. Narragansett Mar., Lab. Univ. Rhode Island*, 1965, V. 3, P. 217–276.
33. Manheim F.T. Interstitial waters of marine sediments // *Chemical Oceanography*, V. 6, N.Y.: Acad. Press, 1976, P. 115–185.
34. Presley B.J., Brooks R.R., Kaplan J.R. Manganese and related elements in the interstitial water of marine sediments // *Science*, 1967, V. 158, № 3803, P. 906–910.
35. Presley B.J., Kolodny Y., Nissenbaum A., Kaplan J.R. Early diagenesis in a reducing fjord, Saanich Inlet, British Columbia, II. Trace element distribution in interstitial water and sediment // *Geochim. et cosmochim. acta*, 1972, V. 36, № 10, P. 1073–1090.
36. Sawlan J.J., Murray J.W. Trace metals remobilisation in the interstitial waters of red clay and hemipelagic marine sediments // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983, V. 64, P. 213–230.
37. Schnier C., Marchig V., Gundlach H. The chemical composition of sea water and pore-water in manganese nodule area of the Central Pacific // *Geol. Rendschau*, 1981, B. 70, S. 1152–1163.
38. Westerlund S., Hall P., Rutgers van de Loeff M. Fluxes of cadmium, copper, nickel, lead and zinc from a coastal sediment in the Skagerrak // 3-rd Intern. Symp. Interface between sediments and waters. Geneva, C.E.P., 1984, P. 253–256.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
11.V.1990

УДК 550.4:551.79(266)

© 1991

Емельянов Е.М.

**БИОГЕННЫЕ КОМПОНЕНТЫ В ДОННЫХ ОСАДКАХ
ВОСТОЧНО-ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА**

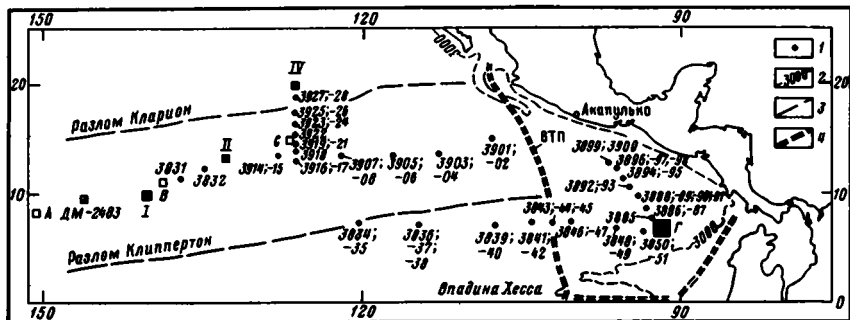
В осадках восточной приэкваториальной части Тихого океана прослежены закономерности распределения биогенных компонентов (CaCO_3 , $\text{SiO}_2(\text{ам})$, $\text{C}_{\text{орг}}$) и фосфора. Показано, что распределение этих компонентов связано с климатической, циркумконтинентальной и вертикальной зональностями осадко-накопления. При этом гидротермальная деятельность заметного влияния на биогенную пелагическую седиментацию не оказывает.

В Мировом океане биогенная часть осадков представлена в основном карбонатом кальция CaCO_3 , аморфным кремнеземом $\text{SiO}_2(\text{ам})$ и органическим веществом (ОВ) или, вернее, углеродом органического вещества $\text{C}_{\text{орг}}$. В меньшей степени это различные костные остатки или чешуя рыб, состоящие из кальция и P_2O_5 . Распределение этих химических компонентов рассматривается нами в восточной части северной половины экваториальной зоны Тихого океана. Цель настоящей статьи: 1) уточнить положение критической глубины карбонатонакопления (КГК) и 2) выявить изменение содержания биогенных компонентов ($\text{SiO}_2(\text{ам})$, $\text{C}_{\text{орг}}$ и CaCO_3) и P в донных осадках.

Положение и физико-географическая характеристика района. Изучаемый район находится между экватором и 20° с.ш. и, таким образом, расположен в так называемой экваториальной фациальной зоне повышенной биопродуктивности [16] или экваториальной диатомово-радиоляриевой зоне [7, 8]. В широтном направлении район простирается от 150 до 90° в.д., т.е. охватывает часть Северо-Восточной котловины и Гватемальскую котловину (фиг. 1). С севера район ограничивается разломом Кларин. Разлом Клиппертон находится в средней части района. Гватемальская котловина, имеющая глубины преимущественно 3700 – 3600 м, от открытой части Тихого океана (преобладающие глубины 4500 – 5500 м) отделена северным окончанием Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП), с юга — Галапагосским поднятием, с востока — хр. Кокос и материковым склоном Южной Америки. Этот район, как известно [10, 13, 15, 25], характерен интенсивным проявлением гидротерм. Второй его особенностью является очень высокая биологическая продуктивность: восточнее ВТП она обычно равна 100 – 500 мг $\cdot$ С $\cdot$ м² в день, западнее — 150 – 250 мг $\cdot$ С $\cdot$ м² в день [11].

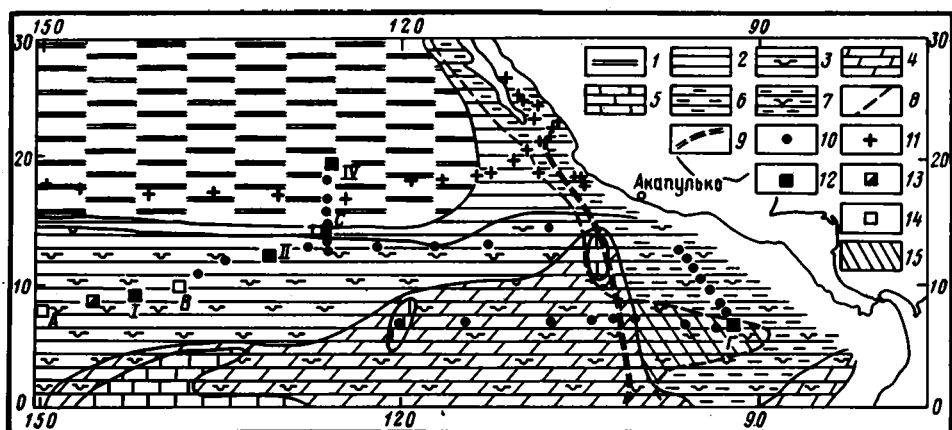
История изучения, материалы и методика работ. Донные осадки экваториального радиоляриевого пояса Тихого океана изучены довольно хорошо: составлены карта донных осадков [4, 7], фациальная карта [8, 16], карты распределения CaCO_3 , $\text{SiO}_2(\text{ам})$ [13] и $\text{C}_{\text{орг}}$.

Ценны аналитические данные, полученные в 9-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" (экспедиция ДМ-9) [15], использованные автором при составлении



Фиг. 1. Район исследований в Тихом океане (экспедиция ДМ-41)

1 – геологические станции; 2 – изобата 3000 м; 3 – разломы; 4 – хребты, поднятия; I (ст. ДМ-3830), II (ст. ДМ-3833 и ДМ-3913), IV и Г (ст. от ДМ-3852 до 3884) – полигоны экспедиции ДМ-41; ст. ДМ-2483 – полигон экспедиции ДМ-29; А, В и С – полигоны американской экспедиции DOMES [26]; ГТП – Восточно-Тихоокеанское поднятие



Фиг. 2. Схема распределения типов донных осадков (слой 0–3 см)

1 – миопелагическая глина, бурая, иногда с цеолитами, часто с ЖМК (CaCO_3 < 1%, $\text{SiO}_2(\text{ам})$ < 1%, Сорг 0,25%); 2 – миопелагическая глина, бурая и коричневая с повышенными содержаниями CaCO_3 (1–10%) и $\text{SiO}_2(\text{ам})$ (2–5% диатомовые водоросли, радиолярии и силикофлагелляты, Сорг 0,25–0,40%); 3 – слабоскремнистые глинистые илы (или миопелагическая глина слабоскремнистая) ($\text{SiO}_2(\text{ам})$ 5–10 или 10–15% остатков диатомей, радиолярий и силикофлагеллят), CaCO_3 1–10%; 4 – мергелистые кокколито-фораминиферовые слабоскремнистые илы (CaCO_3 50–70%, $\text{SiO}_2(\text{ам})$ 5–10 или 10–15% остатков диатомей, радиолярий и силикофлагеллят); 5 – карбонатные кокколито-фораминиферовые илы (CaCO_3 70–85%); 6 – гемипелагические илы терригенные, серые, с повышенным (1–7%) содержанием Сорг ; 7 – то же, но слабоскремнистые $\text{SiO}_2(\text{ам})$ 5–10 или 10–15% остатков диатомей, радиолярий и силикофлагеллят), Сорг 1–2%; 8 – граница между окисленными (бурыми и коричневыми) и восстановленными (серыми) илами; 9 – гребневая зона Восточно-Тихоокеанского поднятия; 10, 11 – станции экспедиций соответственно ДМ-41 и ДМ-9; 12–14 – полигоны экспедиций соответственно ДМ-41, ДМ-2483 и DOMES; 15 – миопелагическая глина слабомарганцовистая и марганцовистая (Mn 1–8%), слабоскремнистая ($\text{SiO}_2(\text{ам})$ 5–10%) с повышенным (0,5–1%) содержанием Сорг ; на полигонах I и II обнаружены выходы олигоценовых и миоценовых кокколито-фораминиферовых илов и пелагических глин

схем распределения биогенных компонентов в осадках. В районе выполнены детальные исследования на отдельных полигонах: ДМ-2483 [8] и А, В и С американо-экспедиции DOMES [26]. В Гватемальской котловине подобные исследования практически отсутствовали.

Дополнительные исследования в районе, включая и Гватемальскую котловину, были проведены в 1988 г. в 41-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" (экспедиция ДМ-41, под руководством А.Г.Розанова при участии автора). Донные осадки отбирал отряд под руководством В.Н.Свальнова, Е.А.Контаря и Н.С.Скорняковой. Стратиграфия осадков по микропалеонтологическим данным выполнена С.Б.Кругликовой и В.В.Мухиной под руководством М.С.Бараша. По мазкам автор уточнил литологический состав всех изученных проб. Химические анализы выполнены в лаборатории геологии Атлантики Атлантического отделения ИО АН (Калининград) Н.Г.Кудрявцевым, В.А.Кравцовым, Т.В.Фирсовой и Г.С.Хандрос. CO_2 и $\text{C}_{\text{орг}}$ определялись объемным методом на анализаторе АН-7629, $\text{SiO}_2(\text{ам})$ — химическим методом в содовых вытяжках, Р — колориметрическим методом. Часть определений CaCO_3 выполнена непосредственно в экспедиции Н.В.Осадчей, а часть определений Fe и Mn — в колонках Н.Н.Завадской.

Типы осадков. Типы осадков в данном районе Тихого океана изучались многими исследователями, но наиболее полные карты были опубликованы в работах [2, 3, 5, 8, 16]. Автор учел эти карты, использовал данные [17], а также использовал классификации, принятые в ИОАН [3, 16], при составлении схемы распределения донных осадков (фиг. 2).

Миопелагические глины залегают на севере района. Это коричневые или бурые илы мягкой консистенции с многочисленными ЖМК (см. фиг. 2, 2). Содержание CaCO_3 в глинах обычно $< 1\%$, $\text{SiO}_2(\text{ам})$ — 1–2, $\text{C}_{\text{орг}}$ 0,10–0,25, Р — 0,10–0,15%. Глины слабомарганцовистые (0,37–1,47% Mn), содержат Fe 5,29–6,35%.

К югу миопелагические глины переходят в коричневые слабокремнистые пелагические глины с диатомеями и радиоляриями. Содержание в них $\text{SiO}_2(\text{ам})$, по данным химических определений в содовых вытяжках, находится в пределах 5,0–7,7%. Если учесть, что химические анализы занижают (примерно в 1,6 раза) истинное содержание биогенного кремнезема, то на самом деле содержание $\text{SiO}_2(\text{ам})$ в слабокремнистых миопелагических глинах будет колебаться в пределах 8,0–12%. Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в этих илах обычно составляет 0,20–0,35% (в некоторых случаях 0,11–0,20), фосфор 0,09–0,24, железо 3,78–5,80, марганец 0,18–1,40%. Следовательно, слабокремнистые илы, как и миопелагические глины, слабомарганцовистые. Южнее слабокремнистых миопелагических глин на глубинах менее 4400 м распространены кокколито-фораминиферовые илы с содержанием CaCO_3 50–72%. Эти же осадки залегают на ВТП. От миопелагических глин кокколито-фораминиферовые илы отделены узкой полосой переходных кремнисто-мергелистых глин¹ с содержанием CaCO_3 10–50% и $\text{SiO}_2(\text{ам})$ 5–12%. В кокколито-фораминиферовых илах содержится $\text{SiO}_2(\text{ам})$ от 3,28 до 5,25%, $\text{C}_{\text{орг}}$ от 0,2 до 0,65, Fe до 5,96 и Mn 2,72% (после пересчета на бескарбонатно-бескремнистое вещество Fe 13,5, Mn 6,5%), Р 0,05–0,12%.

К востоку от ВТП распространены гемипелагические (пятнистые или зеленовато-серые) илы. В районе у Калифорнийского залива это терригенные осадки с содержанием CaCO_3 1–10%, $\text{SiO}_2(\text{ам})$ 1,0–3,7, $\text{C}_{\text{орг}}$ 1,0–2,11, Fe 3,68–9,66 и Mn 0,03–1,48%. В Гватемальской котловине гемипелагические илы иногда являются слабокремнистыми ($\text{SiO}_2(\text{ам})$ 4,9–7,40%, а с учетом коэффициента 1,6 кремнистость составляет 7,8–11,8%). Они содержат CaCO_3 0,0–30%, $\text{C}_{\text{орг}}$ 0,96–1,92, Р 0,03–0,04, Fe 3,18–5,98, Mn 0,26–4,20%.

¹ На фиг. 2 из-за мелкого масштаба они не показаны.

Таблица 1

Содержание некоторых компонентов и элементов в четвертичных эвпелагических глинах полигона I (Тихий океан), %

Горизонт, см	CaCO ₃	C _{орг}	Fe	Mn	P	SiO ₂ (ам)
<i>Ст. ДМ-3830-15 (глуб. 4975 м, 10° 01' 4 с.ш., 140° 09' з.д.)</i>						
0–2,5	3,5	0,44	4,37	0,26	0,26	6,2
2,5–5	< 3	0,41	4,35	0,19	0,22	6,7
5–7,2	< 3	0,39	4,46	0,18	0,21	6,7
7,5–10	< 3	0,44	4,35	0,15	0,20	6,2
10–12,5	< 3	0,33	3,84	0,18	0,19	6,2
<i>Ст. ДМ-3830-18 (глуб. 4930 м, 10° 00' 0 с.ш., 139° 55' 2 з.д.)</i>						
0–2	< 2,0	0,27	4,43	0,33	0,39	3,4
1–6	1,25	0,32	4,80	0,42	–	–
2–5	< 2,0	0,27	4,27	0,42	0,37	3,4
10–15	< 2,0	0,16	4,53	0,18	0,33	4,4
15–18	< 2,0	0,37	4,75	0,95	0,39	3,7

Таблица 2

Содержание некоторых химических компонентов и элементов в илах северной части ВТП, %

Горизонт, см	CaCO ₃	C _{орг}	Fe	Mn	P	SiO ₂ (ам)
<i>Ил кокколито-фораминиферовый, слабомарганцовистый, светло-коричневый</i> (ст. ДМ-3845, глуб. 2850 м, 7° 36' 7 с.ш., 102° 47' 1 з.д.)						
0–5	65,0	3,45	2,59	0,51	0,05	3,2
5–10	68,0	3,29	2,48	0,48	0,06	2,8
15–20	63,0	3,11	3,15	0,66	0,06	3,0
40–48	62,0	2,74	2,74	0,71	0,06	2,6
<i>Ил пелагический, известково-глинистый, слаборадиоляриевый, коричневый</i> (ст. ДМ-3847, глуб. 3350 м, 7° 25' 2 с.ш., 100° 34' 0 з.д.)						
0–1	22,2	0,65	–	–	0,12	6,2
1–2	23,0	0,69	4,22	1,34	0,11	6,0
2–5	28,9	0,66	–	–	0,11	5,8
5–10	30,8	0,65	–	–	0,11	5,5
10–12	34,7	0,75	–	–	0,10	5,3
12–15	30,8	0,35	–	–	0,10	5,3

В центре Гватемальской котловины у восточного фланга ВТП распространены слабоскремнистые миоэпелагические глины темно-бурого цвета. Они содержат CaCO₃ от 0,0 до 13,7%, SiO₂ (ам) 4,40–5,60% (с учетом коэффициента 1,6–7,7–9,0%, C_{орг} 0,28–0,96%, P 0,06–0,30%, Fe 4,18–7,48% и Mn 2,28–6,66%. Таким образом, данные глины отличаются от миоэпелагических слабоскремнистых глин (радиоляриево-глинистых илов) открытой части Тихого океана (к западу от ВТП) заметно большими содержаниями C_{орг} и, особенно, марганца (табл. 1–3). Это, пожалуй, наиболее марганцовистые миоэпелагические глины во всем Тихом океане. От гемипелагических пятнистых и зеленовато-серых терригенных слабоскремнистых илов Гватемальской котловины, в которые они фациально постепенно переходят, отличаются окисленностью (Eh плюс 400 ÷ 600 мВ, данные А.Г. Розанова), темным бурым цветом, наличием большого

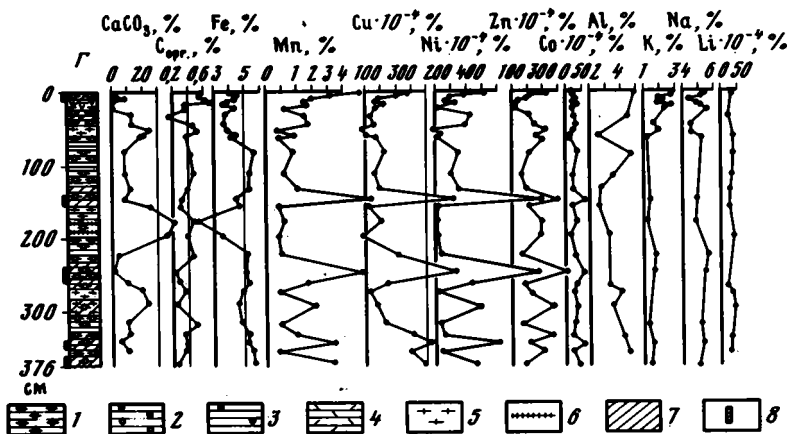
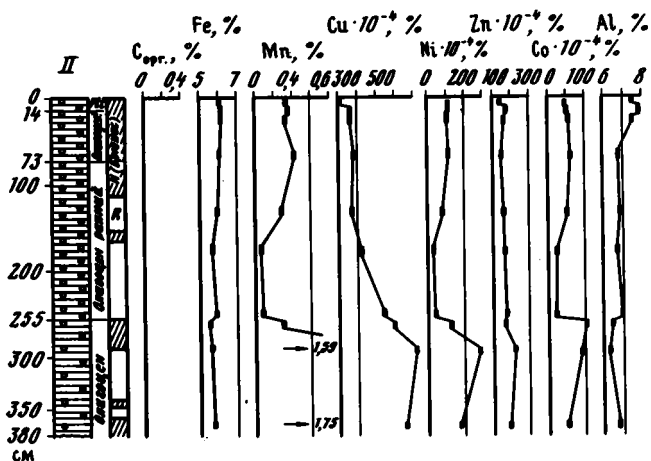
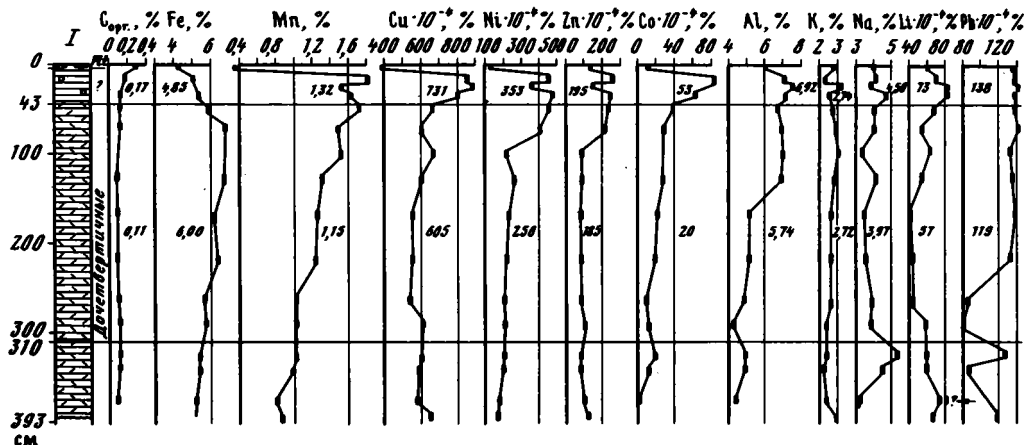
**Содержание некоторых химических элементов и компонентов в позднечетвертичных
(в основном в голоценовых) илах Гватемальской котловины, %**

Горизонт, см	CaCO ₃	SiO ₂ (ам)	Сорг	Fe	Mn	P
<i>Ил миоцеллагический, глинистый, слаборадиоляриевый, слабомарганцовистый, бурый</i> (ст. ДМ-3849, глуб. 3690 м, 6° 48' 3 с.ш., 94° 16' 53" з.д.)						
0-1	< 2,0	—	0,54	—	—	0,18
0-2	< 2,0	—	—	6,11	2,06	—
2-5	8,1	—	0,58	—	—	0,45
5-10	10,1	—	0,51	6,03	1,38	0,14
10-15	7,0	—	0,58	—	—	0,13
15-19	6,0	—	0,45	5,85	1,20	0,12
<i>Ил миоцеллагический, глинистый, слаборадиоляриевый, слабомарганцовистый и марганцовистый, бурый</i> (ст. ДМ-3852, глуб. 3580 м, 6° 32' 8 с.ш., 92° 47' 3 з.д.)						
0-2	< 1,0	6,80	0,52	4,80	2,33	0,10
2-5	< 1,0	5,29	0,56	4,69	4,96	0,11
5-8	< 1,0	4,85	0,49	4,61	2,58	0,10
8-12	3,0	5,00	0,46	4,59	8,70	0,10
12-15	11,1	4,75	0,47	4,35	4,80	0,10
15-18	14,11	—	0,71	4,24	4,66	0,11
18-21	15,10	—	0,81	4,29	3,75	0,11
<i>Ил миоцеллагический глинистый, слаборадиоляриевый, слабомарганцовистый и марганцовистый, бурый</i> (ст. ДМ-3862, глуб. 3735 м, 5° 45' 8 с.ш., 92° 03' 13" з.д.)						
0-3	9,6	6,20	0,28	4,76	2,29	0,30
3-6	13,5	4,90	0,28	4,64	7,20	0,18
6-10	18,3	5,30	0,67	4,80	2,34	0,18
10-15	21,2	—	0,62	3,77	2,20	0,12
15-19	25,1	—	0,58	3,64	1,90	0,13
<i>Ил гемипелагический, глинистый, слаборадиоляриевый, серый</i> (ст. ДМ-3900, глуб. 4125 м, 12° 16' 8 с.ш., 96° 06' Г з.д.)						
0-1	< 1,0	5,00	1,63	4,02	2,40	0,29
1-5	< 1,0	—	1,31	—	—	0,05
5-9	< 1,0	—	1,54	—	—	0,04
9-14	< 1,0	—	1,59	—	—	0,04
14-18	< 1,0	—	1,46	—	—	0,04
18-20	< 1,0	—	1,47	—	—	0,04

Фиг. 3. Распределение химических элементов и компонентов в толще донных осадков полигонов I (ст. ДМ-41-3830-28, глубина 4940 м), II (ст. ДМ-41-3833-5, глубина 4910 м) и Г (ст. ДМ-41-3850-51, глубина 3660 м)

Возраст дан по микропалеонтологическим данным (В.В. Мухина и С.Б. Кругликова), возраст по палеомагнитным данным определен Ю.Ю. Ивановым (N, R — соответственно нормальная и обратная намагниченность). На полигоне Г возраст осадков четвертичный.

Типы осадков: 1 — миоцеллагические глины, коричневые слабокремнистые (SiO₂(ам) 5-10 или 10-15% биогенных кремнистых остатков); 2 — те же глины, но с меньшим (~5%) количеством кремнистых остатков; 3 — те же глины, но с небольшим (SiO₂(ам) ~ 3%) количеством кремнистых остатков плохой сохранности; 4 — эвпелагические глины, бурые с цеолитами; 5 — миоцеллагические глины слабоизвестковые (CaCO₃ 10-20%, кокколлиты, фораминиферы), бурые; 6 — те же глины, но с большим количеством кокколлитов и фораминифер (CaCO₃ 30-50%); 7 — слабомарганцовистые (Mn 1-3%) осадки; 8 — марганцовистые (Mn 3-6%) осадки



Фиг. 3

Содержание некоторых компонентов и элементов в четвертичных пелагических илах полигона Г, %

(ст. ДМ-3883, глуб. 3610 м, 6° 30' 1 с.ш., 93° 00' 1 з.д., ил миопелагический, слаборадиоляриевый, слабомарганцевистый, бурый)

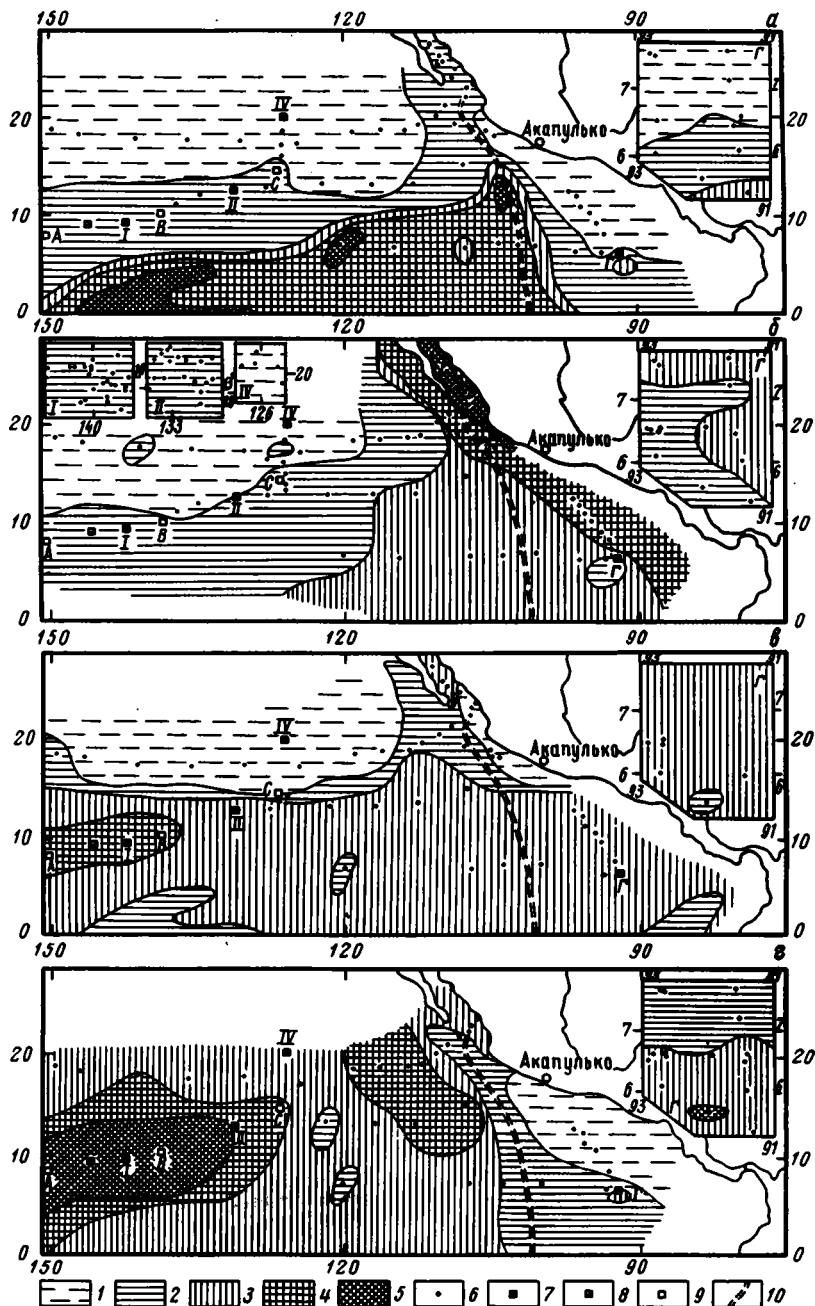
Горизонт, см	CaCO ₃	Сорг	Fe	Mn	Cu	Zn	Ni	Co	Li	Rb
5–15	12,1	0,25	3,85	4,60	423	456	360	55	42	35
18–23	13,8	0,75	4,24	2,22	316	379	249	59	40	38
30–35	19,8	0,30	3,30	1,64	310	316	245	44	40	48
44–49	< 1,0	0,17	3,01	1,23	169	183	146	22	34	64
49–54	< 1,0	0,11	3,36	3,68	410	346	369	33	42	64
54–58	< 1,0	0,11	4,70	3,27	447	355	391	52	40	50
63–67	< 1,0	0,18	5,35	3,03	441	316	408	55	42	40
84–87	< 1,0	0,24	6,73	2,03	419	331	360	59	50	42
92–96	< 1,0	0,26	6,73	1,73	374	336	373	52	60	44
108–112	5,4	0,41	5,61	3,35	569	413	627	81	48	40
130–135	14,8	0,78	4,50	0,65	267	357	249	37	44	35
315–320	19,8	0,18	3,39	1,76	243	357	369	48	42	40
325–330	27,6	0,70	3,39	0,38	163	360	215	55	48	35
395–400	11,8	0,38	4,90	–	377	360	339	66	50	37

количества крупных (до 10–12 см) круглых ЖМК, а также марганцевых микроконкреций.

На полигонах *I* и *II* во многих местах голоценовые, а иногда и плейстоценовые осадки отсутствуют. Здесь на поверхность дна выходят более древние илы, возрастом вплоть до раннего олигоцена (фиг. 3). Четвертичные осадки представлены либо цеолитовыми эвпелагическими глинами, либо слабоскремнистыми и кремнистыми (радиоляриево-глинистыми) илами (SiO₂(ам) 5–15%). Эти илы заметно обогащены Fe, Mn, а иногда и микроэлементами (Cu и Ni). В Гватемальской котловине колонками были вскрыты лишь четвертичные слабоскремнистые (слабодиаминово-радиоляриевые) илы. На полигоне *Г* они чаще всего содержат Mn от 0,5 до 5% (см. ст. ДМ-41-3850, -51 на фиг. 3, а также табл. 4). Экстремумы Mn сопровождаются такими же экстремумами Cu, Ni и Zn.

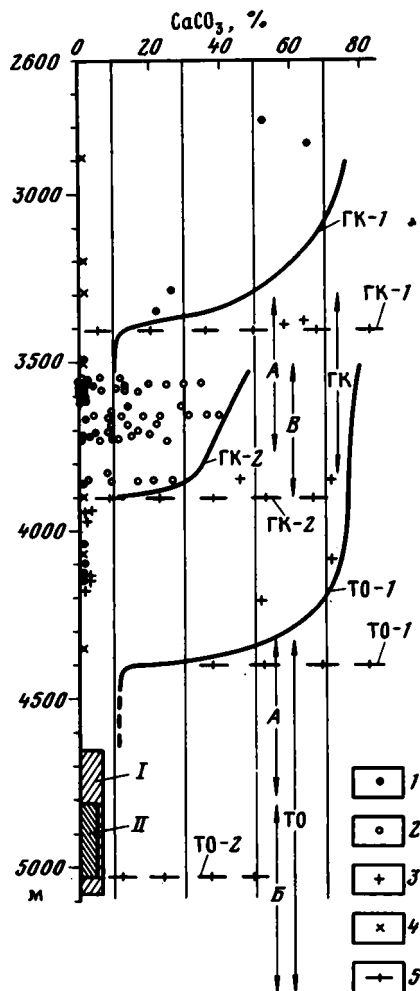
Карбонат кальция и положение критической глубины карбоната накопления (КГК). В верхнем слое осадков (0–3 см) содержится CaCO₃ от 0,0 до 85,6%. Однако если отбросить выходы на поверхность дна древних (миоценовых и олигоценовых) осадков, которые были встречены на полигонах *I* и *II*, то пределы сузятся до 0,0–71,3% (фиг. 4). Карбонаты представлены исключительно CaCO₃. Как показали дифрактометрические анализы, это преимущественно низкомагнезиальный кальцит. Содержание Ca (он, а также Mg были определены методом атомной абсорбции) находится в тесной зависимости от CO₂. Содержание Mg в фораминиферовых илах обычно колеблется в пределах 0,28–1,00%, в то время как в миопелагических глинах и пелагических слабоскремнистых илах этот элемент составляет 1,08–2,64%.

В голоценовых и позднелейстоценовых осадках CaCO₃ по площади дна распределен в строгой зависимости от современного положения КГК и рельефа дна: там, где КГК находится ниже поверхности дна, карбонатов много, где выше — мало CaCO₃ (< 10%). Как известно, в Тихом океане на максимально низком (500 м) уровне КГК находится в центральной части экваториальной зоны [9, 19, 20]. По мере продвижения на восток КГК смещается на меньшие глубины [9, 16, 24]: в западной части провинции Кларин — Клиппертон — на 4900–4800 м, в районе полигонов *A* и *B* экспедиции DOMES (см. фиг. 1) — на 4400 м, в восточной части провинции Кларин — Клиппертон — на 3600–3500 м.



Фиг. 4. Схемы распределения CaCO_3 (а), Sorг (б), $\text{SiO}_2(\text{ам})$ (в) и P (г) в верхнем слое (0–3 см) донных осадков

1–5 – содержания, %: CaCO_3 (1 – < 1; 2 – 1–10; 3 – 10–50; 4 – 50–70; 5 – 70–85); Sorг (1 – < 0,25; 2 – 0,25–0,50; 3 – 0,50–1,0; 4 – 1–2; 5 – > 2); $\text{SiO}_2(\text{ам})$ (1 – < 2; 2 – 2–5; 3 – 5–10; 4 – > 10); P (1 – < 0,05; 2 – 0,05–0,1; 3 – 0,1–0,15; 4 – 0,15–0,20; 5 – 0,2–0,3); 6 – станции; 7–9 – полигоны экспедиций соответственно ДМ-41, DOMES и ДМ-2483; 10 – гребень ВТП; Г – полигон в Гватемальской котловине; I, II, IV и Г – полигоны экспедиции ДМ-41



Фиг. 5. Положение критической глубины карбоната накопления (КГК) в северной восточно-экваториальной части Тихого океана 1-4 - пробы осадков: 1 - Гватемальская котловина (слой 0-3 см, преимущественно поздний голоцен); 2 - то же, слой 25-400 см (плейстоцен); 3 - открытая часть Тихого океана (западнее ВТП); 4 - пробы экспедиции ДМ-9 (см. фиг. 2), слой 0-3 см; 5 - положение КГК: ГК - Гватемальская котловина (ГК-1 - для голоцена, ГК-2 - для отдельных этапов плейстоцена); ТО - Тихий океан западнее ВТП (ТО-1 - для голоцена, ТО-2 - для олигоцена); I и II - скопление проб на полигонах I и II. Вертикальными стрелками показаны наиболее благоприятные глубины для быстрого роста ЖМК; ГК - в Гватемальской котловине (А - в голоцене, В - в плейстоцене); ТО - открытая часть Тихого океана западнее ВТП (А - в голоцене, В - в олигоцене). Кривыми околонуны площади распределения проб

С целью уточнения положения уровня КГК в изучаемом нами районе были построены графики зависимости содержаний CaCO_3 от глубины (фиг. 5). Для голоцена уровень КГК в районе западнее ВТП действительно находится на глубине 4400 м. Так что наличие большого поля карбонатных осадков ($> 50\% \text{CaCO}_3$) на западном фланге ВТП, а также в районе экватора (140° в.д.) обусловлено глубинами меньше критических (для CaCO_3). Узкая полоса его содержа-

ний 10–50% совпадает с уступом в рельефе дна, обусловленным разломом Клиппертон [14].

Положение КГК для восточного фланга ВТП и для Гватемальской котловины оказалось на 1000 м выше, чем для западного фланга ВТП, и равно 3400 м (см. фиг. 5).

На полигонах *I* и *II* дночерпателями и трубками были подняты олигоценовые, миоценовые и плейстоценовые осадки. Они представлены преимущественно эвпелагическими (с цеолитами) и миопелагическими (с радиоляриями и диатомеями) глинами. Но в девяти станциях на поверхности дна, реже на глубине 1–2 м от его поверхности, обнаружены пелагические нанопланктонные (в основном дискоастровые) илы. Содержание в них CaCO_3 колеблется в пределах 80–90%, $\text{C}_{\text{орг}}$ – 0,1–0,2%. Диапазон глубин распределения дочетвертичных наноиллов составляет 4700–4950 м. В таком же диапазоне глубин залегают также олигоценовые и миоценовые пелагические глины, содержащие CaCO_3 менее 1–3%. Это свидетельствует о том, что уровень КГК в период с 37 до 5 млн. лет назад в районе полигонов *I* и *II* колебался как минимум в пределах 500 м.

Однако олигоценовые и миоценовые наноиллы первоначально накапливались не на тех глубинах, на которых они в настоящее время залегают, а примерно на 500 м меньших. Этот вывод вытекает из того факта, что в соответствии с теорией тектоники литосферных плит участок дна в районе полигона *II* в момент отложения наноиллов находился где-то на фланге древнего ВТП с глубинами около 4100–4400 м. За 35–30 млн. лет, прошедших с тех пор, этот участок дна заметно переместился на север и "отъехал" от ВТП на значительное расстояние, пока не оказался на том месте, где в настоящее время находится. По мере передвижения, согласно кривой Склейтера, он погружался. Разность между первоначальной (когда накапливались олигоценовые наноиллы) и современной (где в настоящее время находится полигон *II*) глубинами, по нашим предположениям, составляет около 500–600 м. По литературным данным [10, 27], 37–30 млн. лет назад уровень КГК в экваториальной части Тихого океана (севернее 4° с.ш.) находился на 4200–4300 м, а между 3° с.ш. и 3° ю.ш. – на 4800–5000 м [10], т.е. примерно на таких же глубинах, как и в настоящее время.

Ранее миоценовые илы (возраст примерно 19–18 млн. лет), обнаруженные на полигоне *II*, накапливались на несколько больших глубинах по сравнению с олигоценовыми илами этого же полигона, так как за 10 млн. лет (разница между возрастом осадков) участок полигона *II* заметно отъехал от ВТП и оказался на несколько больших глубинах. Однако эти глубины в момент накопления наноиллов не были больше критических.

Таким образом, в экваториальной части Тихого океана как в настоящее время, так и в геологическом прошлом наблюдалось повышение уровня КГК при переходе от центральных областей Тихого океана на восток, к подножию материкового склона Северной и Центральной Америк. В настоящее время эта разность составляет 1600 м. Если же брать экваториальную часть всего Мирового океана, то эта разность для современного этапа будет составлять 2500–2600 м: в котловинах Зеленого Мыса и Северо-Американской в Атлантическом океане КГК находится на 5900–6000 м [14], в Гватемальской котловине – 3400 м.

В четвертичном разрезе осадков ВТП и Гватемальской котловине тоже обнаружены заметные вариации (карбонатные циклы) в содержаниях CaCO_3 – (см. табл. 4, фиг. 3). В плейстоценовых илах содержание этого компонента колеблется в пределах от 1 до 50%. Все это подтверждает выводы о том, что уровень КГК в экваториальной части Тихого океана зависит не только от географической долготы [10, 20, 21] (уменьшение глубины с запада на восток), но и от цикличности изменения климата и, очевидно, изменения свойств водной среды [10, 22, 23].

Аморфный кремнезем. В верхнем слое (0–3 см) осадков содержится $\text{SiO}_2(\text{ам})$ от 1,3 до 7,7%, что с учетом коэффициента 1,6 (примерно в 1,6 раза занижаются результаты из-за неполного разложения кремнистых остатков, прежде всего толстостенных радиолярий) составляет 2,1–12,3%. В распределении $\text{SiO}_2(\text{ам})$ четко прослеживается широтная зональность, что было известно и ранее [12, 13]. Бескремнистые ($\text{SiO}_2(\text{ам}) < 3\%$) глины, залегающие на севере района, сменяются слабоскремнистыми на широте примерно 15° с.ш. На полигоне С среднее содержание равно 1,8%, на полигонах В и А – 11,0 и 10,8% соответственно (правда, эти данные получены не методом прямого химического определения $\text{SiO}_2(\text{ам})$, а путем расчета по содержанию кремнистых остатков в донных отложениях). Напомним, что ранее в восточной части экваториального пояса кремнезема в Тихом океане были определены примерно такие же (5–10%) количества $\text{SiO}_2(\text{ам})$ [13]. Таким образом, в изученном нами районе осадки в пересчете на бескарбонатное вещество обычно содержат 5–10% аморфного кремнезема. Следовательно, это не кремнистые пелагические илы. Поэтому неправильно называть эти илы радиоляриевыми или глинисто-радиоляриевыми. Утверждение В.Н. Свальнова [18], что средняя величина аморфного кремнезема составляет 60% в радиоляриевых осадках, 28 – радиоляриево-глинистых, 32 – в радиоляриево-слабоизвестковых (CaCO_3 до 30%) и 31% – в кокколито-радиоляриевых (CaCO_3 до 50%) не соответствует нашим данным, а также данным других авторов [12, 13, 15, 26]. Данные В.Н. Свальнова получены путем подсчета кремнистых частиц в мазках. А эти данные, как правило, являются сильно завышенными.

Слабоскремнистыми можно назвать лишь осадки полигонов А, В и I, содержащие (с учетом коэффициента 1,6) $\text{SiO}_2(\text{ам})$ 10–15% (см. фиг. 4). Типично кремнистые (радиоляриевые) осадки распространены лишь в районе экватора (150° в.д.): в них обнаружено $\text{SiO}_2(\text{ам})$ до 25,2–37,6% [12].

Кремнистые остатки в четвертичных илах на полигонах I и II представлены преимущественно остатками диатомей (в основном *Pseudoeunotia doliolus*). В меньших количествах содержатся современные радиолярии (*Gollosphaera tuberosa*), а также переотложенные миоцен-плиоценовые радиолярии. В сепарационных пробах водной взвеси изучаемого района (слой 5–7 м) среди диатомей чаще всего встречались *Thalassionema nitzschioides* (доминирует), *Th. sp.*, *Coscinodiscus nodulifer*, *Nitzschia bicipitata*, *Rhisolenia styliformis* и *Pseudoeunotia doliolus* (определения В.В. Мухиной). Всего во взвеси района было встречено 25 видов диатомей, относящихся к 16 родам, а также два вида силикофлагеллят. Остатки этих же видов встречаются и в донных осадках.

Количество биогенных кремнистых остатков с увеличением глубины в осадке несколько убывает. Эта тенденция для осадков Тихого океана была подчеркнута ранее [26].

Подсчет кремнистых частиц, выполненный нами при изучении мазков, а также послойное определение $\text{SiO}_2(\text{ам})$ в дночерпательных пробах (слой 0–20 см) в основном подтверждают этот вывод (см. табл. 2, 3). В раннемиоценовых мио-пелагических глинах полигона (ст. ДМ-3830-4, глубина 4890 м) обнаружено $\text{SiO}_2(\text{ам})$ 0,29–0,43%, т.е. в 10–15 раз меньше, чем в плейстоценовых илах этого же района. В олигоценовых осадках $\text{SiO}_2(\text{ам})$ химически не определялся. Судя по данным изучения мазков в олигоценовых пелагических глинах и кокколитовых илах, содержание кремнистых остатков (радиолярии, скелеты диатомовых водорослей) чаще всего не превышает 5–10% от осадка.

Органический углерод. В верхнем слое осадков изученного района найдено $\text{C}_{\text{орг}}$ от 0,12 до 1,92%. Лишь в пробе фораминиферовых илов с гребня ВТП (ст. ДМ-3845, глубина 2850 м) обнаружено 3,45%. Содержания $> 2\%$ (в одной пробе до 7,8%) приурочены к Калифорнийскому заливу.

Рассмотрение карты (см. фиг. 4) и данных табл. 5 позволяет сделать два не-

Содержание $C_{орг}$ в донных осадках, %

Станция, полигон	Глубина, м	Горизонт, см	Возраст	Сорг, %	
				пределы	среднее
I. Верхний слой осадков					
IV	4555-4750	0-3	Q _{IV}	0,11-0,17	0,14
II	4810-5030	0-3	Q _{IV} -III	0,30-0,40	0,37
I	4650-5080	0-3	Q _{IV} -III	0,23-0,46	0,33
Г		0-3	Q _{IV}	0,22-0,96	0,50
II. Плейстоценовые илы (глины)					
а. Гватемальская котловина					
ДМ-3899	4095	42-47	Plt	3,00	-
ДМ-3897	3960	10-400	"	0,30-2,89	-
ДМ-3892	3825	42-47	"	2,68	-
ДМ-3863 (полигон Г)	3700	10-400	"	0,19-0,48	-
Г (полигон в целом)	3490-3861	10-500	"	0,15-1,0	0,30
б. ВТП					
ДМ-3845	2850	0-120	"	2,63-3,68	-
Весь профиль ВТП	2850-4090	10-400	"	-	0,30
в. Район между полигонами I и II					
ДМ-3832	4887	0-25	HI-Plt	0,10-0,27	-
		25-510	Plt	0,10-0,17	-
ДМ-3831	5015	0-30	HI-Plt	0,19-0,29	-
		40-345	Plt	0,15-0,19	-
III. Дочетвертичные (миоценовые и олигоценовые) наои́лы и пелагические глины					
ДМ-3830-28 (полигон I)	4940	10-43	N	0,10-0,17	0,13
		44-375	"	0,08-0,12	0,10
ДМ-3840-43 (полигон I)	5040	43-300	"	0,04-0,10	0,08
ДМ-3833-14	5046	20-400	P ₃	0,10-0,15	0,12

сомненных вывода. Во-первых, по мере продвижения от шельфа в сторону открытого океана содержания $C_{орг}$ уменьшаются, причем наиболее резко в полосе 15-20° с.ш., т.е. уже за пределами высокопродуктивной экваториальной зоны. Южнее ареалы содержаний $C_{орг}$ 1-0,5 и 0,5-0,25% растянуты вдоль экватора. Во-вторых, в открытом океане (за пределами материкового склона Калифорнии и западнее ВТП) содержания $C_{орг}$ увеличиваются с севера (20° с.ш.) на юг (10° с.ш.).

Данные табл. 1-5 показывают, что ни в верхнем слое (0-20 см), ни во всей толще четвертичных осадков явного уменьшения содержаний $C_{орг}$ вниз по вертикали не происходит. Следовательно, после захоронения ОВ (уже на глубине 1-2 см) активный его распад прекращается. Наблюдающиеся обычно незначительные изменения содержаний $C_{орг}$ в колонках осадков вызваны, очевидно, изменениями климата и свойств водной среды (а возможно, и времени экспозиции ОВ на поверхности дна или скоростями седиментации). Такие изменения,

Распределение фосфора в осадках колонок, %

Станция	Глубина, м	Горизонт, см	Тип осадка	Возраст	P
Полигон I					
ДМ-3830-28	4940	0-4	Слабокремни- стый пелагиче- ский ил	Plt	0,42
		10-43	Миопелагиче- ская глина	N	0,43-0,46
		44-375	Эвпелагиче- ская глина	"	0,29-0,48
ДМ-3830-43	5040	0-43	Слабокремни- стый пелагиче- ский ил	Plt	0,29-0,36
		44-295	Миопелагиче- ская глина	N ₁	0,24-0,36
ДМ-3832	4887	0-25	Слабокремни- стый пелагиче- ский ил	Plt	0,07-0,11
Полигон II					
ДМ-3833-5	4910	0-14	То же	Q	0,09
		15-255	Миопелагиче- ская глина	P ₂	0,09-0,18
		256-380	Эвпелагиче- ская глина	"	0,20-0,23
ДМ-3833-14	5046	0-25	Слабокремни- стый пелагиче- ский ил	Q	0,09-0,10
		25-400	Миопелагиче- ская глина	P ₁	0,10-0,45
ДМ-3833-22	4760	0-13	Слабокремни- стый пелагиче- ский ил	Plt	0,21
		14-71	Миопелагиче- ская глина	N ₁	0,32-0,42
		71-153	Кокколитовый и радиоляриево- кокколитовый ил	"	0,08-0,24
Разрез через ВТП					
ДМ-3836	4210	0-372	Кокколитово- фораминиферо- вый и слабоиз- вестковый глини- стый ил	Q	0,06-0,19
ДМ-3839	3850	0-408	То же	"	0,08-0,16
ДМ-3846	3280	0-270	Известково-гли- нистый ил	"	0,08-0,10
Гватемальская котловина					
ДМ-3850	3660	10-376	Миопелагиче- ская слабокрем- нистая, иногда слабоизвестковая глина	"	0,04-0,12

как известно, особенно характерны для четвертичного периода. Кардинальные же изменения процессов поступления и накопления ОВ в плейстоцене по сравнению с поздним голоценом в изучаемом районе не происходили.

В дочетвертичных наноилах и пелагических глинах содержания $C_{орг}$ значительно меньше (см. фиг. 3, табл. 5), чем в четвертичных осадках тех же районов. Это позволяет сделать два предположения: 1) в миоцене и олигоцене биопродуктивность верхнего слоя вод была меньше, чем в настоящее время; 2) 18–35 млн. лет (возраст этих осадков) достаточно было для того, чтобы значительная часть захороненного ОВ распалась в процессе диагенеза. Возможно, что оба этих обстоятельства повлияли на наличие в дочетвертичных осадках низких содержания $C_{орг}$.

Ф о с ф о р. В пробах сепарационной взвеси (слой 5–7 м) изученной нами области Тихого океана (18 проб) обнаружено от 0,12 до 0,420% (в среднем 0,25%) фосфора, а в верхнем слое донных осадков от 0,03 до 0,42%. Минимальные (0,03–0,04%) содержания характерны для гемипелагических илов Гватемальской котловины, максимальные (0,24–0,42%) — для илов полигона I (см. фиг. 4), т.е. для района с максимальными скоростями осадконакопления. Максимум содержания Р в илах связан с большим количеством в них костей и зубов рыб (чаще всего акул). Вблизи континента, где скорости осадконакопления высокие, зубов и костей очень мало и они совсем не обнаруживаются. Как и в пелагических областях Атлантического океана [6], фосфор здесь, очевидно, связан преимущественно с тонкодисперсными минералами. В колонках содержание Р достигает 0,48% (табл. 6), причем повышенные ($> 0,20\%$) содержания этого элемента обнаружены как в палеогеновых и неогеновых, так и в позднечетвертичных глинах. Большие количества фосфора характерны скорее всего для тех прослоев осадков, которые накапливались с минимальными скоростями. Однако заметное уменьшение содержания Р сверху вниз в позднечетвертичных глинах Гватемальской котловины (см. табл. 3) может быть связано и с частичным растворением фосфатных остатков по мере их захоронения.

* * *

Высокая биологическая продуктивность вод у западных берегов Северной и Центральной Америки обуславливает значительные содержания $C_{орг}$ в илах гемипелагической области океана, а высокая биологическая продуктивность вод в зоне экваториальной дивергенции — повышенные содержания органического вещества в осадках района экватора.

По данным изучения сепарационной взвеси, собранной нами в экспедиции ДМ-41, а также по ранее опубликованным сведениям [13] в изучаемой области вблизи экватора обнаружены резко повышенные концентрации взвеси, а также высокие относительные содержания в ней $C_{орг}$ (11,0–21,1%), $CaCO_3$ (10–30%) и $SiO_2 (ам)$ (5–15%). Взвесь, использованная в верхних слоях вод зоопланктоном и nekтоном в пищу и выброшенная обратно в воду в виде пеллет, с большой скоростью и, следовательно, в мало измененном виде [6, 13] падает на дно. Это подтверждается и сбором взвеси седиментационными ловушками, использованными нами на полигонах II и Г. В целом высокие содержания $CaCO_3$, $SiO_2 (ам)$ и $C_{орг}$ во взвеси верхних слоев вод как бы проектируется на дно. И следовательно, экваториальная, а для органического вещества — и приконтинентальная зоны высоких содержаний перчисленных биогенных компонентов во взвеси и в донных осадках практически совпадают.

В северной части Гватемальской котловины на одних и тех же глубинах (3500–3700 м) содержания $C_{орг}$ вблизи подножия материкового склона в 2–4 раза выше, чем вдали от него. Обусловлено это, во-первых, сильным влиянием прибрежного апвеллинга и отсутствием его в открытом океане, и, во-вто-

Распределение фосфора в осадках колонок, %

Станция	Глубина, м	Горизонт, см	Тип осадка	Возраст	P
<i>Полигон I</i>					
ДМ-3830-28	4940	0-4	Слабокремни- стый пелагиче- ский ил	Plt	0,42
		10-43	Миопелагиче- ская глина	N	0,43-0,46
		44-375	Эвпелагиче- ская глина	"	0,29-0,48
ДМ-3830-43	5040	0-43	Слабокремни- стый пелагиче- ский ил	Plt	0,29-0,36
		44-295	Миопелагиче- ская глина	N ₁	0,24-0,36
ДМ-3832	4887	0-25	Слабокремни- стый пелагиче- ский ил	Plt	0,07-0,11
<i>Полигон II</i>					
ДМ-3833-5	4910	0-14	То же	Q	0,09
		15-255	Миопелагиче- ская глина	P ₂	0,09-0,18
		256-380	Эвпелагиче- ская глина	"	0,20-0,23
ДМ-3833-14	5046	0-25	Слабокремни- стый пелагиче- ский ил	Q	0,09-0,10
		25-400	Миопелагиче- ская глина	P ₁	0,10-0,45
ДМ-3833-22	4760	0-13	Слабокремни- стый пелагиче- ский ил	Plt	0,21
		14-71	Миопелагиче- ская глина	N ₁	0,32-0,42
		71-153	Кокколитовый и радиоляриево- кокколитовый ил	"	0,08-0,24
<i>Разрез через ВТП</i>					
ДМ-3836	4210	0-372	Кокколитово- фораминиферо- вый и слабоиз- вестковый глини- стый ил	Q	0,06-0,19
ДМ-3839	3850	0-408	То же	"	0,08-0,16
ДМ-3846	3280	0-270	Известково-гли- нистый ил	"	0,08-0,10
<i>Гватемальская котловина</i>					
ДМ-3850	3660	10-376	Миопелагиче- ская слабокрем- нистая, иногда слабоизвестковая глина	"	0,04-0,12

как известно, особенно характерны для четвертичного периода. Кардинальные же изменения процессов поступления и накопления ОВ в плейстоцене по сравнению с поздним голоценом в изучаемом районе не происходили.

В дочетвертичных наноилах и пелагических глинах содержания $C_{орг}$ значительно меньше (см. фиг. 3, табл. 5), чем в четвертичных осадках тех же районов. Это позволяет сделать два предположения: 1) в миоцене и олигоцене биопродуктивность верхнего слоя вод была меньше, чем в настоящее время; 2) 18–35 млн. лет (возраст этих осадков) достаточно было для того, чтобы значительная часть захороненного ОВ распалась в процессе диагенеза. Возможно, что оба этих обстоятельства повлияли на наличие в дочетвертичных осадках низких содержания $C_{орг}$.

Ф о с ф о р. В пробах сепарационной взвеси (слой 5–7 м) изученной нами области Тихого океана (18 проб) обнаружено от 0,12 до 0,42% (в среднем 0,25%) фосфора, а в верхнем слое донных осадков от 0,03 до 0,42%. Минимальные (0,03–0,04%) содержания характерны для гемипелагических илов Гватемальской котловины, максимальные (0,24–0,42%) — для илов полигона I (см. фиг. 4), т.е. для района с максимальными скоростями осадконакопления. Максимум содержаний Р в илах связан с большим количеством в них костей и зубов рыб (чаще всего акул). Вблизи континента, где скорости осадконакопления высокие, зубов и костей очень мало и они совсем не обнаруживаются. Как и в пелагических областях Атлантического океана [6], фосфор здесь, очевидно, связан преимущественно с тонкодисперсными минералами. В колонках содержание Р достигает 0,48% (табл. 6), причем повышенные ($> 0,20\%$) содержания этого элемента обнаружены как в палеогеновых и неогеновых, так и в позднечетвертичных глинах. Большие количества фосфора характерны скорее всего для тех прослоев осадков, которые накапливались с минимальными скоростями. Однако заметное уменьшение содержаний Р сверху вниз в позднечетвертичных глинах Гватемальской котловины (см. табл. 3) может быть связано и с частичным растворением фосфатных остатков по мере их захоронения.

* * *

Высокая биологическая продуктивность вод у западных берегов Северной и Центральной Америки обуславливает значительные содержания $C_{орг}$ в илах гемипелагической области океана, а высокая биологическая продуктивность вод в зоне экваториальной дивергенции — повышенные содержания органического вещества в осадках района экватора.

По данным изучения сепарационной взвеси, собранной нами в экспедиции ДМ-41, а также по ранее опубликованным сведениям [13] в изучаемой области вблизи экватора обнаружены резко повышенные концентрации взвеси, а также высокие относительные содержания в ней $C_{орг}$ (11,0–21,1%), $CaCO_3$ (10–30%) и $SiO_2 (ам)$ (5–15%). Взвесь, использованная в верхних слоях вод зоопланктоном и nekтоном в пищу и выброшенная обратно в воду в виде пеллет, с большой скоростью и, следовательно, в мало измененном виде [6, 13] падает на дно. Это подтверждается и сбором взвеси седиментационными ловушками, использованными нами на полигонах II и Г. В целом высокие содержания $CaCO_3$, $SiO_2 (ам)$ и $C_{орг}$ во взвеси верхних слоев вод как бы проектируется на дно. И следовательно, экваториальная, а для органического вещества — и приконтинентальная зоны высоких содержаний перечисленных биогенных компонентов во взвеси и в донных осадках практически совпадают.

В северной части Гватемальской котловины на одних и тех же глубинах (3500–3700 м) содержания $C_{орг}$ вблизи подножия материкового склона в 2–4 раза выше, чем вдали от него. Обусловлено это, во-первых, сильным влиянием прибрежного апвеллинга и отсутствием его в открытом океане, и, во-вто-

рых, большими скоростями седиментации и благоприятными условиями захоронения органического вещества на дне у материкового склона. Уменьшение содержаний C_{org} в осадках одних и тех же глубин океана в сторону центральной области Гватемальской котловины определяет постепенный фациальный переход зелено-серых гемипелагических илов в бурые окисленные марганцовистые миопелагические илы (глины). Как те, так и другие могут содержать одинаковые количества $CaCO_3$ и $SiO_2 (am)$.

Распределение $SiO_2 (am)$ в большей степени находится в зависимости от климатической зональности: его количества увеличиваются с севера на юг — к экватору. Причем наибольший градиент возрастания содержаний $SiO_2 (am)$ наблюдается между 15 и 10° с.ш. Южнее находится экваториальная зона повышенного накопления аморфного кремнезема. Ее наличие связано с повышенной биологической продуктивностью в зоне экваториальной дивергенции [13].

Карбонат кальция в отличие от $SiO_2 (am)$ четко подчиняется законам вертикальной зональности, т.е. зависит от положения уровня КГК.

Придонные воды Тихого океана, как известно, формируются преимущественно в приантарктической области, откуда они в виде придонного слоя медленно продвигаются на север, пересекают экватор, затем перемещаются на северо-восток и восток, пока не попадают в северо-восточную приэкваториальную область Тихого океана [10, 13]. В связи с тем что они надежно изолированы от поверхностных вод и с ними не перемещиваются, в область наших исследований они приходят "старыми" и агрессивными [1]. Благодаря этому обстоятельству как в северной половине всего Тихого океана, так и в северной части района наших исследований, глубинные воды находятся в состоянии резкого недосыщения карбонатом кальция. В результате донные осадки пелагических областей океана глубже КГК почти полностью лишены $CaCO_3$ [12, 13].

Глубинная водная масса, характеризующаяся степенью насыщения кальцитом около 70–60% [1], распространяется, очевидно, до подножия материкового склона Калифорнии и западного фланга ВТП. Высокое положение уровня КГК в этих восточных районах Тихого океана по сравнению с его открытыми областями обуславливается интенсивным поступлением органического вещества на дно и его разложением на поверхности осадков. Дополнительные порции CO_2 , образующиеся в ходе этого процесса, поступают в придонные воды, увеличивая pCO_2 и тем самым смещая КГК на меньшие глубины.

"Старые" и агрессивные (антарктические) придонные воды, очевидно, не проникают в Гватемальскую котловину по двум причинам: 1) из-за ее отгороженности ВТП и 2) из-за малых глубин котловины (они на 600–700 м меньше, чем уровень КГК на восточном фланге ВТП). Следовательно, причины агрессивности придонных вод Гватемальской котловины должны быть другими, чем в области открытого океана восточнее ВТП.

Причинами очень глубокого положения КГК в центральной части экваториальной зоны Тихого океана (> 5000 м [20, 21]) являются высокая биологическая продуктивность вод и интенсивные темпы поступления биогенного материала (в том числе и карбонатного) на дно. Однако в Гватемальской котловине среднегодовая первичная продукция и темпы поступления биогенного материала на дно в несколько раз больше, чем в открытой части океана, в то время как уровень КГК на 1600 м выше, чем в центре океана. Таким образом, вдали от берегов проявляется прямая зависимость уровня КГК от первичной продукции, вблизи западных берегов Северной Америки — обратная. В чем причина такого парадокса? В приконтинентальной области Тихого океана, в отличие от центральных его областей, интенсивные процессы поступления на дно и разложения там органического вещества сопровождаются более интенсивным накоплением в воде агрессивного (по отношению к $CaCO_3$) CO_2 . Напомним, что именно в изучаемом нами районе выявлен максимальный вертикальный градиент pH и pCO_2 в верхней части промежуточного слоя вод — pH 0,2–0,4 и pCO_2 $2-5 \cdot 10^{-4}$ атм

[8]. В этом слое (200–1000 м) обнаружены минимальные значения pH ($< 7,7$) и O_2 (0,10–0,05 мл/л) и максимальные pCO_2 $((11–12) \cdot 10^{-4}$ атм) и ALK/CL ($> 0,128$).

Таким образом, агрессивное воздействие вод на карбонаты начинается уже в слое кислородного минимума (т.е. на материковом склоне). Особенно четко это проявляется под восточными вдольконтинентальными течениями [23].

Ниже слоя кислородного минимума, т.е. на глубинах 2000–3000 м pCO_2 уменьшается в среднем до $(5,6–6,4) \cdot 10^{-4}$ атм, а pH увеличивается до 7,90 [1, с. 115]. Следовательно, агрессивность вод несколько уменьшается, насыщение кальцитом возрастает до 90%. Глубже 3000 м агрессивность вод снова возрастает. Это возрастание обусловлено увеличением pCO_2 и понижением pH за счет CO_2 , поступающего в придонные воды при разложении ОВ, находящегося на поверхности дна. Очевидно, агрессивны по отношению к карбонатам и поровые воды. Все это, по нашему мнению, и обуславливает высокое положение уровня КГК в восточной части экваториальной зоны Тихого океана. Что касается Гватемальской котловины, то, на наш взгляд, еще два обстоятельства могут способствовать увеличению здесь агрессивности придонных вод: 1) слабый обмен (слабая вентиляция) глубинных вод из-за изолированности котловины от океана вулканическими хребтами и поднятиями и 2) поступлением сюда больших объемов гидротермального вещества (растворов, газов). Об этой интенсивности свидетельствуют не только прямые наблюдения за гидротермами [13, 15, 25], но и сильная обогащенность осадков Гватемальской котловины, ВТП и Калифорнийского залива марганцем, железом, медью, цинком и другими микроэлементами.

Для растворения известкового материала под воздействием агрессивных вод требуются месяцы и годы. Раковинки планктонных фораминифер, перемещенные нами в капроновые сети и опущенные с автоматическими станциями на дно на полигонах I и Г (ниже уровня КГК), за 36 и 11 дней соответственно лишь частично разрушились на кристаллиты, но не растворились. Следовательно, основная масса раковинок фораминифер и нанофлоры растворяется не в толще вод, а на дне, под агрессивным воздействием придонных и поровых вод, что вполне согласуется с литературными данными [21, 24].

Колебания уровня КГК в ходе эволюции океана в кайнозой – факт давно установленный [10, 20, 24]. Главная причина этих колебаний – изменение климата и палеоциркуляции вод. Карбонатные циклы в плейстоцене чаще всего имеют продолжительность 10–40 тыс. лет [5, 24], в палеогене и неогене – около 500 тыс. лет. Очевидно, цикличностью и объясняется накопление как кокколитовых илов, так и эв- и миопелагических глин в короткие промежутки времени в олигоцене и миоцене, обнаруженные практически в одних и тех же участках дна (полигоны I и II).

Распределение фосфора в донных осадках несколько иное, чем названных выше трех биогенных компонентов. Максимум его содержания в открытой части океана приурочен к участку дна с очень медленной или нулевой седиментацией. Именно здесь в верхней пленке осадков обнаружено наибольшее количество биогенных фосфатных остатков. Очевидно, повышенным накоплением таких же остатков объясняется наличие ареала высоких содержаний Р и в районе 10–20° с.ш., 110–120° в.д.

Особый интерес представляет вопрос о возможном влиянии на биогенную пелагическую седиментацию гидротермальной активности ВТП или даже трансформных разломов Клариян и Клиппертон, который то и дело возникает в публикациях разных авторов. Приведенные в статье материалы показывают, что все выявленные закономерности распределения биогенных компонентов в осадках объясняются экзогенными факторами, объединенными в понятия широтной (климатической), циркумконтинентальной и вертикальной зональностей осадконакопления. Дополнительная поставка биогенных элементов (прежде всего SiO_2) гидротермами никакого заметного влияния на биопродуктивность

не оказывает. Это и понятно, ибо гидротермы разгружаются в придонные воды на глубинах 2–3 км и более, а поступление любых вынесенных из недр или растворенных компонентов в зону фотосинтеза возможно только через систему вертикальной циркуляции вод (дивергенции, апвеллинги), которая в изучаемом нами районе Тихого океана практически отсутствует.

Не совсем ясен вопрос о возможном влиянии изменений (под воздействием гидротерм) физико-химических параметров (рН, $p\text{CO}_2$) придонных вод на растворение карбонатов, т.е. на положение КГК. Хотя, как было показано выше, резкий подъем КГК к востоку от ВТП вполне объясним усиленным накоплением ОВ из-за высокой биопродуктивности, в западной части Гватемальской котловины возможно и некоторое влияние гидротерм. Об этом как будто свидетельствует высокое батиметрическое положение КГК во всей восточной части Тихого океана, где биопродуктивность низкая (например, впадина Бауэр). Однако последнее можно объяснить и иначе — поступлением сюда "старых" и сильно трансформированных и обогащенных CO_2 придонных антарктических вод.

Во взвеси изученного нами района Тихого океана содержатся довольно заметные количества различных металлов (в том числе Fe, Mn, Cu, Ni и CO). С биогенным материалом они из верхних слоев вод поступают на дно и служат одним из источников рудного вещества в донных осадках при формировании железомарганцевых конкреций. Это, очевидно, служит одной из причин высокой концентрации ЖМК во всей экваториальной высокопродуктивной зоне Тихого океана [8, 26]. В областях, где в дополнение к этим биогенным источникам рудных компонентов добавляются еще и гидротермальные (Гватемальская котловина), ЖМК "растут" наиболее быстро: размеры конкреций, залегающих на плейстоценовых илах, в этой котловине достигают (в поперечнике) 10–12 см.

Список литературы

1. Алексин О.А., Ляхин Ю.И., Боговяленский А.Н., Иваненков В.Н. Карбонатная система // Океанология. Химия океана. Т. I. Химия вод океана. М.: Наука, 1979. С. 85–132.
2. Атлас океанов. Тихий океан. Карта 38–39: донные осадки. МО СССР и ВМФ. 1974.
3. Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков в современных водоемах // Тр. ИОАН СССР, 1960. Т. 32. С. 3–15.
4. Богдашов Ю.А., Лисицын А.П., Мигдисов А.А. и др. Генезис металлоносных осадков // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 248–253.
5. Емельянов Е.М. Седиментогенез в бассейне Атлантического океана / Под ред. Лисицына А.П. М.: Наука, 1982. 275 с.
6. Емельянов Е.М., Романкевич Е.А. Геохимия Атлантического океана. Органическое вещество и фосфор. М.: Наука, 1979. 220 с.
7. Железомарганцевые конкреции Тихого океана / Под ред. П.А. Безрукова. М.: Наука, 1976. 380 с.
8. Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана / Под ред. И.О. Мурдмаа, Н.С. Скорняковой // Тр. ИОАН СССР. 1986. Т. 122. С. 1–3407.
9. Иваненков В.Н. Карбонатная система // Химия Тихого океана. М.: Наука, 1966. С. 57–81.
10. Кеннет Д.П. Морская геология. Т. I, II. М.: Мир, 1987. Т. I. С. 1–382, Т. II. С. 1–337.
11. Кобленц-Мишке О.И. Первичная продукция // Биология океана. Т. I. М.: Наука, 1977. С. 62–64.
12. Лисицын А.П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью // Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 90–192.
13. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
14. Лисицын А.П., Емельянов Е.М., Ельцина Г.Н. Геохимия осадков Атлантического океана: Карбонаты и кремнезем. М.: Наука, 1977. 256 с.
15. Литология и геохимия осадков Тихого океана (трансoкеанский профиль) / Под ред. В.Н. Холодова. М.: Наука, 1979. С. 238.
16. Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.
17. Розанов А.Г., Волков И.И., Соколов В.С. и др. Окислительно-восстановительные процессы в осадках Калифорнийского залива и прилегающей части Тихого океана (соедине-

- ния железа и марганца) // Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976. С. 136–170.
18. Савальнов В.Н. Локальная изменчивость осадков, вмещающих железомарганцевые конкреции. Литология и стратиграфия // Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 36–68.
 19. Anderson J.J. Nutrient chemistry in the tropical North Pacific: DOMES sites A, B and C // Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province. N.Y.: Plenum Press, 1979. P. 113–162.
 20. Arrhenius G. Sediment cores from the East Pacific: Report Swedish Deep-sea Exped, 1947–1948. V. 5. № 1–4, 1952. P. 1–228.
 21. Berger W.H., Winterer E.D. Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line // Spec. Publish. Assoc. Sediment. 1974, V. 1. P. 11–48.
 22. Berger W.H. Sedimentation of deep-sea carbonate: maps and models of variations and fluctuations // J. Foram. Res. 1978, V. 8, № 4. P. 286–302.
 23. Berger W.H. Impact of deep-sea drilling on paleoceanography. // Marine Ewing Ser. 3. Amer. Geophys. Union, 1979. P. 279–314.
 24. Berger W.H. Paleooceanography: the deep-sea record // The oceanic lithosphere. The Sea, V. 7. 1981. P. 185–203.
 25. Hekinian R., Fevrier M., Bischoff J.L. et al. Sulfide deposits from the East Pacific Rise near 21° N // Science, 1980, V. 207. P. 1433–1444.
 26. Marine geology and oceanography of the Pacific manganese province / By ed. J.L. Bischoff, D.Z. Piper // Marine Sci. 1979, V. 9, № 4. P. 1–842.
 27. Van Andel T.J.H., Heath G.R., Moore T.C., Jr. Cenozoic tectonics, sedimentation, and paleoceanography of the Central Equatorial Pacific // Geol. Soc. Amer. Memoir. 1975. V. 43. P. 101.

Атлантическое отделение
Института океанологии АН СССР
Калининград

Поступила в редакцию
20.XII.1989

УДК 551.311:551(71/72)

© 1991

Михайлов Б.М.

ОСОБЕННОСТИ ДОКЕМБРИЙСКОГО ГИПЕРГЕНЕЗА

Установлены характерные особенности продуктов всех трех типов гипергенеза в докембрии: поверхностного (коры выветривания, каличе) подводного (продукты гальмиролиза), подземного (палеоводоносные горизонты, зоны кислотного выщелачивания).

Выделены и охарактеризованы три этапа эволюции докембрийского гипергенеза: раннеархейский, поздний архей – раннепротерозойский и позднепротерозойский.

Под *гипергенезом* принято понимать совокупность химических, физико- и биохимических явлений и процессов, происходящих в приповерхностной части земной коры (зоне гипергенеза), где литосфера приходит во взаимодействие с атмосферой, гидросферой и космосом. Предложенная нами в 1985 г. типизация гипергенных продуктов [17] предусматривает обособление трех типов гипергенеза и соответствующих им образований: наземный (поверхностный), подводный (гальмиролиз) и подземный (глубинный, по В.М. Кравченко [12]). Продукты каждого из этих типов гипергенеза характеризуются своеобразием вещественного состава, формой слагаемых ими тел и закономерностями локализации в пространстве [16, 17].

Рассмотрение вопросов эволюции литогенеза в геологической истории Земли [16] привело нас к однозначному выводу о неизбежности существенных изменений во времени всех типов гипергенеза и возникающих при этом образований.

Особенно ярко эти изменения происходили на поверхности континентов, где возникали коры выветривания различного состава и продукты их переотложения.

Однако по вопросам эволюции гипергенеза и как части его – корообразования в литературе [2, 9, 10, 21, 24, 29] имеются значительные разногласия, кратко заключающиеся в следующем. Одна – большая группа исследователей, возглавлявшаяся акад. А.В. Сидоренко (работы Ю.А. Борщевского, О.С. Корякина, Е.А. Кулиша, О.И. Луневой, О.М. Розена, Св.А. Сидоренко, В.А. Тенякова, В.М. Чайки и др.), развивает идеи о "принципиальном сходстве геохимических факторов на всем протяжении обозримой геологической истории Земли" [24, с. 10]. Из этого положения следует очевидный вывод о принципиальном сходстве гипергенной минерализации, например докембрия и фанерозоя, и соответственно возможность использования одних и тех же поисковых критериев для прогнозной оценки разновозрастных толщ.

Другая группа авторов считает, что гипергенное рудообразование в истории Земли интенсивно видоизменялось и поэтому не может быть и речи о существовании в докембрии и даже нижнем палеозое гипергенных месторождений, аналогичных известным среди более молодых систем (например, бокситоносных латеритных покровов, гипергенных руд никеля, кобальта, железа и пр. [15, 17, 30 и др.]).

В качестве одного из основных доказательств выдвигаемого положения "о принципиальном сходстве" исследователи первой группы отмечают для докембрия, "с одной стороны, обычность переотложенных и оставшихся элювиальных образований а с другой — полное отсутствие сколько-нибудь необычных экзотических продуктов гипергенеза" [28, с. 57]. Особое внимание при этом обращается на якобы широкое развитие среди докембрийских образований кор выветривания и "установление принципиального сходства докембрийских и фанерозойских кор выветривания (по строению элювиального профиля и составу пород)" [24, с. 9].

Согласно альтернативным схемам эволюции экзогенного рудообразования в истории Земли [15, 17 и т.д.], интенсивная химическая дифференциация вещества в условиях поверхностного гипергенеза началась только в девоне. Для додевонского этапа, и особенно для докембрия, более характерны подземный и отчасти подводный типы гипергенеза, а соответственно и связанные с ними экзогенные (подземные и гидротермально-осадочные [16, 17]) месторождения свинца, цинка, меди, золота, урана и других полезных ископаемых.

Поскольку эти положения оспариваются многими исследователями и в то же время принципиально важны для рассматриваемой проблемы докембрийского гипергенеза в целом, ниже кратко остановимся на сравнительной характеристике постсилурийских кор выветривания, а затем перейдем к описанию всех трех генетических типов гипергенеза в докембрии.

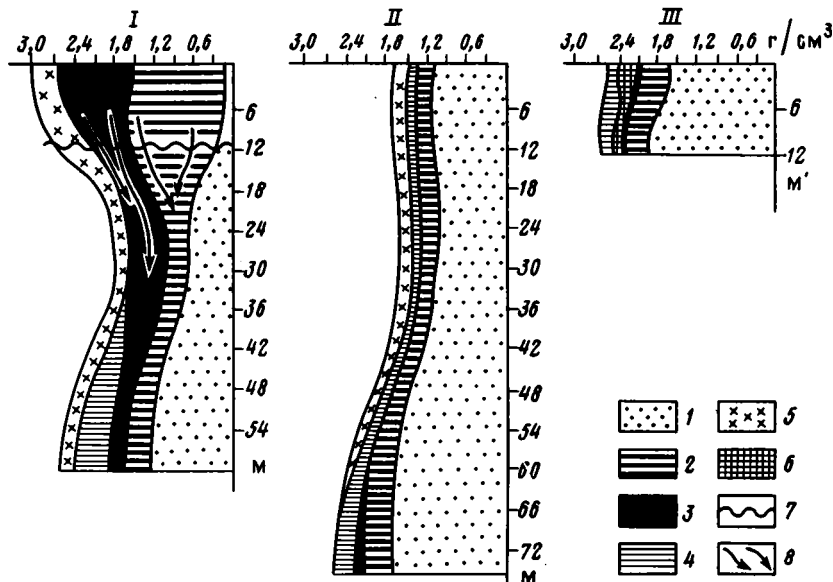
ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОСТСИЛУРИЙСКИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

В постсилурийское время в пределах территории СССР обычно выделяется несколько стратиграфических интервалов наиболее интенсивного развития мощных кор выветривания — эпох корообразования: средне- и позднедевонская, раннекаменноугольная, поздне триасовая, ранне-, поздне меловая (альб-туронская). Для каждой из этих эпох характерны свои ареалы распространения и отчасти состав конечных продуктов. За границами СССР в гумидных зонах современного тропического пояса Земли широко распространены площадные коры глубокого химического выветривания олигоцен-четвертичного времени [17].

Характерная особенность всех перечисленных эпох — формирование коалинитового и латеритного профилей как конечной стадии поверхностного разложения пород в условиях жарких влажных климатов. Мощности таких профилей составляют десятки, а иногда сотни метров (фиг. 1).

Как в каолинитовом, так и в латеритном профилях выветривания обращают на себя внимание резкое уменьшение плотности пород (иногда в 1,5–2 раза) и интенсивный вынос щелочей, щелочных земель и кремния. В латеритных корах выветривания обычно отмечается аутометасоматический привнос глинозема, оксида железа и титана в результате деструкции поверхностных образований — *кирасы* (см. фиг. 1). В мощных каолинитовых профилях абсолютное содержание глинозема в единице объема остается прежним, либо частично уменьшается (см. фиг. 1). В процессе этого грандиозного явления огромные массы вещества были не только перемещены в виде истинных и коллоидных растворов, но и дифференцированы с образованием многочисленных крупных и, как правило, богатых гипергенных месторождений различных полезных ископаемых.

Важно обратить внимание на следующий факт: нижней границей постсилурийский кор выветривания обычно является отчетливо фиксируемая интенсивная глинизация материнских пород, точнее, гидролиз вещества, сопровождающийся выносом щелочей, щелочных земель и уменьшением плотности пород. При этом частичная хлоритизация, соссюритизация, пелитизация, серицитизация материнских пород не принимаются во внимание, так как глубина их проникновения определяется многими сотнями метров и даже километров. Например, в Кольской сверхглубокой скважине в породах как протерозойского, так и архейского возраста на разных глубинах (в частности, 7680, 10000, 10500 м) в настоящее время



Фиг. 1. Геохимические диаграммы кор выветривания

I – латеритный профиль. Западная Африка. Гвинейская республика (F_2-Q); II – каолиновый профиль. Украинский щит (K_2); III – “докембрийская кора выветривания” – зона кислотного выщелачивания. Балтийский щит (PR_1).

1 – SiO_2 ; 2 – $Al_2O_3 + TiO_2$; 3 – Fe_2O_3 ; 4 – $RO + R_2O$; 5 – п.п.п.; 6 – K_2O ; 7 – граница контракции; 8 – направление инфильтрации оксидов (автометасоматоз)

устанавливаются зоны катаклаза. Мощности этих зон обычно составляют несколько десятков метров, а иногда достигают 100 м. “Как правило, вдоль трещинок в зонах контакта в породах наблюдаются проявления процессов типа гипергенеза (пелитизация полевых шпатов, сосюритизация амфиболов)” [14, с. 51]. Кроме того, здесь же отмечается появление хлорита, серицита. Эти в значительной мере современные изохимические преобразования, хотя и имеют гипергенную природу, но не участвуют в перемещении вещества, а главное – в формировании экзогенной минерации крупных регионов земной коры.

Таким образом, при анализе постсилурийских разрезов к коре выветривания принято относить толщу пород мощностью обычно десятки и реже сотни метров, сохраняющих реликтовую структуру субстрата, но сложенную существенно иным веществом. В минеральном составе продуктов выветривания преобладают водные алюмосиликаты (минералы групп гидрослюды, монториллонита и каолинита), минералы оксидов и гидроксидов железа, алюминия, титана и других элементов-гидролизатов. Плотность формирующихся пород резко сокращается. Перечисленные преобразования обычно сопровождаются процессами гипергенного метасоматоза, существенно искажающими общую картину гипергенеза (см. фиг. 1).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ДОКЕМБРИЙСКОГО ГИПЕРГЕНЕЗА

Стремление во что бы то ни стало обосновать идею о “принципиальном сходстве геохимических факторов гипергенеза на всем протяжении обозримой геологической истории Земли” [24, с. 10] многие годы основывалось исключительно на поисках среди докембрийских отложений кор выветривания и продуктов их переотложения, а также сравнения их с современными аналогичными образованиями. Вопросы возможного существования в те далекие времена других гипергенных образований в 60–70-х годах вообще не рассматривались. Лишь в 80-х

годах в литературе появились упоминания о вероятности гальмиролитических преобразований на дне докембрийского океана [29], о возможном формировании на докембрийской поверхности гидротермально-осадочных образований, конвергентных корам выветривания [9].

Поверхностный гипергенез. При рассмотрении продуктов докембрия основное внимание в литературе уделяется элювию и продуктам его переотложения. Имеются некоторые сведения по иллювиальным образованиям (каliche) и совсем отсутствуют материалы по рудным шляпам, продуктам селективного растворения карбонатных, сульфатных, соляных пород и др.

Проблема докембрийских кор выветривания. В настоящее время глубокометаморфизованные образования, относимые к докембрийским корам выветривания, установлены практически на всех щитах и выступах докембрия СССР [3, 29]. В периодической печати и в отчетах отмечены многие сотни находок "докембрийских кор". Но все они маломощны и ни по каким параметрам не могут быть сопоставлены с мощным фанерозойским (постсилурийским) каолинитовым и латеритным элювием (см. фиг. 1).

Известные исследователи докембрия Балтийского щита — Н.Б. Бекасова, Д.Д. Мирская, Г.Ю. Пушкин еще в 1975 г. писали: "...коры выветривания полного профиля в настоящее время не установлены" [1, с. 122]. Прошло 15 лет безуспешных поисков. Закономерен вопрос: не установлены потому, что их не было или они размыты? Практически все исследователи, с работами которых нам удалось ознакомиться, отвечают однозначно, что они были, но размыты: "...в настоящее время мы видим лишь нижнюю, сохранившуюся от размыва часть коры выветривания, относящуюся к гидрослюдистой зоне. В более высоких ее горизонтах процессы заходили значительно глубже и здесь могли образовываться каолиниты и, по-видимому, свободные гидроокислы алюминия" [2, с. 17 и др.]. Если авторы приведенной цитаты правы, то надо признать примечательной особенностью докембрия присутствие в те времена каких-то процессов, которые возникали при формировании мощной коры выветривания, сложенной интенсивно химически переработанными породами (каолинами, латеритами, охрами и др.) и немедленно приводили к срезанию верхней ее части строго до гидрослюдистой зоны. Странно, что эти процессы исчезли именно в начале девона, т.е. как раз в то время, когда в геологическом разрезе началось накопление prominently-рудноносных гипергенных формаций, возникавших в условиях поверхностного гипергенеза [15, 17].

Существующие представления о том, что докембрийские коры из-за древности образования подвержены более сильной эрозии по сравнению, например, с мезозойскими, очевидно несостоятельны. Коры выветривания, "запечатанные" в толще пород докембрия, имели те же шансы на сохранность, что и элювий мезозоя.

Слово "мощные", часто используемое при общих характеристиках докембрийских кор выветривания [24, с. 12 и др.], как правило, исчезает, как только исследователи обращаются к описаниям конкретных разрезов древнего элювия (работы В.А. Соколова, К.И. Хейсакена, А.С. Корякина, А.Д. Додатко, В.К. Головенка, М.М. Ипатова, В.М. Чайки и др.).

Анализируя имеющиеся материалы, можно прийти к следующему выводу: наблюдаемые в настоящее время разрезы кор выветривания нигде не превышают первых метров. Встречаемые в ряде работ упоминания о мощностях 20–60 м и более всегда связаны с отнесением к корам выветривания химически не дифференцированных материнских пород, подвергшихся лишь самым начальным стадиям изменения, где темнокветные минералы частично хлоритизированы, плагиоклазы соскритизированы, серицитизированы, наблюдаются растрескивания кварца и прочие процессы, характерные для различных видов более позднего преобразования пород (метасоматоз, диафорез, гидротермальная пере-

работка и др. вплоть до современного подземного гипергенеза). Собственно кора выветривания, если и наблюдается в докембрии, то в зачаточном виде.

Так, например, А.Д. Додатко и др. [4] приводят разрез "метаморфизованных продуктов выветривания плагиогранитов" мощностью около 100 м (Саксаганский р-н Кривбасса, скв. 8406) снизу вверх: 135,00–112,67 м – плагиограниты с сильносеричитизированными плагиоклазами; 112,67–107,20 м – сланцы кварц-биотит-мусковитые; 107,20–40,75 м – кварциты. Выше залегает мощная толща амфиболитов.

Очевидно, из всего разреза если и можно условно отнести к "древней коре выветривания", то только прослой кварц-биотит-мусковитых сланцев, в которых "редко в шлифах просматриваются реликты зерен плагиоклаза с размытыми полисинтетическими двойниками" [4, с. 127].

В других случаях отмечаются попытки определить первоначальную мощность коры выветривания по объему предполагаемых продуктов ее переотложения. Нередки также случаи отнесения к докембрию значительно более молодого (каменноугольного или даже мезозойского) элювия. Так, Б.М. Петров пишет: "Следы эпохи позднеархейского выветривания отмечаются и на КМА, и в Криворожье (в бортах Днепровско-Донецкого авлакогена) в виде кор выветривания, проникающих в фундамент на глубину 800–1000 м" [18, с. 164]. Но в этих районах докембрийский фундамент перекрыт либо нижнекаменноугольными (КМА), либо мезозойско-кайнозойскими отложениями (Кривбасс). Более молодой (нежели докембрий) возраст развитой там коры выветривания определяется находками каменноугольных и меловых спор в зонах глубинного (многие сотни метров) гипергенеза [12].

Описывая конкретные примеры докембрийских кор выветривания, исследователи, как правило, отмечают, что в настоящее время ими наблюдались только метаморфизованные продукты зон дезинтеграции, выщелачивания и гидрослюдистого изменения. Правда, справедливости ради, следует отметить стремление ряда исследователей установить зону каолинизации и даже латеритизации в разрезах докембрийских кор выветривания.

Весьма показательна в этом отношении работа В.А. Соколова и К.И. Хейсканена [26]. Авторы к протерозойской (ятулийской) коре выветривания относят "породы кварц-серичитовые, зеленовато-серые, с нарушенной гранитной структурой, нередко со значительным рассланцеванием..., основную массу породы составляет тонкошелушчатый серичит" [26, с. 178]. Эти серичитовые сланцы вниз по разрезу переходят в выветренный трещиноватый гранит. Мощность их нигде не превышает первых метров. Несмотря на то что сумма щелочей и щелочных земель в верхней части пласта, рассматриваемого в качестве коры выветривания, составляет около 10%, авторы предпринимают попытку представить серичитовые сланцы как каолинитовую зону. Для этого предполагается, что нижняя часть пласта серичитовых сланцев возникла из-за метаморфизма гидрослюд, а верхняя – "каолинитовая" предварительно была обогащена "калием после захоронения коры выветривания в результате действия на исходные глинистые продукты выветривания щелочных грунтовых вод" [26, с. 183].

С В.А. Соколовым и К.И. Хейсканеном соглашался А.С. Корякин [10], но, судя по последним публикациям, он отказался от столь сложных, маловероятных метаморфоз и считает, что "реконструкция первичного состава элювиальных продуктов рассмотренных профилей говорит о том, что степень их зрелости отвечает образованиям гидрослюдистой зоны, но не каолинитовой" [29, с. 85] и далее: "...процесс выветривания в докембрии... не достигал в целом стадии образования каолинитов и приводил к образованию маломощных зон элювия" [29, с. 87]. Прямых доказательств "развития в докембрии процессов латеритизации... как регионального явления" [23, с. 1153] в литературе нет.

Сторонники широкого распространения латеритных кор выветривания на начальных стадиях эволюции Земли (включая и акад. Н.М. Страхова) основны-

вают свои выводы либо на гипотезах развития литосферы, либо используют косвенные, как правило, многовариантные факты. Например: "Наличие высокоглиноземистых пород в переотложенных метаморфизованных корях выветривания Патомского нагорья и Кольского полуострова (хлоритоидные, хлорит-слюдистые, слюдистые сланцы, амфиболиты. — Б.М.) свидетельствует о развитии в докембрии и латеритных кор выветривания, материнскими породами которых среди прочих могли быть и граниты" [5, с. 201].

Правда, следует отметить, что в настоящее время большинство бывших сторонников возможности развития процессов латеритизации на докембрийских континентах отказываются от своих прежних представлений. В конце 80-х годов можно встретить лишь отдельные осторожные упоминания о том, что "...локальные коры выветривания, которые в области щитов могут быть обнаружены крайне редко, должны иметь латеритный состав (низкие значения SiO_2 и щелочных металлов, высокая железистость и др.)" [9, с. 22].

Таким образом, следует заключить, что вещественный состав пород, относимых к докембрийским корам выветривания, существенно отличен от состава постсилурийского элювия. В докембрии практически полностью отсутствуют свойственные для более молодых кор выветривания зоны интенсивного поверхностного выщелачивания пород, первоначально сложенные каолинитом, минералами гидроксидов, алюминия и железа. Для "докембрийских кор выветривания" характерен изохимический метаморфизм, обычно сопровождающийся калиевым метасоматозом, что принципиально отличает их от постсилурийского элювия.

Продукты переотложения докембрийских кор выветривания. Под "продуктами переотложения докембрийских кор выветривания" в литературе 70–80-х годов обычно понимается комплекс крайне "зрелых" терригенных осадочных пород и их хомогенных дифференциатов — "высокоглиноземистых сланцев, слюдистых и мономинеральных кварцитов" [1, с. 122], "...часто наблюдаемые большие объемы высокоглиноземистых и кварцевых толщ могут быть объяснены длительностью корообразующих процессов и многократным переотложением рыхлого материала остаточных кор" [29, с. 229]. "Незначительная мощность серицито-кварцевых сланцев, сопоставленных с зоной первичных каолинов неметаморфизованных кор выветривания более молодого возраста, а также широкое развитие кварцитов и мусковитовых кварцитов свидетельствуют об интенсивном размыве древнейших кор выветривания и переотложении их продуктов" [4, с. 136]. А если это так, то ряд исследователей переходят к решению обратной задачи: "Для Центральной Карелии В.З. Негруца в интервале времени архей — ранний протерозой выделяет три уровня выветривания: предсуммийский, предсарийский и предятулийский. В основу выделения первых двух положено наличие не самих кор выветривания, а продуктов их переотложения. В качестве базального горизонта выделяются метаморфизованные продукты размыва химически высокозрелых кор выветривания (которые в Карелии еще не установлены. — Б.М.) пород докарельского фундамента (окуневская свита), представленных в основном кварцем и другими устойчивыми к выветриванию минералами" [29, с. 98].

Закономерен вопрос: почему высокоглиноземистые и кварцевые породы обязательно являются продуктами размыва древних "химически высокозрелых" кор выветривания?

Высокоглиноземистые породы. При геологических исследованиях термин *высокоглиноземистые породы* обычно применялся (и до сих пор применяется) к изверженным и реже к глубоко регионально метаморфизованным породам, которые при пересчете их химического состава по методу А.Н. Заварицкого, попадают в группу "пересыщенных глиноземом". Но "пересыщение глиноземом", согласно А.Н. Заварицкому, указывает отнюдь не на высокое содержание глинозема в породе, а лишь на избыток алюминия над щелочами и кальцием. "Термин высокоглиноземистые породы определяет группу пород,

пересыщенных глиноземом относительно щелочей и извести (в молекулярных количествах), в которых $Al_2O_3 > K_2O + Na_2O + CaO...$ Они содержат корунд, силлиманит, дистен, виридин, шпинель, гранаты пиральспитового состава, кордиерит, сапфирин, турмалин, а также слюды и гиперстен с повышенным содержанием глинозема. Количество глинозема и названных минералов в этих породах не лимитировано" [13, с. 8]. А коль скоро "не лимитировано", то Е.А. Кулиш к группе высокоглиноземистых пород относит: "кварциты с силлиманитом, гранатом и кордиеритом (кварц — 80–99%, $SiO_2 > 83\%$), кварцито-гнейсы с силлиманитом, кордиеритом и гранатом (кварц — 70–80%, SiO_2 — 74–83%)" [13, с. 61]. Чтобы исключить это явное терминологическое несоответствие В.К. Головенко термин *высокоглиноземистые породы* предложил применять лишь к тем породам, которые, по его мнению, возникли путем переотложения существенно каолинитовых и латеритных кор выветривания. "Под высокоглиноземистыми осадочно-метаморфическими породами докембрия мы предлагаем понимать метаморфизованные осадочные, главным образом глинистые породы, содержащие не менее 25% глинозема при малом или незначительном (обычно не более 3–5%) количестве щелочей и щелочных земель и с кремневым модулем, близким или превышающим 0,50" [2, с. 45].

Обратим внимание на то, что мало кто (в том числе и В.К. Головенко) следует подобному определению и обычно в литературе, посвященной докембрийским корам выветривания, "к группе высокоглиноземистых относятся метаморфические породы (сланцы, гнейсы), содержащие при низких ступенях метаморфизма — пиррофиллит, диаспор, хлоритоид, при более высоких — ставролит, андалузит, кордиерит, и при самых высоких — дистен, ставролит" [2, с. 105]. Однозначно и бездоказательно подобные породы определяются как метаморфизованные каолинистые глины, "в том числе и с примесью других глинистых минералов, главным образом гидрослюд" [2, с. 104]. Содержание глинозема в таких породах, судя по публикуемым таблицам, иногда составляет всего лишь 15–18%.

Отнесение всех кварц-глиноземистых метаморфических пород, встречающихся в докембрии к продуктам переотложения кор выветривания, на наш взгляд, крайне спорно, ибо в природе весьма часто встречаются кварц-глиноземистые образования заведомо неосадочного происхождения. Упомянем, в частности, диаспоровые кварциты и кварцевые диаспориты, возникающие при гидротермальной переработке вулканических толщ (алунитовые месторождения низовьев Амура, Закарпатья), корундиты среди вторичных кварцитов Центрального Казахстана и др.

В 1989 г. опубликованы результаты детальных исследований сотрудников ВИМСа, убедительно доказывающие несостоятельность связи встречающейся в древних породах диаспоровой минерализации с поверхностным гипергенезом. На материале верхнего протерозоя и палеозоя им однозначно установлен "гидротермально-метасоматический генезис диаспоровой минерализации, не являющейся следствием бокситообразования, следовательно, и поисковым признаком на бокситы" [6, с. 27].

Гидротермальному, гидротермально-метасоматическому происхождению многих кварц-каолинитовых (кварц-дикитовых) пород посвящены работы Г.Н. Черкасова, Б.Н. Лузгина, И.Н. Мамаева и других современных исследователей.

Кварцевые породы. Среди кварцевых пород докембрия наиболее широко распространены кварциты, мусковитовые кварциты, а начиная с протерозоя — кварцито-песчаники и кварцевые конгломераты.

подавляющее большинство исследователей докембрия относят кварциты к древним хемогенно-осадочным образованиям. Обнаружение подобных пород в глубоком докембрии (раннем архее) позволило некоторым исследователям утверждать не только существование в те далекие времена обширных бассейнов, но и мощных кор глубокого химического выветривания, путем размыва кото-

рых возникли эти кварциты. В частности, Л.И. Салоп объяснил накопление "столь хорошо химически дифференцированных пород, какими являются кварциты, кварц-силиманитовые сланцы, существованием в катархее кор химического разложения силикатических пород" [22, с.60]. Именно из этих гипотетических кор, по его мнению, кремнезем поступал в протоокеан.

Но не проще ли обойтись без гипотетических никем не виданных мощных докембрийских кор выветривания?

Нам представляется более правомерным и более доказательным допустить широкое развитие в докембрии (по крайней мере в архее и раннем протерозое) гидротермально-осадочного типа литогенеза и соответствовавших ему подводного и подземного типов гипергенеза. Интенсивно протекавшие в докембрии процессы дегидратации протовещества планеты обуславливали поступление на поверхность континентов и на дно океанов значительных количеств высокоминерализованных термальных вод, что и являлось причиной накопления огромных количеств коллоидного кремнезема [20]. С удивительным упорством многочисленные сторонники "принципиального сходства гипергенеза докембрия и фанерозоя" постулируют связь кварцитов с процессами глубокого химического выветривания пород, якобы синхронно протекавшими на докембрийских континентах [1, 2, 4, 9, 13, 22, 24, 29 и др.]. При этом почему-то полностью игнорируются широко известные факты накопления мощных толщ монокремнистых пород либо вблизи областей вулканической деятельности (например, трепела и датомиты Камчатки, Дальнего Востока), либо в морских бассейнах в процессе жизнедеятельности микроорганизмов (например, радиоляриевые илы южных районов Мирового океана, трепела и опоки внутриконтинентальных морей Русской плиты и пр.), либо, наконец, формирование обширных толщ "вторичных кварцитов" (в том числе диаспоровых и корундовых) в областях континентального вулканизма. Есть и другие примеры образования в различных обстановках монокварцевых пород, очевидно не связанных с процессами выветривания (например, формирование протяженных пластов джасперондов, определенных типов яшм и пр.).

Анализ материалов по генезису древних кварцитов и их производных [16] дает веские основания полагать, что по крайней мере большинство из них возникло в результате выноса кремнезема гидротермальными (но не обязательно ювенильными!) водами, которые высачивались либо в придонных частях водоемов, либо непосредственно на поверхности континентов. Существенно кварцевые пески и конгломераты в таком случае могли являться продуктами разрушения и размыва этих по сути своей гидротермально-осадочных кварцитов.

Инфильтрационные коры (иллювий). Многие исследователи [9, 27, 29 и др.] в своих работах ставят вопросы вероятного формирования в докембрии карбонатных кор — каличе. Обычно это маломощные (1–2 м) прослои карбонатов (известняков, доломитов) среди кварц-серицитовых сланцев. Так, например, А.В. Сочава, А.А. Савельев и И.И. Шулешко приводят следующий разрез "метаморфизованной коры выветривания и покрывающей ее карбонатной коры" ятулия (нижний протерозой) [27, с. 1452].

На плагиогранитах архея залегают кварц-серицит-хлоритовые сланцы, в нижней части слоя сохранившие реликты гранитной структуры. В верхней части слоя отмечаются вкрапления доломитов. Вверх по разрезу количество карбонатного вещества возрастает и постепенно оно полностью замещает кварц-серицит-хлоритовый материал. Мощность доломитового прослоя, интерпретируемого авторами как древнее каличе, составляет 2–2,5 м. Контакт каличе с вышележащими метапесчаниками и гравелитами резкий, со следами размыва. В терригенной толще ятулия встречаются прослои калькаренитов, в составе которых иногда отмечается значительное количество обломков доломитов, что может свидетельствовать о размыве карбонатных кор, первоначально более широко распространенных. Приводимый авторами фактический материал и сравнение его

с современными (кайнозойскими) каличе дает определенное основание относить встречающиеся в базальных горизонтах нижнего протерозоя карбонатные образования к каличе.

Однако следует иметь в виду, что карбонатизация является характерной особенностью многочисленных более поздних преобразований горных пород, в частности регрессивного метаморфизма (диафтореза), регрессивного эпигенеза (по Л.Б. Рухину), подземного гипергенеза. Более того, не исключена возможность накопления подобных образований "в мелких временных водоемах" [25, с. 39]. Продукты, возникающие в результате воздействия этих процессов, в ряде случаев конвергентны каличе. Поэтому для доказательного утверждения об иллювиально-поверхностном происхождении карбонатных образований, встречаемых в докембрийских толщах, недостаточно определения их минерального состава, а требуются тщательные геологические исследования (установление континентального перерыва, изучение продуктов переотложения каличе, поиски доказательств аридизации климата и др.). Ни в коем случае нельзя признать корректными утверждения, что "кальций концентрировался в средней части кор (прослоя кварц-серицитовых сланцев. — Б.М.), причем в отдельных случаях интенсивно замещал породу. В.А. Соколов сравнивал такие карбонатные породы с каличе современных пустынь" [29, с. 94].

Подводный гипергенез (гальмиролиз). Какой бы гипотезы возникновения океанов ни придерживались те или иные исследователи, факт существования на земном шаре водных бассейнов уже в начале протерозоя отрицать нельзя. Нельзя также возражать и против того, что на начальных этапах геологической истории Земли (в архее и протерозое) термический режим поверхностной оболочки был более напряженным. Через нее проходил мощный поток газов и ювенильных вод, сопровождавший процесс дегазации и дегидратации первичного вещества планеты. В такой обстановке днища обширных водоемов (океанов) должны были представлять собой химически и физико-химически чрезвычайно активные системы, где протекали процессы термальной гидратации не только подводных лав, но и всего комплекса пород, слагающих морское дно. В связи с этим под-

Химический состав продуктов гальмиролиза и "древней коры выветривания"

Номер образца	Порода	Возраст	Место взятия образца	SiO ₂	TiO ₂
1	Толентовый базальт	Q	Индийский океан, глубина 4800 м	50,56	0,71
2	Продукты гальмиролиза базальта (палагонитизированный базальт)	Q		40,12	0,89
3	Биотит-амфиболитовый сланец	A	Кривой Рог, шахта "Северная"	51,49	0,77
4	Биотит-серицитовый сланец	PR ₁		51,45	1,02
5	Слюдяно-гранатовый сланец	PR ₁	Кривой Рог	46,00	1,14
6	Амфиболит	A		51,90	0,70
7	Кварц-амфиболитовая порода	PR ₁		58,60	1,37
8	Серицит-кварц-биотитовая порода	PR ₁		57,06	1,54

*Обр. 1, 2 заимствованы из работы [7, с. 283], обр. 3–5 — из работы [2, с. 168], обр. 6–8 из работы [8, с. 145].

водный гипергенез (гальмиролиз) в докембрии должен был представлять одну из ведущих сил приповерхностного преобразования пород.

Исследования последних десятилетий, посвященные составу продуктов гальмиролиза базальтов на современном океанском дне, показывают, что последние претерпевают существенные изменения состава. Наряду с интенсивной гидратацией обычно наблюдается почти полный вынос кальция, существенное сокращение магния, а иногда натрия, окисление железа и резкое возрастание содержания калия, а также частично алюминия [11].

При сравнении составов современных продуктов гальмиролиза (палагонитизации) базитов и "древней коры выветривания" на породах основного состава устанавливается их практически полная тождественность по поведению всех породообразующих элементов (табл. 1). Закономерное исключение составляет лишь большее содержание воды в современных продуктах гальмиролиза базальтов, которая, очевидно, удаляется при метаморфизме, и иногда натрия, сорбированного из современной морской воды.

Конечно, проводить прямую аналогию некоторых разрезов "древней коры выветривания" с современными зонами гальмиролиза морского дна весьма опасно, но по крайней мере более правомочно, нежели установление "принципиального сходства" современных и древних кор выветривания. Подобное заключение базируется на определенном консерватизме придонно-океанских преобразований осадков, что связано с постоянной гидратацией лав при извержении на морское дно и одновременным относительно высокотемпературным выплещиванием, сопровождаемым активным гипергенным метасоматозом.

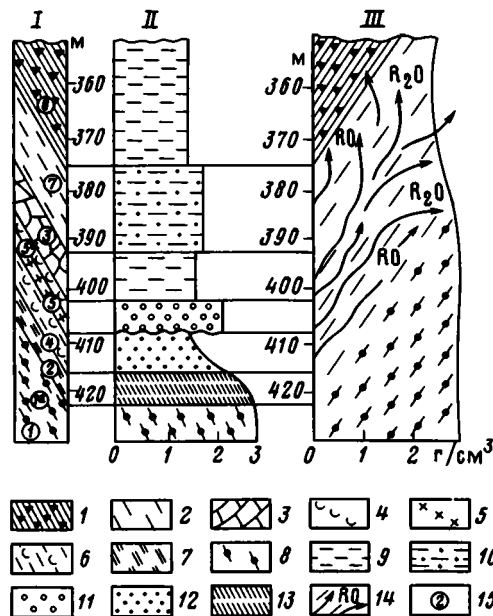
Интересно отметить, что Е. Димрот и А.П. Лихтблау еще в 1978 г. обращали внимание на большое сходство архейских ожелезненных корочек на пиллоу-лавах Канадского щита и кайнозойских гальмиролизных образований на подушечных базальтах в Новой Зеландии [29, с. 81].

Подземный гипергенез. Отличительной особенностью подземного гипергенеза является, как правило, комплексный экзо- и эндогенный источник энергии процессов. Экзогенная часть энергии, поступающая из космоса (главным образом от

Таблица 1

на породах основного состава *, %

Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	P_2O_5	П.п.	Σ
14,08	0,61	9,63	0,17	10,60	11,76	1,50	0,08	0,04	0,16	0,06	0,38	100,34
17,90	11,60	0,28	0,20	2,50	0,44	1,80	2,72	12,56	3,20	0,08	5,20	99,49
16,27	1,12	7,02	0,27	4,45	10,67	0,40	3,26	—	—	0,06	5,71	101,49
20,33	2,42	11,64	0,12	2,52	0,33	0,22	6,18	—	—	0,13	4,18	100,54
22,91	2,20	12,42	—	2,16	0,27	0,24	7,74	—	—	0,14	4,29	99,51
14,95	1,93	6,85	0,25	5,28	10,23	1,22	3,14	—	—	0,06	2,99	99,50
17,00	2,03	6,15	0,05	4,86	0,65	0,34	6,35	—	—	0,08	2,65	100,13
18,24	2,00	6,19	0,10	3,64	0,20	0,15	6,90	—	—	0,18	3,65	99,85



Фиг. 2. Интерпретация разреза, вскрытого скв. 5257 (Приоскольское м-ние КМА)

I – литологический разрез; II – интерпретация сторонников дркембрийской коры; III – интерпретация сторонников зоны кислотного выщелачивания (подземного гипергенеза).

1 – кварц-биотитовый сланец с гранатом; 2 – кварц-серицитовый сланец; 3 – катаклазированные кварц-хлоритовые породы; 4 – кварцит с редкими чешуйками серицита; 5 – кварц-полеошпатовая порода; 6 – серицитовый кварцит; 7 – двуподяной мусковит-биотитовый сланец с кварцем и хлоритом; 8 – амфиболит; 9 – глина; 10 – алевроит; 11 – кварцевый конгломерат; 12 – каолинистая зона коры выветривания; 13 – гидрослюдистая зона коры выветривания; 14 – зона кислотного выщелачивания (подземного гипергенеза); 15 – номера образцов (см. табл. 2, 3)

Химический состав пород зоны

Номер образца	Порода	Объемный вес, г/см ³	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	Амфиболит	—	50,85	0,65	15,86	1,45
1 ^a	Осветленный амфиболит	2,92	49,47	0,73	16,61	3,15
2	Бiotит-серицитовый сланец с хлоритом	—	48,36	0,82	17,32	3,56
4	Кварц-серицитовый сланец	2,75	80,23	0,03	12,93	0,48
5	Кварц-полеошпатовая порода	2,70	71,51	0,58	10,32	4,25
5 ^a			70,43	0,06	16,26	0,86
7	Кварц-хлорит-серицитовый сланец		55,15	0,32	10,90	6,47
8	Кварц-биотитовый сланец	2,85	58,30	0,61	15,18	2,55

Солнца), трансформируется на поверхности Земли и затем транспортируется в глубь литосферы различными водами, будучи аккумулярованной в решетках гипергенных минералов, в коллоидах, в органических соединениях, в сероводороде и пр.

Эндогенная часть поступает из недр Земли с различными гипогенными (по Ф.В. Чухрову) водами: элизионными, артезианскими и отчасти ювенильно-гидротермальными. В зоне гипергенеза те или иные воды смешиваются и продукты их воздействия на горные породы приобретают черты сходства как с экзо-, так и с эндогенными образованиями.

Агрессивность подземных вод (в отличие от поверхностных) в ряде случаев определяется не только (и не столько) высоким окислительным потенциалом и низкой минерализацией, а подчас, наоборот, высокой минерализацией (рассола), обогащенностью нефтяными битумами (т.е. низкими E_h), высокими температурами (50–80°C и более), резкими колебаниями кислотно-щелочных параметров (рН от 1–2 до 10–12) и др.

Роль подземных существенно гипергенных вод в преобразовании докембрийских комплексов пород огромна. Обширная литература имеется как по анализу фактического материала, так и по моделированию разнообразных процессов артезианского высачивания, элизионного выщелачивания, диафореза, формирования мощных зон кислотного выщелачивания и других, приводящих к преобразованию древних толщ. К сожалению, сопоставления продуктов этих процессов и "древних кор выветривания", хотя и представляет большой интерес, практически не проводились.

Так, на семинаре Комиссии по метаморфогенному рудообразованию ее участникам были продемонстрированы "классические" разрезы древней коры выветривания КМА, развитой на границе михайловской (A_2) и курской (PR_1) серий. Один из разрезов (скв. 5957) был изучен сотрудниками ИЛСАН М.М. Ипатовым и И.М. Костюком, другой (скв. 5257) нами.

М.М. Ипатов и И.М. Костюк после кропотливых исследований пришли к заключению, что образования, демонстрировавшиеся участниками семинара как "классические докембрийские коры выветривания", на самом деле представляют собой "зоны послемагматического изменения гранитоидов типа грейзенов внутри гранитного массива" [9, с. 61].

Таблица 2

кислотного выщелачивания, %

FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	П.п.п.	Σ
10,21	0,15	9,22	4,44	4,04	1,02	He опр.	He опр.	2,34	100,23
8,96	0,18	6,73	9,45	2,16	1,01	0,06	"	1,74	100,25
8,24	0,15	7,60	7,33	2,87	2,95	0,08	"	1,73	101,01
He обн.	He обн.	0,50	He опр.	0,39	3,80	He обн.	"	1,78	100,05
2,38	0,04	1,04	0,15	5,05	0,38	0,11	0,02	3,54	99,37
0,14	He обн.	0,35	0,20	1,97	8,20	He обн.	He опр.	1,20	99,67
12,80	0,22	5,51	0,43	0,53	5,28	"	"	1,94	97,61
11,01	0,13	3,86	0,71	4,81	0,15	0,10	0,01	2,04	99,46

Результаты полуколичественного спектрального анализа пород*

Номер образца	Порода	K	Na	Ba	Ti	Mn	V	Cr	Co
8	Кварц-биотитовый сланец	3	2	0,02	1	0,15	700	300	70
5	Кварц-полево-шпатовая порода	5	5	0,01	0,005	<0,005	—	7	1,5
4	Кварц-серицитовый сланец	>5	3	0,1	0,15	0,005	30	5	1,5
3	Катаклазит	—	0,7	1,5	0,005	0,03	10	5	1,5
2	Биотит-серицитовый сланец с хлоритом	3	1	0,015	0,7	0,02	500	500	300
1	Амфиболит	—	5	0,01	1	0,15	700	150	150

* Содержания K, Na, Ba, Ti, Mn приведены в %, остальных элементов — в г/т.

Судя по приведенному ими описанию, полностью аналогичная по минеральному составу зона нами была задокументирована, опробована и исследована комплексом методов уже не внутри гранитной интрузии, а в зоне контакта михайловской и курской серий (фиг. 2, табл. 2).

На фиг. 2 показаны два варианта интерпретации изученной части разреза скважины. Очевидно, присутствовавшие на семинаре сторонники докембрийской коры выветривания (чл.-кор. АН СССР Я.Н. Белевцев, доктора геол.-минер. наук А.Д. Савко, И.Н. Щеголев и др.) должны утверждать существование крупного углового и стратиграфического несогласия на границе двух серий, существенно различную степень метаморфизма, вероятное присутствие базальных образований в основании раннепротерозойского трансгрессивного цикла, развитие на контакте континентальных отложений, характеризующихся невыдержанностью разреза, частыми фациальными переходами, наличием поверхностей размывов внутри толщи. Эти и многие другие признаки должны были бы свидетельствовать о крупном континентальном перерыве, в течение которого была размыва многокилометровая толща осадочных пород и эрозионным срезом на раннепротерозойскую поверхность выведены архейские амфиболиты — продукты глубинного регионального метаморфизма. Ничего подобного не наблюдается ни в одном из разрезов, вскрывающих контакт архея и нижнего протерозоя. Повсеместно мощные выдержанные пласты метаморфических пород отчетливо прослеживаются на значительные расстояния. При этом и хлорит-биотитовые сланцы и амфиболиты встречаются как в михайловской, так и в курской серии. Правда, для архея более характерны амфиболиты, а для нижнего протерозоя — сланцы.

Более правдоподобно и согласуется с фактическим материалом представление о том, что скважинами вскрывается не кора выветривания, а древний водоносный горизонт, по которому длительное время перемещались кислые термальные воды, т.е. образование, широко известное в литературе, как *зона кислотного выщелачивания*. Об этом, на наш взгляд, однозначно свидетельствуют не только петрографический состав пород, но и удивительно симметричное расположение измененных в различной степени пород по отношению к центральной части зоны, сложенной преимущественно высокотемпературным кварцем. Определенным свидетельством в пользу "палеоводоносного горизонта" является и существен-

Ni	Zr	Nb	Se	Ce	La	I	Tb	Be	Li	Mo	Cu	Pb	Zn
300	70	3	150	—	—	20	2	0,7	200	1	20	—	30
3	10	20	5	—	—	100	7	3	—	—	20	30	10
7	300	7	10	200	150	15	1	1,5	20	1	200	15	—
3	<10	3	1	—	—	3	0,3	—	—	—	20	—	30
1000	50	3	350	—	—	15	1,5	2	500	—	1000	5	50
150	150	3	200	—	—	30	2	0,7	20	—	300	5	100

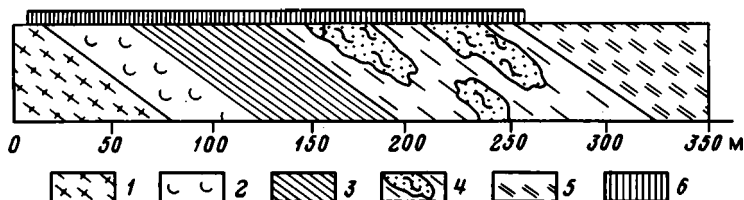
ное различие в составе редких и рассеянных элементов пород зоны и архейских амфиболитов (табл. 3).

Интересно также следующее обстоятельство: при описании "древнейшей докурской коры выветривания" многие авторы отмечают в ее основании зону "дезинтегрированных амфиболитов на амфибол-биотит-хлоритовом цементе" [19, с.69]. По мнению авторов, дезинтеграция происходила в то время, когда амфиболиты выходили на дневную поверхность, а осадки вышележащей курской серии были представлены глинами, илом и песком. В дальнейшем обе серии были метаморфизованы. В настоящее время амфиболиты встречаются как в одной, так и в другой серии. Почему же дезинтегрированные амфиболиты не были вновь превращены в массивные породы? Да потому, что их гидролиз, "дезинтеграция" происходили значительно позднее под воздействием горячих агрессивных подземных вод! Некоторые исследователи (например, А.И. Никольский) резкую активизацию гидротермальных процессов связывают с внедрением позднепротерозойских гранитных интрузий.

Другим, не менее показательным примером может служить предпринимаемая некоторыми исследователями попытка интерпретировать базальные горизонты верхнеархейской кейвской свиты Кольского полуострова как "предкейвскую кору выветривания".

Кейвская свита сложена в основном кварцитами, конгломератами, двуслюдяными и высокоглиноземистыми сланцами, амфиболитами общей мощностью около 1,5 км. В нижней ее части известно несколько пластов кварц-кианитовых пород — руд со средним содержанием кианита 30–40% (фиг. 3).

На протяжении нескольких десятков лет известные исследователи докембрия Кольского полуострова рассматривали низы кейвской свиты как продукт более позднего глубинного кислотного выщелачивания. При этом считалось, что в зависимости от первичного состава пород продукты выщелачивания имеют свои особенности. Так, В.В. Ждановым в кейвской зоне установлено, что при кислотном выщелачивании анортозитов формируется колонка с тыловой зоной существенно кианитового состава, а при подобном изменении габброидов тыловая зона колонки — существенно ставролитового [7, с. 186]. При этом отмечалось, что кислотное выщелачивание по химизму идентично корообразованию, ибо со-



Фиг. 3. Разрез базальных горизонтов кейвской серии (Кольский п-ов, A_2) — зона кислотного выщелачивания (подземный гипергенез)

1 — биотитовые плагиогнейсы (A_1); 2 — кварцит с гранатом; 3 — кварц-кианитовые и кварц-ставролитовые сланцы; 4 — мусковит-кварцевые сланцы с реликтами плагиоклазитов; 5 — двуслюдяные сланцы; 6 — зоны кислотного выщелачивания

проводится выносом щелочей, щелочных земель и накоплением амфотерных оснований. Различия между этими процессами обусловлены иными температурами и давлением, что выражается в существенном различии минерального состава конечных продуктов и строения разрезов.

Основаниями для "уверенного" отнесения охарактеризованного разреза к "предкейвской коре выветривания" (см. работы В.К. Головенка, И.В. Белькова, Д.Д. Мирской, В.З. Негруцы и др.) являются: 1) осветление гнейсов и постепенный переход в кварцитовидную породу, на которой залегает кейвская свита; 2) постепенное увеличение количества мусковита и кварца в гнейсовой толще; 3) появление граната в измененных гнейсах, в тяжелой фракции — рутила и циркона; 4) и наконец, сами высокоглиноземистые сланцы, которые могут рассматриваться как продукты ближайшего перетложения ферриаллитной (латеритной — Б.М.) зоны кейвской коры выветривания.

Нетрудно увидеть, что все перечисленные признаки полностью согласуются с представлениями о глубинном метаморфно-метасоматическом генезисе кианитовых сланцев Кейв.

Здесь так же, как и в предыдущем примере (КМА) отсутствуют какие-либо доказательные прямые признаки континентального перерыва (расчлененный рельеф, грубозернистые отложения, фациальная изменчивость пород) и бывшего развития мощных кор химического выветривания пород.

Таким образом, многие из описанных в литературе "докембрийских кор выветривания" более доказательно могут быть определены как продукты более поздних подземных преобразований пород, объединяемых нами понятием *подземный гипергенез*.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКОГО ГИПЕРГЕНЕЗА

Несмотря на фрагментарность наших знаний о докембрийском этапе развития Земли, достаточно уверенно можно утверждать, что гипергенез докембрия как составная часть литогенеза существенно эволюционировал. При этом самым консервативным на протяжении всего докембрия оставался подземный гипергенез. Наиболее интенсивно изменялись продукты поверхностного гипергенеза.

В эволюции докембрийского гипергенеза отчетливо выделяются три этапа: раннеархейский (4,5–3,5 млн. лет), поздний архей — раннепротерозойский (3,5–1,6 млн. лет) [16].

Раннеархейский этап. Имеющиеся в литературе сведения о раннеархейском гипергенезе крайне противоречивы и, как правило, спекулятивны. Они основываются исключительно на реконструкциях первоначального облика глубокометаморфизованных пород — биотитовых, гранат-биотитовых, графит-силлиманит-кардиеритсодержащих гнейсов, кристаллических сланцев, мраморов, кварцитов. Предполагается, что эти породы ранее имели минеральный состав, сходный с со-

временными поверхностными образованиями (глинами, алевритами, песками и др.) и возникали в физико-химических средах, обстановках, близких или даже аналогичных современным. Некоторое сходство химического состава перечисленных выше пород и отдельных разностей элювия является одним из основных "доказательств" отнесения их к метаморфизованным корам выветривания.

Кроме этого (наиболее распространенного) представления в литературе высказываются и иные точки зрения на первоначальный облик и состав продуктов раннеархейского гипергенеза. Например: "Высокая степень выветривания и мощные зоны выветривания в архее и преархее (в литературе не описанные, а только предполагаемые. — Б.М.) были обусловлены своеобразным парниковым эффектом, возникшим при взаимодействии вулканогенного кремнезема с магнием морской воды с температурой не менее 80°C" [9, с. 13].

Более радикальное представление о гипергенезе архея в целом недавно было высказано М.М. Ипатовым и И.М. Костюком, которые, касаясь генезиса кварц-серицитовых сланцев ("метаморфизованных кор выветривания"), считают, что "такой состав пород возникает в стадию послемагматического формирования гидротермальных месторождений и известен как процесс беризитизации пород" [9, с. 60]. На этом основании эти авторы предполагают, что на поверхности докембрийских континентов господствовали pT -условия, благоприятные для беризитизации. Иными словами, не было ни гидрослюд, ни каолина, ни тем более минералов свободных гидратов глинозема и железа, а докембрийский поверхностный гипергенез (корообразование) характеризовался прямым замещением магматогенных минералов минералами гидротермальной (в частности, беризитовой) ассоциации.

Анализ материалов по эволюции земной коры позволяет поддержать существующие представления о раннем архее, как "догидросферном этапе развития литосферы" [9, с. 45]. Высокие температуры и давления, господствовавшие на поверхности Земли, постоянный подток газовых и газовой-жидких эманаций из глубины создавали слой тяжелой агрессивной атмосферы, насыщенной парами различных кислот. Протекавший в таких средах гипергенез мало чем отличался от обстановок глубинного гидротермально-метасоматического преобразования. Основным источником энергии гипергенных (приповерхностных) процессов был глубинный разогрев протовещества планеты.

До сих пор в литературе нет достоверных сведений о существовании в раннем докембрии континентальных отложений, которые могли бы быть интерпретированы как продукты размыва кор выветривания. Что касается указаний на существование морских осадочных толщ (кварцитов, мраморов, силлиманитовых сланцев и др.), то происхождение их, как было отмечено выше, можно объяснить выносом на поверхность огромных количеств различных соединений ювенильными водами, в изобилии возникавшими при дегидратации протовещества планеты на начальных стадиях ее развития.

Поздний архей — раннепротерозойский этап. К началу позднего архея в основном завершилась геологически быстрая эволюция основных факторов гипергенеза — атмо- и гидросферы, возникла биосфера, появились крупные морские водоемы и четко определились границы земля — вода — воздух, а соответственно физически обозначились продукты всех трех типов гипергенеза. На континентах, очевидно, развивалась кора выветривания как реакционная кайма между вышедшими на дневную поверхность горными породами и атмосферой. На океанском дне, сложенном в основном вулканитами, протекали процессы гальмиролиза, а в приповерхностной зоне активизировались процессы подземного выщелачивания горных пород — подземного гипергенеза.

На характер поверхностного гипергенеза определяющее влияние оказывали следующие обстоятельства: 1) отсутствие растительности на континентах; 2) более высокое парциальное давление углекислого газа в атмосфере и соответственно более кислый, нежели в фанерозое, состав поверхностных вод; 3) интенсив-

ный подток из глубины термальных вод, обуславливавших повышенную температуру грунтовых вод и активизацию процессов гидролиза.

Влиянию растительности на современный поверхностный гипергенез посвящено большое число исследований, из которых следует, во-первых, что отсутствие растительности приводит к общему дефициту осадков и возникновению зональности: дожди на побережьях — засухи в глубинных областях континентов. Это в свою очередь обуславливает резкие колебания атмосферного давления и соответственно интенсификацию ветровой эрозии. Последняя в докембрии, вероятно, являлась одним из ведущих факторов площадной денудации внутренних районов континентов. Во-вторых, растительность резко понижает коэффициент поверхностного стока, а в некоторых случаях вообще заменяет его просачиванием с последующим выходом вод через подземные пути миграции. В докембрии при отсутствии растительности воды практически не задерживались на поверхности, а в виде временных потоков, не имеющих ни постоянных русел, ни постоянного течения, стекали в области аккумуляции, производя главным образом механическую площадную эрозию.

Высокие температуры и подток термальных вод к приповерхностной зоне Земли, несмотря на общий дефицит воды в атмосфере, предопределяли возможность существенного повышения абсолютной влажности почвенного воздуха, что интенсифицировало гидролиз силикатов.

Поскольку в докембрии не было условий фиксации продуктов гидролиза на поверхности, последние по мере возникновения переносились временными потоками в области аккумуляции, не образуя в областях размыва сколько-нибудь мощных скоплений (кор выветривания).

Таким образом, особенности поверхностных гипергенных сред позднего архея — раннего протерозоя должны приводить (и приводили) к интенсивному гидролизу алюмосиликатов и площадному смыву его продуктов в водоемы. Ни о каких "мощных корах глубокого химического выветривания" в докембрии говорить не приходится. Это заключение, обоснованное нами еще в середине 70-х годов, в настоящее время получило подтверждение в работах М.М. Ипатова, И.М. Костюка, М.И. Грайзера, Х.Г. Ильинской и многих других исследователей докембрийских кор выветривания [9, 29 и др.].

Все преобразования размывающихся горных пород происходили главным образом по пути переноса осадков и в бассейнах в стадию диагенеза. На отдельных участках в глубине континентов в условиях резкого дефицита влаги возможно представить себе формирование на поверхности карбонатных (каliche) и кремнистых (силькрет) инфильтрационных кор.

Кварцево-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые породы, иногда сохраняющие реликтовую структуру подстилающих (материнских) пород, образующие маломощные хорошо выдержанные прослои и описываемые многими исследователями как "докембрийские коры выветривания", при детальном рассмотрении в большинстве случаев могут быть определены либо как продукты гальмиролиза, либо как зоны кислотного выщелачивания, хотя в некоторых случаях и нельзя исключить их гипергенно-поверхностный генезис.

Для корректного обоснования элювиальной природы рассматриваемого объекта необходимо тщательно изучить разрез: состав и строение профиля предполагаемой коры выветривания, фациальный и петрографический состав перекрывающих отложений, рельеф поверхности перерыва.

Поздний протерозой. В позднем протерозое характер гипергенеза качественно не изменился. В связи с отсутствием растительности на суше продолжали господствовать ландшафты примитивных пустынь. Высокие атмосферное давление и температура, агрессивный состав атмосферы и выпадавших дождей обуславливали весьма энергичный гидролиз пород, особенно богатых щелочами и щелочными землями. При выветривании пород в особо благоприятных обстановках

могли возникать минералы каолининовой группы, но промышленные залежи каолинов не образовывались.

В подобных обстановках, очевидно, не могли протекать процессы природного разделения алюминия и кремния, а соответственно формироваться латеритные покровы. Алюминий мог выщелачиваться из пород только кислыми и ультракислыми глубинными водами. В зонах высачивания таких вод (обычно в придонных частях океанов) возникали линзовидные и пластовые залежи силикатных диаспоров типа известных на Алагульском месторождении в юго-западной Монголии [17].

Железо в гипергенезе всего докембрия накапливалось исключительно в водных бассейнах, куда оно поступало совместно с кремнеземом из глубинных зон. Нельзя себе представить такой экзогенный геохимический барьер, на котором осаждалось бы только железо. Это обстоятельство позволяет однозначно отрицательно отвечать на вопрос о возможности обнаружения среди докембрийских толщ месторождений богатых ($Fe > 60\%$) железных руд. Подобные руды могли возникать только в зрелых корах выветривания, т.е. начиная со среднего палеозоя.

Невозможностью возникновения в докембрии глубоко химически переработанных кор выветривания объясняется также факт полного отсутствия среди докембрийских отложений гипергенных никелевых и кобальт-никелевых руд, широко развитых в мезозое и кайнозое.

Гипергенная минерализация докембрия характеризовалась формированием месторождений, почти исключительно связанных с подземным и частично с подводным гипергенезом, что приводило к возникновению таких специфических для древних толщ рудоносных формаций, как золото-урановая, медно-кобальтовая, золото-полиметаллическая и др., а также большой группы гидротермокарстовых месторождений различных полезных ископаемых.

В заключение следует отметить, что обобщение результатов исследований последних лет позволяет критически отнестись к положению о "принципиальном сходстве геохимических факторов гипергенеза на всем протяжении обозримой геологической истории Земли". Путь поисков аналогий, принципиального сходства докембрийского и фанерозойского гипергенеза представляется тупиковым. Надо идти путем поиска различий и последующего их анализа. Это позволит выявить закономерности формирования пород и в конечном счете выйти на научный прогноз полезных ископаемых.

Список литературы

1. Бекасова Н.Б., Мирская Д.Д., Пушкин Г.Ю. Этапы и эволюция корообразования в среднем протерозое Кольского полуострова // Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975. С. 116–126.
2. Головёнок В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 267 с.
3. Головёнок В.К., Шалек Е.А. О геохимических особенностях докряжовской коры выветривания на базитах Саксаганского района // Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975. С. 47–49.
4. Додатко А.Д., Кухарева Н.И., Семергеева Е.А. Новые данные о дневней метаморфизованной коре выветривания магматических пород Саксаганского района Кривбасса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 5. С. 126–137.
5. Домбровская Ж.В., Слукин А.Д. Некоторые аспекты изучения докембрийских кор выветривания // Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975. С. 203–208.
6. Ершова Е.В., Робертус Ю.В., Писаренко В.М., Афоничкина Е.И. О природе высокоглиноземистых минералов в палеозойских образованиях Горного Алтая. // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 6. С. 19–28.
7. Жданов В.В., Беляев Г.М., Блюман Б.А. Региональные метаморфо-метасоматические формации. Л.: Недра, 1983. 280 с.
8. Кашинцев Г.Л. Петрохимические особенности изменения палагонитизированных базальтов на дне океана // Океанология. 1975. Т. XV. Вып. 2. С. 282–288.
9. Континентальные переделы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ (об. статей). М.: Наука, 1985. 152 с.

10. *Корякин А.С.* Диагностические критерии метаморфизованной коры выветривания (на примере Центральной Карелии) // Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975. С. 28–33.
11. *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.
12. *Кравченко В.М., Тетерюк В.К.* Возраст древних кор выветривания железорудных месторождений Украинского щита и Воронежской антеклизы по данным споро-пыльцевого анализа // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 4. С. 51–64.
13. *Кулиш Е.А.* Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология. Хабаровск: ДВИМС, 1973. 369 с.
14. Магматические и метаморфические комплексы пород Кольской сверхглубокой скважины / Под ред. Козловского Е.А., Наливкиной Э.Б., Смылова А.А. // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1986. Т. 335. 228 с.
15. *Михайлов Б.М.* Экзородогенез в геологической истории территории СССР // Рудоносность осадочных комплексов. Л.: ВСЕГЕИ, 1989, с. 9–22.
16. *Михайлов Б.М.* Эволюция литогенеза // Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. Кн. 1. Л.: Недра, 1989. С. 209–224.
17. *Михайлов Б.М.* Рудоносные коры выветривания. Л.: Недра, 1986. 238 с.
18. *Петров Б.М.* Некоторые особенности формирования пород и руд, связанных с поздне-архейскими корами выветривания Курской магнитной аномалии // Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981. С. 164–165.
19. *Петров Б.М., Кононов Н.Д.* Продукты докурского выветривания в основании протерозоя КМА // Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975. С. 68–70.
20. Рудоносность осадочных комплексов: Доклады сов. геологов на XXVIII сессии МГК. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 211 с.
21. *Савко А.Д.* Особенности формирования и сохранности продуктов выветривания в различные эпохи корообразования (на примере Воронежской антеклизы) // Минерогения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980. С. 162–173.
22. *Салоп Л.И.* Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
23. *Сидоренко А.В., Теняков В.А.* Бокситообразование в геологической истории Земли и "принцип сходства" экзогенных процессов в докембрии и фанерозое // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1976. Т. 226. № 5. С. 1150–1153.
24. *Сидоренко А.В.* Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия // Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975. С. 5–15.
25. *Соколов В.А., Хейсканен К.И.* Этапы формирования химических кор выветривания в докембрии: Доклады на XXVII сессии МГК. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 35–43.
26. *Соколов В.А., Хейсканен К.И.* Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания в Карелии // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 1. М.: Недра, 1966. С. 176–185.
27. *Сочава А.В., Савельев А.А., Шулешко И.К.* Каличе в среднепротерозойских отложениях Центральной Карелии // Докл. АН СССР. 1975. Т. 223. № 6. С. 1451–1454.
28. *Теняков В.А.* Бокситообразование в геологической истории Земли и проблема бокситов в докембрии // Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975. С. 52–65.
29. Экзогенное породо- и рудообразование в докембрии. М.: Наука, 1989. 268 с.
30. *Яншин А.Л., Жарков М.А., Казанский Ю.П.* Эволюция пороодообразования в истории Земли и связанные с ней закономерности размещения полезных ископаемых // Геология и геофизика. 1977. № 11. С. 90–97.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт,
Ленинград

Поступила в редакцию
7.VI.1990

УДК 551.313(571.66)

© 1991

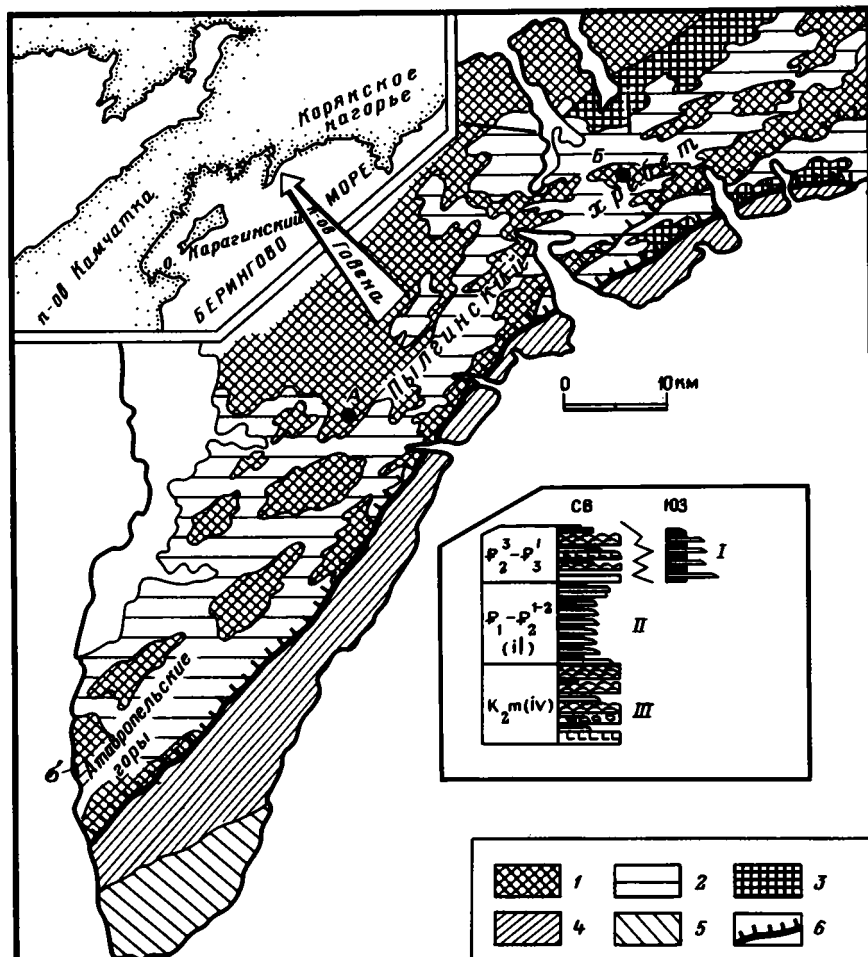
Чамов Н.П.**ЛИТОЛОГИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ ПОЛУОСТРОВА ГОВЕНА (ЮГ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ)**

В пределах п-ова Говена установлены две структурно-фациальные зоны, разделенные в современной структуре линией Приморского надвига. В статье подробно рассмотрены отложения северо-западной зоны. Приведены новые возрастные данные по комплексу нанопланктона. Дана генетическая классификация отложений гравитационных потоков, позволяющая связать их накопление с обстановками различных частей подводных конусов выноса. Показана возможность отнесения отложений северо-западной зоны к преддуговому бассейну.

Территория п-ова Говена, расположенного на юге Корякского нагорья, представляет интерес для восстановления истории формирования северо-западного фрагмента континентального обрамления Командорской котловины и понимания процессов осадконакопления при активном влиянии вулканизма в зоне перехода от океана к континенту. В настоящее время существуют представления о связи отложений полуострова с отложениями расположенного к юго-западу от о-ва Карагинского и выделяется единый Говенско-Карагинский блок [1]. Ряд исследователей считают, что палеогеновые отложения Говенско-Карагинского блока надвинуты на верхнемеловые отложения ватынской серии, и относят их к крупному Олюторскому блоку, занимающему центральную часть Корякского нагорья [6].

В ходе картировочных и детальных литологических работ автором совместно с сотрудниками Лаборатории тектоники океанов и переходных зон ГИН АН СССР А.Д. Казимировым, Г.В. Полуниным и геологами СКГРЭ ПГО "Камчатгеология" Л.Б. Афанасьевой и Н.Т. Ворогушиным в пределах п-ова Говена установлены две крупные структурно-фациальные зоны: северо-западная, включающая Пылгинский хребет, Атавропельские горы, а также их северо-западные, отроги, и юго-восточная, заключенная между линией Приморского надвига и береговой линией Олюторского залива Берингова моря (фиг. 1).

Комплекс структурных, литологических и палеонтологических данных свидетельствует о значительном различии отложений этих двух зон, исторически объединяемых в единый стратиграфический разрез (З.А. Абдрахимов, А.А. Коляда и др.). Потоки базальтов, андезито-базальтов и андезитов приурочены исключительно к северо-западной зоне (собственно к Пылгинскому хребту), где переслаиваются с весьма монотонными по вещественному составу вулканическими флишевыми сериями. Микрофаунистический комплекс в отложениях зоны в видовом отношении крайне беден. Осадочные образования юго-восточной зоны более разнообразны по вещественному составу и весьма сходны с таковыми на юго-востоке о-ва Карагинского. Флишеидные толщи интенсивно будничированы; нередко отдельные пласты и их серии заключены в интенсивно кливажированный аргиллитовый матрикс. В гальках, часто встречающихся в подобном



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта п-ова Говена и схема стратиграфического сопоставления толщ

1–3 – толщи северо-западной структурно-фациальной зоны: 1 – вулканогенная (I); 2 – осадочная (II); 3 – вулканогенно-пирокластическая (III); 4, 5 – толщи юго-восточной структурно-фациальной зоны: 4 – терригенная, 5 – кремнисто-терригенная; 6 – приморский надвиг. А, Б – положение литолого-фациальных разрезов, приведенных соответственно на фиг. 3 и 4; σ – тело гипербазитов

матрикс, присутствуют песчаники, аргиллиты, базальты. На крайнем юге полуострова в пределах зоны появляется кремнистая фация. Здесь же довольно широко развиты маломощные (первые метры) олистостромы. Кроме того, весьма богатый эоценовый микрофаунистический комплекс в отложениях юго-западной зоны позволяет, по мнению М.Я. Серовой [4, 5], сопоставить эти отложения по времени и условиям своего образования с толщами на востоке о-ва Карагинского. Приморский надвиг представляется выражением тектонического совмещения разных структурно-фациальных зон, сопоставление которых должно стать предметом самостоятельного исследования. В данной работе рассмотрены вулканогенно-осадочные отложения северо-западной зоны.

Три толщи, выделяемые в пределах северо-западной зоны, представляются элементами одной стратиграфической последовательности. Нижнее положение занимает вулканогенно-пирокластическая толща (по ранним схемам, ивтыгинская и инетиваямская свиты, А.А. Коляда), основание которой сложено грубо

переслаивающимися туфоконгломератами и туфогравелитами. В средней части развиты подушечные базальты, преобладающие в разрезах над осадочными отложениями. Верхи толщи сложены преимущественно вулканомиктовыми песчаниками, авлеролитами и силицитами, вмещающими отдельные потоки базальтов. Присутствие туфосилицитов характерно для толщи; реже отмечаются тонкие прослои кремней и туфогенно-кремнисто-карбонатные стяжения. Мощность толщи 600–1000 м.

Осадочная толща (по схемам З.А. Абдрахимова, А.А. Коляды и др. — ильпинская свита), согласно перекрывающая отложения вулканогенно-пирокластической толщи, фациально разнообразна и представлена вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Мощность толщи 300–500 м.

Для верхней вулканогенной толщи характерна чрезвычайная фациальная изменчивость, проявляющаяся особенно ярко по простиранию зоны. Так, базальты, лавобрекчии и грубые туфы известны лишь в северной части зоны и полностью исчезают из разрезов в южном направлении на широте бухты Южная Глубокая. Переход от нижележащей толщи постепенный: от отдельных туфовых горизонтов до практически полного доминирования в разрезах лавовых покровов и связанных с ними гялокластитов и тефроидов. Отсутствие вулканитов в южной части зоны крайне затрудняет разделение монотонных флишоидов осадочной и вулканогенной толщ. Поэтому данные микропалеонтологических исследований, особенно по комплексам наноплактона, имеют здесь решающее значение. Мощность толщи варьирует от 200 до 600 м, возрастая в направлении с юга на север.

В пределах северо-западной зоны датировка отложений и стратиграфическое расчленение толщ весьма сложны, так как они практически лишены макро-окаменелостей, фациально изменчивы, значительно дислоцированы и не позволяют установить маркирующие горизонты. Датирование нижней, вулканогенно-пирокластической толщи основывается на двух находках в 1979 г. А.А. Колядой ребристых иноцерамов. Фрагменты приурочены к грубым отложениям пирокластических потоков и, по заключению палеонтолога Т.Г. Калишевич, это не указывает безоговорочно на позднемеловой возраст, так как обломки разрушенных раковин иноцерамов могут встречаться в породах позднемелового — миоценового возраста в результате переотложения более поздними потоками. Учитывая отсутствие других возрастных данных и структурное положение, толща условно датируется позднемеловым (позднемаастрихтским) возрастом.

В низах осадочной толщи из аргиллитов коллекции автора выделены *Bathysiphon* cf. *Nauus*, *Cyclamina* sp. indet, что, по мнению М.Я. Серовой, соответствует пограничным отложениям маастрихта — дания. По данным М.Я. Серовой [4], планктонные фораминиферы из осадочной толщи в районе Атавропельских гор, представленные видами *Globigerina nana* Chalilov, *Acarinina acarinata* Sulb., *A. primitiva* Finlay, *Globigerina elongata* Glaessner, имеют позднепалеоценовый возраст. Вся толща, видимо, занимает более широкий возрастной интервал.

В образцах 90, 251, 256, 258, 264, 271, 274, 286 (коллекция ГИН АН СССР) из вулканогенной толщи выделена нанопланктонная ассоциация, представленная видами *Coccolithus pelagicus*, *C. formosus*, *Dictiococcites bisectus*, *D. Scrippsae*, *Discoaster deflandrei*, *D. nodifer*, *Reticulofenestra Umbilica*, *R. hillae*, *Cycligargolithus floridanus*, *C. abisectus*, *Sphenolithus moriformis*.

Согласно заключению Е.А. Шербиной (ИЛСАН АН СССР), данные виды характеризуют широкий стратиграфический интервал от верхов среднего эоцена (зона *Reticulofenestra umbilica*) до низов олигоцена. Это типичный глубоководный комплекс внутриокеанических поднятий. Обилие мелких, не диагностируемых в световой микроскоп ретикулофенестр придает комплексу облик, сходный с таковым в высоких широтах Южной Атлантики. Только в одном образце (258) обнаружен *Sphenolithus radians*, характерный для верхов среднего эоцена. Полученные датировки позволяют связать начало формирования вулканогенной

толщи и проявление второго этапа вулканизма с верхами среднего эоцена, хотя отложения толщи в целом могут отражать и более широкий возрастной интервал.

Как видно из приведенных данных, стратиграфическое расчленение отложений далеко от совершенства. В то же время пересмотр геологических взглядов на строение полуострова необходим и обусловлен появлением новых данных, противоречащих существовавшим представлениям.

Ранее в пределах полуострова ряд геологов-съемщиков (А.А. Коляда и др.) выделяли две свиты: верхнемеловая — палеоценовая ивтыгинская (и условно нижележащая инетиваямская) и эоцен-олигоценовая ильпинская. Все вулканические образования связывали с ивтыгинской и инетиваямской свитами, а случаи верхнего положения вулканитов в разрезах объясняли их шарьированием на осадочные образования ильпинской свиты. Такому представлению способствуют соседствующие с нормальными стратиграфическими переходами между толщами участки подрывов с весьма эффектными поверхностями несогласий, возникшие при интенсивных складчатых деформациях вследствие различной механической компетентности пород. Противоречия в представлении о принадлежности всех вулканитов к одной толще проявились еще в 1969 г., когда М.Я. Серова обнаружила в образцах из ивтыгинской свиты руководящие планктонные фораминиферы вида *Globigerina elongata* Glaessner, что, по ее мнению, исключает возможность отнесения датируемых образований к мелу. Каменный материал для этих определений был собран в разрезах выделяемой нами верхней вулканогенной толщи. Данные автора по комплексу нанопланктона, относимому к верхам среднего эоцена, из разрезов "типичных меловых шарьяжей" подтверждают необходимость разделения ивтыгинской свиты на две толщи, отложения которых отражают два этапа вулканизма — в позднем мелу и верхах среднего эоцена.

Объединение в единый стратиграфический разрез отложений северо-западной и юго-восточной структурно-фациальных зон представляется неправомерным и связано, по-видимому, с классическими представлениями о примате вертикальных движений, в то время как тектоническое совмещение изначально значительно разобщенных осадочных бассейнов или участков одного бассейна в результате горизонтальных перемещений, характерное для зон перехода от океана к континенту, не принималось во внимание.

Полученные данные вынуждают отказаться от использования термина *свита* и прибегнуть к более свободному термину *толща*. В статье рассмотрены отложения средней осадочной и верхней вулканогенной толщ, которые позволяют наиболее полно показать характер флишенакпления и связь вулканизма и седиментации.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПЕСЧАНИКОВ И ОБЛОМОЧНЫХ МИНЕРАЛОВ

По вещественному составу печаники относятся к вулканомиктовым граувакам и состоят в основном из обломков эффузивных пород — андезитов и андезито-базальтов, вулканического стекла и плагиоклаза (андезина и лабрадора). На диаграмме В.Д. Шутова [7] песчаники группируются вдоль стороны *L-F*, что характерно для вулканического материала, не разбавленного терригенной примесью. На диаграмме Б. Дикинсона [9] для типов источников сноса песчаники тяготеют к полю слабозродированных островных дуг. На диаграмме Ж. Мейнарда [12] для типов бассейновых обстановок песчаники сопряжены с полями внутриокеанических островных дуг, частично занимая поля пред- и задуговых бассейнов.

Среди минералов тяжелой фракции песчаников доминирует (80–98%) моноклинный пироксен из вулканитов, сопутствующих осадконакоплению. В меньшем количестве (1–10%) присутствуют ильменит, хромит, магнетит. При общем сходстве мафической составляющей тяжелой фракции песчаников Пылгинского хребта и Атавропельских гор содержание сиалических компонентов в них различ-

но. Так, в песчаниках Пылгинского хребта содержания рутила, анатаза, циркона, апатита и барита лишь в единичных случаях превышают в сумме 10%. В песчаниках Атавропельских гор силикатические минералы представлены, %: цирконом — 3,8–58,6, апатитом — 1,2–60,1, гранатом — 0,1–14,8, корундом — 1,0–2,2 и турмалином — 1,2–1,9, составляющими в сумме от 15 до 65%. Присутствие корунда и турмалина может свидетельствовать о существовании синхронного осадконакоплению метаморфического источника. Хлорит-гидрохлоритовая ассоциация глинистых минералов в отложениях Атавропельских гор представляется более зрелой по отношению к таковой в пределах Пылгинского хребта, где в ее составе обнаружен смектит.

Собственно эффузивные образования верхней вулканогенной толщи приурочены к полям базальт-андезитового и базальт-трахиандезитового рядов на диаграмме П. Сабина [16]. В целом вулканогенно-осадочные отложения северо-западной структурно-фациальной зоны п-ова Говена могут быть отнесены к продуктам разрушения зрелой слабозеродированной островной дуги.

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ О ГЕНЕЗИСЕ ОСАДКОВ И ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ

Вулканомиктовые гравелиты, песчаники, алевролиты и аргиллиты обеих толщ обладают хорошо развитыми первичными текстурами, комплекс которых свидетельствует в пользу отложения осадочного материала из гравитационных потоков. Наблюдаемые обнажения представляются фрагментами непрерывного осадочного ряда, образованного подводными гравитационными процессами, начинающимися с вовлечения в движение крупных масс нелитифицированных осадков и приводящих к их дифференциации по мере транспортировки в потоках переменной плотности. Отложения гравитационных потоков обладают специфическим набором генетических признаков, отражающих гравным образом способы их транспортировки и накопления, а также позволяющих восстановить их положение в пределах латерального ряда.

Классификация отложений построена на выделении генетических единиц различного ранга, что упрощает систематизацию и корреляцию весьма монотонных и палеонтологически "немых" толщ.

Первичной генетической единицей принят *ритм*, слагаемый в определенной последовательности различными литологическими типами пород (пластами) с характерными первичными текстурами и мощностями. Ритм формируется в ходе единичного седиментологического события и отражает дифференциацию осадочного материала в процессе схода гравитационного потока. Он является простейшим элементом автоциклического осадочного процесса, позволяющим судить о его природе и динамике.

Комплекс сходных ритмов образует *пакет*, имеющий значительный пространственно-временной объем, и может быть выражен как картируемое геологическое тело. Пакет объединяет осадки, накопившиеся под влиянием сходных условий в ходе ряда седиментологических событий, и отражает фациальную принадлежность отложений, т.е. их ландшафтную приуроченность в непрерывном латеральном ряду гравитационных потоков.

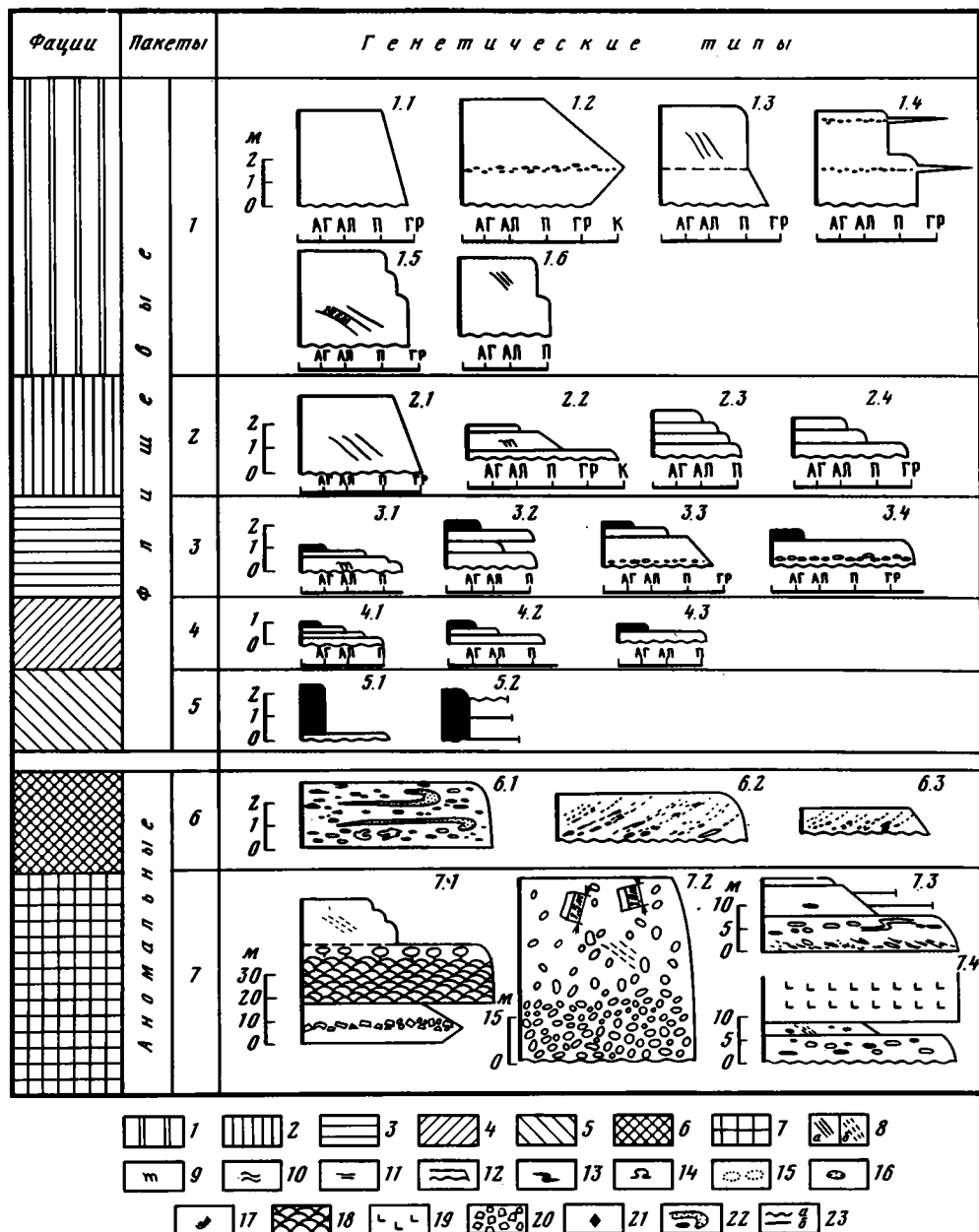
Отложения различных пакетов, сменяя друг друга в разрезе, образуют комплексы более высоких рангов — *циклы*, которые отражают смену фациальных обстановок, т.е. условий седиментации, что позволяет восстановить направленность осадочных процессов.

Видно, что в пределах каждого ранга генетическому термину соответствует интерпретационное (формационное) понятие. Описание собственно отложений представляется целесообразным вести в терминах генетического ряда, а обсуждение условий и обстановок осадконакопления — в терминах формационного ряда, что охраняет фактический материал от интерпретационной субъективности. На

ОПИСАНИЕ ПАКЕТОВ

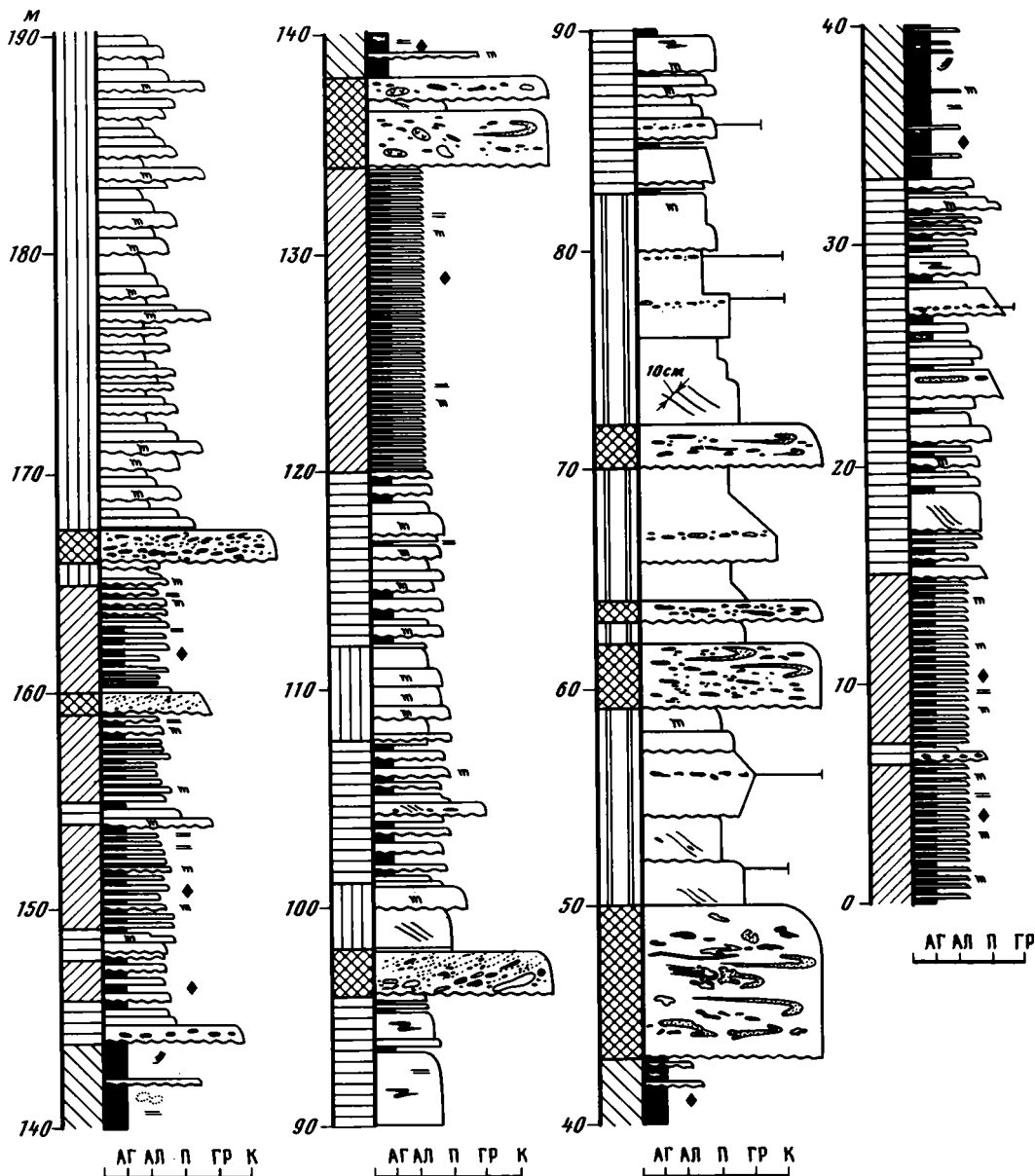
Пакеты 1-го типа объединяют отложения от конгломератовой до песчаной с преобладанием гравелисто-крупнопесчаной размерности и экзотическими включениями и пластами валунного и алевритового материалов. Толщина образующих пластов варьирует от 1 до 6 м. Ритмичность замаскирована, что обусловлено градационной сортировкой осадочного материала в пределах пласта, который в силу своего комплексного строения и представляет ритм. Градационность выступает в роли характерной и специфической разновидности ритмичности. В то же время градационная сортировка является наиболее характерной среди осадочных текстур. Выделяются простая нормальная (фиг. 2, 1.1), маятниковая (см. фиг. 2, 1.2) или многократная маятниковая градационность. Часто наблюдается постепенный переход от градационной текстуры к массивной или грубокослоистой (см. фиг. 2, 1.3). Градационная сортировка обычно не выражается в идеальной последовательности с лютитовой кровлей (по Кюнелу [11]) в результате срезания более поздним потоком. В неградационных пластах ритмичность проявлена более наглядно в виде ступенчатой смены размерности материала в пределах единого пласта (см. фиг. 2, 1.5; 1.6). Текстуры в неградационных пластах преимущественно массивные, но может развиваться крупная грубая и мелкая косая слоистости в нижних (см. фиг. 2, 1.5) или верхних (см. фиг. 2, 1.6) частях ритма. В ритмах с массивной текстурой могут присутствовать участки с градационным характером (см. фиг. 2, 1.4), но они обычно не получают значительного развития и представлены цепочками алеврито-песчаных галек, ориентированных длинными осями по напластованию. Присутствие в ритмах подобных цепочек более крупного по отношению к окружающему осадку материала очень характерно для пакета и обычно приурочено к градационным ритмам. Положение их в пределах ритма может быть совершенно произвольным, но в основном тяготеет к его основанию. Размер галек по длинной оси составляет 1,5–3,0, реже 5–7 см. Вещественный состав всегда соответствует составу материала ритма. Иногда в пределах крупных цепочек отмечаются оползневые текстуры, но в целом они нехарактерны; иногда к ним приурочен разноориентированный материал значительной (до валунов) крупности. Ископаемых остатков не обнаружено. Пакеты имеют неправильно-линзовидное (канальное) строение; продольная протяженность несоизмеримо выше поперечной. Соотношение с нижележащими пакетами исключительно эрозивное. Мощность пакетов (фиг. 3) достигает десятков метров (обычно 30–40 м).

Различно выраженная стратификация осадков отражает вариации гидродинамических обстановок при их транспортировке и отложении. В потоках, приведших к формированию нормальноградационных пластов (см. фиг. 2, 1.1), сортировка осуществлялась благодаря возможности обломков двигаться друг относительно друга, что свидетельствует об относительно низкой концентрации потока и более длительном переносе по сравнению с неградационными и обратноградационными пластами [17]. Отсутствие слоистости свидетельствует о быстром отложении материала из потока, когда условия для волочения обломочных частиц не успевали возникнуть. По-видимому, нормальноградационные пласты образованы из высокоплотных турбидных или низкоплотных зерновых потоков. Маятниковая и многократная градационности отражают неоднородность потока по плотности и характеру переноса, а возможно, и пульсационный характер транспортировки [17]. Наличие более мелкого материала в основании градационных пластов изучено экспериментально и объясняется способностью более мелких частиц тонуть между более крупными, выталкивая их кверху; такой механизм получил название кинетического просеивания [13]. Обратная градационность



Фиг. 2. Генетические типы и фашии палеогеновых отложений п-ова Говена

1–7 – фашии: 1, 2 – соответственно главных и второстепенных распределительных каналов, 3 – намывных валов, 4 – лопастей, 5 – периферических частей конусов, шлейфа и межканальных депрессий. 6 – оползней, 7 – вулканические; 8–11 – типы слоистости: 8 – крупная грубая косая (а – ясная, б – плохо выраженная), 9 – мелкая косая, 10 – параллельно-волнистая, 11 – горизонтальная; 12 – градиционность; 13, 14 – тиксотропные текстуры (13 – оползневые, 14 – конволютные); 15 – биотурбация; 16 – карбонатные стяжения; 17 – скорлуповатость; 18, 19 – лавы (18 – шаровые, 19 – массивные); 20 – лавобреккии; 21 – перекристаллизованные радиолярии; 22 – фрагменты песчаных (точки) и глинистых (черное) слоев; 23 – характер контакта (а – эрозионный, б – отчетливый)



Фиг. 3. Литолого-фациальный разрез в верховьях р. Гыргол под Эвьаямским ледником. Условные обозначения см. фиг. 2

вообще свидетельствует об интенсивном характере переноса, отражающем мощный механизм запуска потока и приуроченность к крутым склонам, а следовательно, близость к источнику [18]. Наличие цепочек галек, ориентированных параллельно напластованию, может быть объяснено существованием в пределах потока участков, с инерционно-зерновым (флюксотурбидным) характером переноса.

Неградиционные пласты (см. фиг. 2, 1.4–1.6) могут отражать: 1) осаждение из зерновых потоков, в которых обломочный материал не имел возможности свободно перемещаться из-за высокой концентрации; 2) полное перемешивание материала внутри пласта или 3) перемешивание и флюидизацию материала

внутри всего пласта с уничтожением всех текстур [10]. Существование сложно-построенных пакетов, наличие переходов между гранулометрически различными осадками, появление разномасштабной косой слойчатости свидетельствуют о трансформациях в теле потока и весьма высокой динамике осадконакопления. В целом отложения пакетов 1-го типа отражают интенсивные гидродинамические условия осадконакопления и, несомненно, приурочены к проксимальным частям осадочного бассейна.

Пакеты 2-го типа объединяют отложения от гравелистой до алевритовой с преобладанием песчаной размерности. Толщина слоев может достигать нескольких метров, но обычно не превышает 1 м. Ритмичность в напластовании выражена весьма хорошо. Ритм строится с участием нескольких пластов с отчетливыми границами, с уменьшением размерности материала в каждом вышележащем пласте. Мощности ритмов обычно не превышают 1,5–2,0 м. Градационность в пластах, как правило, сочетается с грубой крупной (см. фиг. 2, 2.1) или мелкой (см. фиг. 2, 2.2) косой слойчатостью, что очень характерно для данного типа пакетов. Неградационные пласты обычно массивны, но могут нести различно выраженную мелкомасштабную косую слойчатость. Для пакета характерны трех- и четырехкомпонентные ритмы (см. фиг. 2, 2.3, 2.4), сложенные пластами близкой толщины. Цепочки удлиненных галек появляются исключительно редко. Оползневых текстур не отмечается. Остатки микрофауны могут быть приурочены к алевролитовым пластам. Размеры линзовидного поперечного сечения меньше, чем у пакетов 1-го типа. Продольная протяженность во много раз превышает поперечную. С пакетами 1-го типа наблюдаются постепенные переходы, с прочими отложениями контакты резко эрозионные. Мощность пакетов составляет 10–20 м (см. фиг. 3).

Сочетание градационности и разномасштабной косой слойчатости свидетельствует о замедлении скорости гравитационного потока. Образование пластов связано с действием высококонцентрированных турбидных потоков в результате комбинации гравитационного выпадения обломков из взвеси и волочения по поверхности дна. Такие условия могут отражать большую удаленность от источника и более пологие склоны [18] по сравнению с пакетами 1-го типа. Неградационные пласты формировались под влиянием условий, рассмотренных для пакетов 1-го типа. Сходство в механизмах транспортировки и отложения осадочного материала, наличие постепенных переходов, меньшая мощность ритмов по сравнению с пакетами 1-го типа позволяют предположить, что данные отложения накапливались в более отдаленных частях седиментологического объекта или в пределах ландшафтных элементов с менее интенсивным гидродинамическим режимом.

Пакеты 3-го типа. Отложения обнаруживают широкий гранулометрический спектр от конгломератовой до аргиллитовой размерности при доминировании песчаной размерности. Толщина пластов редко превышает 1 м и составляет обычно дециметры, реже сантиметры (в аргиллитовых пластах). Пакету присуще сочетание пластов неодинаковой толщины с различным гранулометрическим составом материала в пределах ритма и отсутствие упорядоченности в смене ритмов. В пластах некоторых ритмов ступенчатая градационность, широко развитая в пакетах 1-го типа, сочетается с мелкой косой диагональной слойчатостью (см. фиг. 2, 3.1), однако доминируют ритмы с массивными текстурами слагающих их пластов. Ритмы могут включать несколько различно сочетающихся компонентов (см. фиг. 2, 3.2), однако поликомпонентные ритмы нехарактерны. Градационные пласты не редкость, однако не образуют серий. Цепочки удлиненных галек приурочены к нижним частям градационных (см. фиг. 2, 3.3) пластов или пластов с крупноразмерным материалом (см. фиг. 2, 3.4). Часто отмечаются оползневые текстуры. Ископаемые остатки не обнаружены. Не все ритмы заканчиваются аргиллитовым пластом, но вообще для пакета присутствие аргиллитовых покрывок в ритмах является характерным признаком. Пакеты обнаруживают эрозионные кон-

такты с соседними и пространственно тяготеют к пакетам 1-го и 2-го типов. Поперечные размеры значительно уступают продольным и измеряются десятками метров. Мощность пакетов (см. фиг. 3) не превышает первых десятков метров (обычно 5–15 м).

Различная стратификация осадков, слабая ритмичность, присутствие лютитовых покрывшек в ритмах свидетельствуют о нестабильном гидродинамическом режиме, который включает периоды высокой и низкой активностей. Редкие отдельные нормальноградационные пласты близки по строению таковым в пакетах 1-го и 2-го типов и формировались, по-видимому, под влиянием низкоплотностных зерновых или высокоплотностных турбидных потоков с различными режимами течения [14]. Пакеты парагенетически связаны с 1-м и 2-м типами и приурочены к средним и верхним частям седиментологического объекта.

Пакеты 4-го типа. Представлены отложениями от песчаной до глинистой размерностей с экзотическими прослоями гравелистого материала. Толщина пластов измеряется первыми дециметрами (обычно 10–20 см), причем компоненты ритма соответствуют друг другу по толщине в пределах практически всего пакета. Степень ритмичности очень высокая. Ритмы двух- и четырехкомпонентные (см. фиг. 2, 4.1–4.3), прекрасно отграниченные друг от друга. Доминируют двухкомпонентные песчано-аргиллитовые ритмы. Число компонентов в ритме зависит, по-видимому, от дальности транспортировки и гранулометрического состава материала в потоке. Градационность нехарактерна для песчаных пластов, всегда имеющих отчетливый или эрозионный контакт с лютитовой кровлей нижележащего потока. В песчаниках обычны осадочные текстуры, описанные как элементы с и d в последовательности Боума [8]. Весьма характерна разномасштабная ковolutная слоистость; крупные включения в пластах песчаника не обнаружены. Микрофаунистические остатки приурочены к аргиллитовым прослоям. Выделяются радиолярии и различные формы планктонных фораминифер. Отложения пакета имеют весьма широкое латеральное распространение и плащеобразно налегают на соседние. Характер переслаивания и распространения позволяет классифицировать отложения пакета как нормально-флишевые [2]. Мощность пакетов достигает десятков метров (см. фиг. 3).

Пакеты 5-го типа объединяют отложения песчано-глинистой размерности. Толщина пластов неравномерная — явно преобладают аргиллиты. Прослойки песчаников и алевролитов не превышают 10–15 см, в то время как толщина аргиллитовых пластов составляет 0,5–1,5 м. Следует отметить, что метровые пласты аргиллитов неоднородны по своему строению. При микроскопическом исследовании выделяются иногда многочисленные прослойки песчано-алевритового материала, и, таким образом, имеется формальное основание для выделения огромного числа ритмов. Однако для целей литологического картирования представляется целесообразным выделение ритмов на основе макроскопических признаков. Обычны хорошо выраженные двухкомпонентные ритмы, состоящие из мелкозернистых песчаников или алевролитов и аргиллитов (см. фиг. 2, 5.1). Часто песчано-алевритовый материал локализован в тончайших пропластках в основании ритма (см. фиг. 2, 5.2).

Степень ритмичности очень высокая, ритмы группируются в серии с близкими параметрами составляющих и имеют между собой постепенные переходы. В песчаниках часты слоистые текстуры, соответствующие элементам с и d последовательности Боума [8]. Аргиллиты тонкогоризонтально-слоистые. Микрофаунистические остатки обнаруживаются в аргиллитовых, реже алевролитовых пластах. Достаточно часто отмечаются мелкомасштабные оползневые текстуры и ковolutная слоистость в песчаниках. Латерально отложения пакетов развиты очень широко и имеют плащеобразное наложение на соседние. Мощности пакетов достигают сотен метров. Характер переслаивания и распространения позволяет рассматривать отложения пакета как дистальные или субфлиш [2].

Элементы последовательности Боума в отложениях пакетов 4-го и 5-го типов свидетельствуют о их формировании из турбидных потоков малой плотности. Значительное место при отложении осадков имели процессы волочения, на что указывают прекрасно оформленная тонкая косая слойчатость в песчаниках. Наличие многочисленных механоглифов на подошвах песчаных пластов также свидетельствует о нижнем режиме течения [14]. Появление оползневых текстур и конволютной слойчатости связано, вероятно, с тиксотропной ремобилизацией уже отложенного осадка [15]. Отложения пакетов 4-го и 5-го типов несомненно тяготеют к наиболее периферическим частям седиментологического объекта или локальным депрессиям (см. фиг. 3).

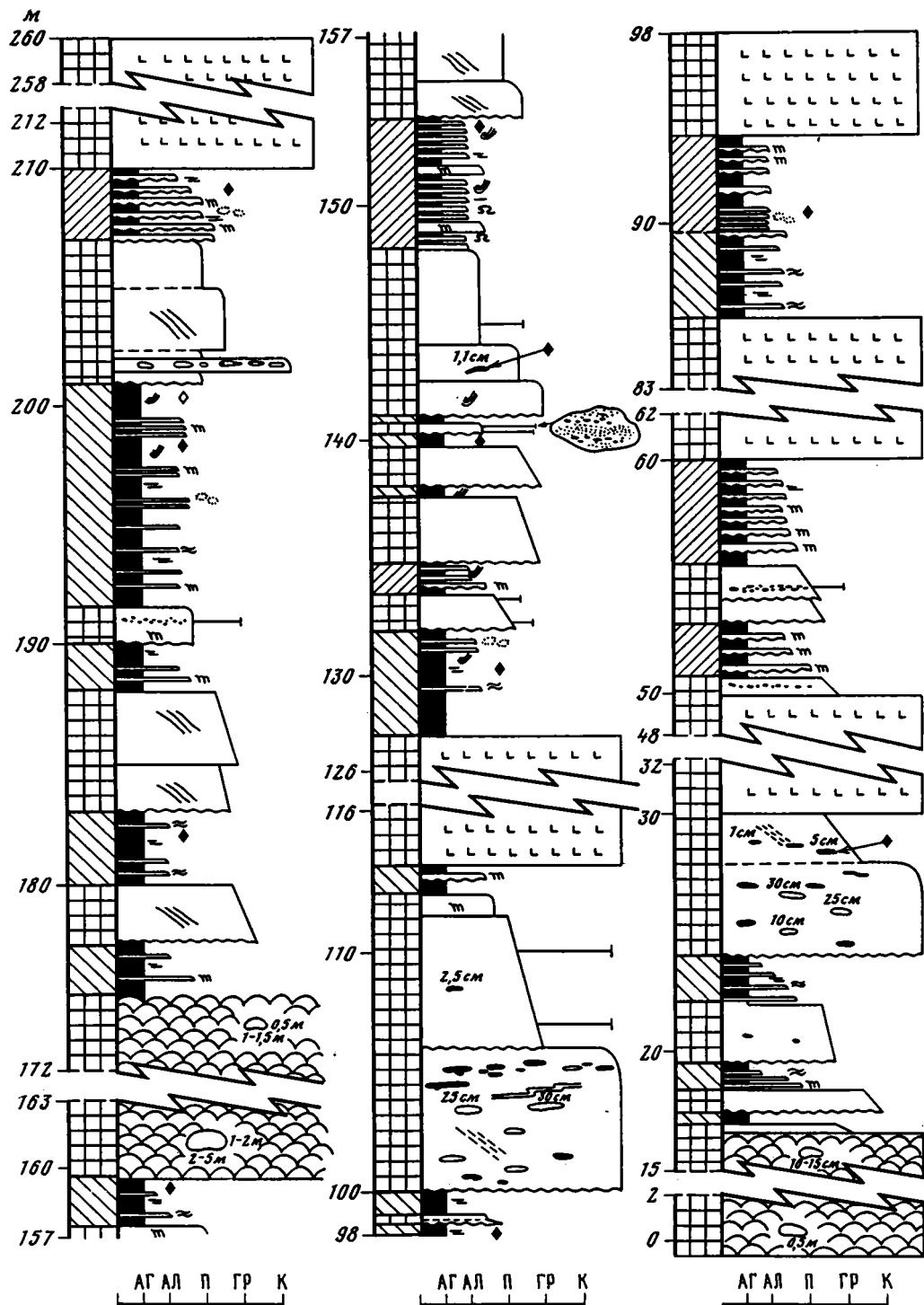
Пакеты 6-го типа всегда резко выделяются среди соседствующих отложений, включают материал самого разного масштаба, в том числе фрагменты пластов и песчаные колобки. Состав осадков обычно соответствует составу соседних пакетов, но могут появляться единичные явно экзотические обломки, например валуны андезито-базальтов. Ритмичность не проявляется. Стратификация выражена обычно в ориентировке удлиненных галек и обрывков пластов примерно параллельно напластованию (см. фиг. 2, 6.1), но может развиваться и различно выраженная грубая крупная косая слойчатость с некоторым улучшением сортировки материала от подошвы к кровле косых слоев (см. фиг. 2, 6.2). Иногда наблюдается сочетание градиационности и крупной косой слойчатости (см. фиг. 2, 6.3). Отложения пакетов 6-го типа ассоциируют со всеми типами пакетов, описанных выше (см. фиг. 3). Контакты с окружающими всегда отчетливые, нижний контакт обычно, но не обязательно имеет эрозионный характер. Мощность пакетов может достигать 10 м, но обычно составляет первые метры. Латеральная протяженность относительно невелика и составляет, вероятно, первые десятки (сотни?) метров.

Формирование пакетов несомненно связано с тиксотропным переотложением неконсолидированных осадков [15] и может быть вызвано перегрузкой склона, гидродинамическим ударом при сходе соседнего потока, наложением тектонического стрессового воздействия, вулканической деятельностью и комбинацией этих факторов.

Пакеты 7-го типа. Объединяют отложения, генетически связанные с подводными излияниями андезито-базальтов: лавы, лавобрекчии, гиалокластиты и тефроиды. Ритмичность не проявляется. Отложения весьма разнообразны, но всегда отражают часть единого процесса излияния лавы.

Часто пакеты отражают импульсивный многостадийный характер процесса и содержат весьма полную летопись вулканического события. В сложно построенных пакетах (см. фиг. 2, 7.1) псефитовые туфы с маятниковой или обратной градиационностью и лавобрекчиями, отложенные подвижными передовыми потоками, подстилают шаровые лавы, слагающие хорошо выраженные потоки, которые постепенно сменяются отдельными подушками, плавающими в тефровом матриксе, количество которого возрастает вверх по разрезу при одновременном исчезновении шарообразных включений. Венчающие пакет ступенчато-градиационные туфы часто обладают плохо выраженной грубой косой слойчатостью. Мощности сложных пакетов могут достигать десятков метров.

Весьма часто наблюдаются оползневые толщи и даже вулканогенные олисто-стромы. Характерны мощные с ярко выраженной нижней эрозионной поверхностью сложно построенные пакеты, в основании которых шарообразные монокомпонентные обломки плагиопорфировых базальтов плавают в гиалокластическом тефровом матриксе (см. фиг. 2, 7.2). Вверх по разрезу расстояния между обломками возрастают, а состав становится поликомпонентным — кроме плагиопорфировых появляются миндалекаменные и афировые базальты. В верхней части пакета при общем уменьшении размера обломков наблюдаются единичные олистоплаки афировых столбчатых базальтов, достигающие 1–1,5 м. В пределах пакета отмечаются участки развития крупной косой слоистости. Мощность олисто-



Фиг. 4. Литолого-фациальный разрез по левому борту ручья Порог (бассейн р. Усатаяя).
Условные обозначения см. фиг. 2

стрые достигает 50 м. Чаще встречаются мелкие образования оползневого характера (см. фиг. 2, 7.3–7.4). В них часто наблюдаются текстуры, присущие пакетам 6-го типа, с характерным сочетанием нескольких типов текстур: градиционности, грубой косой слоистости и др., что сближает их с отложениями высокоплотных пастообразных потоков.

Очень характерны мощные (до 20 м) ступенчато-градиционные тефроидные отложения с массивной текстурой, причем в основании обычно наблюдаются оползневые текстуры, что свидетельствует о связности всего материала, продолжавшего оставаться единым пластом, подошва которого деформирована еще при накоплении кровли в результате перегрузки собственной массой и инерциального воздействия.

Отложения пакетов 7-го типа могут ассоциировать с пакетами всех рассмотренных выше типов. Частота появления пакетов может быть очень высокой (фиг. 4), что отражает обстановку, когда вулканические процессы определяют характер осадконакопления в прилегающих к вулканическим центрам частях осадочного бассейна; в отдаленных же участках накопления синхронных вулканизму осадков будут проявлены лишь его отголоски, выраженные в отложениях единичных наиболее подвижных тефровых потоков. Состав материала пакетов 7-го типа представляет смесь лавового потока и эродированных при движении вмещающих отложений. Латеральное распространение пакетов крайне невыдержано, однако протяженность потоков намного превышает их ширину. Мощность пакетов варьирует в очень широких пределах, от нескольких десятков до первых метров.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Наличие специфических осадочных текстур гравитационных потоков, строение пакетов, их соотношения в разрезах и на площади наиболее полно могут быть описаны в рамках модели глубоководного конуса выноса в основании палеосклона и геоморфологически выраженного в виде эрозионно-всхолмленного рельефа, постепенно переходящего в пологий аккумулятивный рельеф абиссального типа. Латеральное распространение рассмотренных отложений позволяет говорить о существовании системы подводных глубоководных конусов, трансформирующих основание палеосклона.

Фациальная (ландшафтная) приуроченность установленных пакетов в таком случае будет иметь следующий вид. Пакеты 1-го типа являются вещественным выражением фации главных (для данного комплекса) подводных каналов, которые по мере удаления от основания палеосклона в результате ветвления и снижения динамики сменяются фацией второстепенных подводных каналов (пакеты 2-го типа). При изначально низкой динамике транспортирующих потоков последние, очевидно, могут формировать и самостоятельные каналы. Пакеты 3-го типа, тесно ассоциирующие с двумя первыми, уверенно интерпретируются как фации намывных валов, окаймляющие подводные каналы. При этом хорошо объясняется их сложное незакономерное строение и частое проявление оползневых текстур (см. фиг. 3). Пакеты 4-го и 5-го типов, наиболее широко распространенные, выражают соответственно фации собственно тела конуса и наиболее периферических его частей, но могут быть приурочены к межканальным депрессиям. В последнем случае в разрезе наблюдается небольшая мощность этих пакетов и частое чередование с пакетами 1–3-го типов (см. фиг. 3).

Из описания видно, что пакеты 1–5-го типов сформированы в ходе собственно осадочного процесса автоциклического характера (флишевые пакеты), в то время как пакеты 6-го и 7-го типов выпадают из автоциклического ряда и свидетельствуют о незакономерном наложении посторонних факторов, провоцирующих нарушение ритмичного флишенаккопления (аномальные пакеты). Пакеты 6-го и 7-го типов отличаются по генетическому признаку их выделения — они,

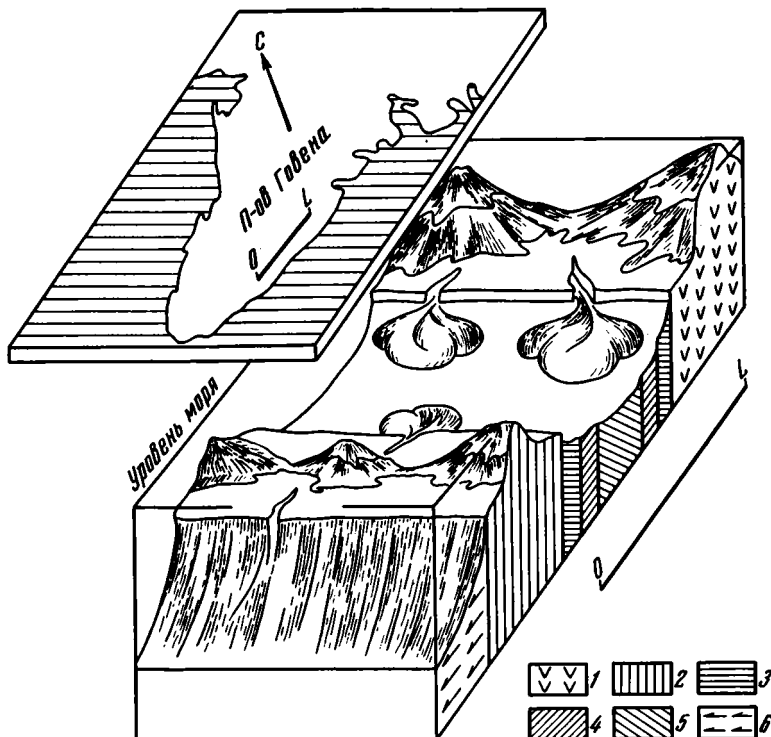
особенно вулканогенные пакеты, не связаны с динамикой транспортировки автокинетических потоков, формирующих пакеты 1—5-го типов. Импульсивный характер накопления и единичность проявления сближают аномальные пакеты с рангом первичной генетической единицы - ритма. В то же время значительный пространственно-временной объем, гетерогенность и обособленность отложений позволяют рассматривать их в ранге пакета. Отнесение конкретных пакетов к группе флишевых или аномальных весьма полезно при рассмотрении направленности (цикличности) осадконакопления. Представим сложно построенный разрез с участием флишевых и аномальных пакетов (см. фиг. 3) как гистограмму, где по оси ординат отложены мощности слагающих пакетов, а по оси абсцисс — их ранги, выраженные в размерностях отложений и характеризующие динамику транспортирующих потоков. Сравним полученную гистограмму с воображаемой сглаживающей кривой, построенной без учета аномальных пакетов. В первом случае, т.е. собственно в разрезе, видно отражение нестабильного режима, приводящего к нарушениям в напластовании вследствие оползания неконсолидированных осадков, что выражается на гистограмме резкими незакономерно расположенными максимумами. Примечательно, что их наибольшая плотность приурочена к фации главных подводящих каналов и может быть объяснена активным гидродинамическим воздействием сходящих потоков. Для аномальных пакетов, приуроченных к более тонким фациям, логичнее допускать воздействие тектонических факторов. Во втором случае сглаживающая кривая позволяет оценить смену фациальных обстановок на уровне флуктуаций в режиме собственно осадочного процесса под определяющим влиянием миграции осадкоподводящих каналов. Видно, что появление в разрезе аномальных пакетов в целом не влияет на смену фациальных обстановок, а сами пакеты не имеют определенной приуроченности в ландшафте.

Цикличность (направленная смена фаций в результате изменения динамики транспортирующих потоков) представлена в данном случае двумя типами: 1) регрессивный цикл, сформированный в ходе отступления канала с убыванием динамики транспортирующих потоков и последующим накоплением более тонких пакетов; 2) прогрессивный цикл, отражающий наступление потока с постепенным нарастанием динамики. Выделение циклов по появлению в разрезе аномальных пакетов представляется неправомерным, что справедливо также для аномальных пакетов вулканогенного генезиса (фиг. 4). Важно видеть, что цикличность собственно осадконакопления обусловлена общегеологическими причинами (силой Кориолиса, профилем равновесия и т.д.), появление же аномальных отклонений на ее фоне отражает местные процессы катастрофического характера.

Связь рассмотренных отложений с островной дугой не вызывает сомнений. На это указывает вулканограувакковый с андезитовым комплексом обломочных минералов вещественный состав отложений и типичные для островных дуг геохимические характеристики находящихся в разрезе андезито-базальтов. Гораздо более проблематично положение осадочного бассейна по отношению к самой островной дуге.

Заслуживают внимания следующие факты. В пределах рассматриваемого бассейна питание обломочным материалом происходило практически исключительно за счет продуктов размыва или деятельности самой островной дуги. Влияния континентального источника сноса, характерного для тыловых бассейнов, не ощущается. В то же время отсутствуют материал океанической ассоциации, а также низкотитанистые шощониты, маркирующие тыловые части зрелых островных дуг [3]. Быстрая изменчивость фациальных обстановок свидетельствует о значительно расчлененном рельефе. Мощности и генетические типы осадочных пакетов указывают на быстрый темп аккумуляции осадков и существование высокодинамичных обстановок.

Примечательно положение установленных фациальных зон в пределах полуострова. Выделяются две системы подводных конусов, ориентированных суб-



Фиг. 5. Схема преддугового бассейна

1, 2 – области питания (1 – островная дуга, 2 – вулканическое поднятие), 3–6 – фации (3 – краевых частей бассейна, 4 – центральных частей веерных систем, 5 – периферических частей веерных систем и центральной части бассейна, 6 – внутреннего склона желоба)

параллельно друг другу и трассирующих основания склонов двух палеоподнятий, выраженных в современном рельефе Пылгинским хребтом (северная система) и Атавропельскими горами (южная система). В северной системе, наиболее развитой, широко отражены вулканические процессы. В южном направлении происходит постепенная смена фациальных обстановок, отражающая убывание гидродинамики транспортирующих потоков. Наблюдения косой и конволютной слоистости, ориентировки оползневых текстур позволяют сделать вывод о направлении палеотечений и общем уклоне дна в южном направлении. В южной системе конусов наблюдается обратная картина, только вулканическая деятельность здесь не проявлена вообще. К южной системе приурочен выход пород офиолитового комплекса – небольшое тело гипербазитов, вскрывающееся в ядре одной из запрокинутых на запад антиклиналей, крылья которой осложнены малоамплитудными сбросами. Центральная часть полуострова сложена фациями периферических частей обеих систем.

Условия, приведшие к формированию комплекса рассмотренных признаков, вероятнее всего, могли возникнуть в передовой зоне островной дуги. Наличие двух субпараллельных систем, исключительно островодужный состав вулканитов и осадочных пород, глубоководность нанопланктонного комплекса позволяют интерпретировать бассейн как преддуговой, ограниченный активной островной дугой с северо-востока и авулканическим поднятием с юго-запада (фиг. 5). Некоторое обогащение тяжелой фракции пород Атавропельских гор сиалическими обломочными минералами может быть следствием динамометаморфизма, проявившегося в ходе формирования аккреционной структуры авулканического поднятия. Широкое развитие изоклинальной складчатости позволяет предположить,

что изначальная ширина осадочного бассейна по меньшей мере втрое превосходила современную и достигала не менее 150 км.

Формирование обеих долинно-веерных систем в пределах преддугового бассейна началось в постмаастрихтский период вулканического покоя в результате разрушения существовавших к тому времени островодужных построек энсиматического типа. Главными факторами, влиявшими на осадконакопление, являлись процессы денудации и автокинетического переноса обломочного материала в обрамление палеосклонов. Последовавшая в верхах среднего эоцена вулканическая активизация привела в северной системе к наложению продуктов подводных излияний на вулканокластические отложения подводных конусов. В южной системе активизация, вероятно, сказалась на геоморфологии палеоподнятия, что привело к усилению денудационных процессов и стимулировало дальнейшую проградацию долинно-веерной системы.

Представления о строении Говенского преддугового палеобассейна не противоречат имеющимся в настоящее время данным о типах и строении приостроводужных бассейнов. В качестве современного весьма близкого аналога палеоговенской островодужной системы может быть названа Марианская система: строение активной островной дуги, преддугового бассейна, авулканического поднятия с ультраосновными породами в ядрах вполне соответствуют представлениям о строении палеоговенского преддугового бассейна, сложившимся в ходе изучения сильно деформированных и фрагментированных толщ.

Список литературы

1. Богданов Н.А., Кепежинскас П.К. Неоднородность литосферы в обрамлении Командорской котловины // Тихоокеанская геология. 1988. № 5. С. 3–11.
2. Вассоевич Н.Б. Флиш и тектоническая обстановка его образования // Congr. Geol. Internat. X Ses. Sec. V. 1957. V. 1. P. 303–343.
3. Кепежинскас П.К., Кравченко-Бережной И.Р., Гулько Н.И. Кайнозойский шошонитовый магматизм северной Камчатки и проблемы тектонической интерпретации островодужных шошонитовых серий // Мафитовые формации зон активизации на разных этапах эволюции литосферы. М.: Наука, 1988. С. 98–112.
4. Серова М.Я. Вопр. микропалеонтологии: Тр. ГИН. Вып. 13. М.: Наука, 1970. С. 168–179.
5. Серова М.Я. Фораминиферы пограничных отложений мела и палеогена северной части Тихоокеанского пояса // БМОИП. Отд. геол. 1973. Т. 48. Вып. 3. С. 152–153.
6. Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П. Палинспастические реконструкции Анадырьско-Корякского региона с позиции тектоники плит // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32–42.
7. Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5.
8. Bouma A.H. Sedimentology of some Flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier, 1962. 168 p.
9. Dickinson W.R., Beard L.S., Brakenridge G.R. et al. Provenance of North American Phanerozoic Sandstones in relation to tectonic setting // Bull. Geol. Soc. America. 1983. V. 94. P. 222–235.
10. Hein F.J. Depositional mechanisms of deep-sea coars clastic sediments, Cap Enrage Formation, Quebec // Canad. J. Earth Sci. 1982. V. 19. P. 267–287.
11. Kuenen Ph.H. Proceedings. 1952. V. 55. № 1. P. 28–35.
12. Maynard J.B., Valloni R., Yu H.-S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trench-Forearc Geology. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. Oxford; London; Edinburgh; Melbourne, 1982. P. 51–61.
13. Middleton G.V. Experimental studies related to problems of flysch sedimentation // Flysch sedimentology in North America / Ed. Lajoie J. Geol. Soc. Canada. Spec. Pap. 1970. V. 7. P. 253.
14. Middleton C.V., Hampton M.A. Turbidites and deep water sedimentation. Anaheim: Soc. Econ. Paleontol. Miner., Pacific Short course, 1973. P. 1–38.
15. Moore J.C., Speden I.G. Stratigraphy, structure and inferred environment of deposition of the early Cretaceous sequence, eastern Wairarapa, New Zealand // N.Z.J. Geol. and Geophys. 1979. V. 22/43. P. 417–433.
16. Sabine P.A. Episodes. 1989. V. 12. № 2. P. 84–86.
17. Walker R.G. Deposition of Mesozoic resedimented conglomerates and associated turbidites in south western Oregon // Bull. Geol. Soc. America. 1977. V. 88. P. 273–285.
18. Walker R.G. Generalised facies models for resedimented conglomerates of turbidite association // Bull. Geol. Soc. America, 1975. V. 86. P. 737–748.

УДК 551.435.62:551.734(517)

© 1991

Вознесенская Т.А.

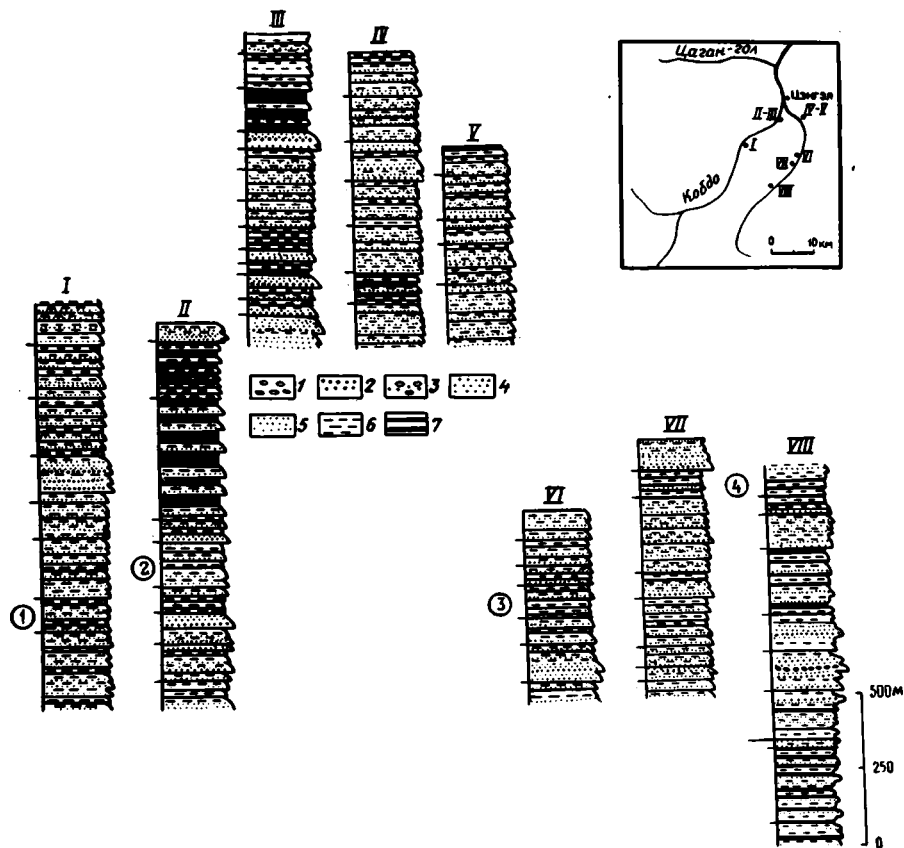
**ПРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ФЛИШ В КАЛЕДОНИДАХ
МОНГОЛО-АЛТАЕ-САЯНСКОГО РЕГИОНА**

Рассмотрены вещественный состав, генетические типы и фашиально-палео-географические условия образования среднекембрийско-нижнеордовикского терригенного флиша, позволившие определить его как приконтинентальный. Показано, что своеобразие этого типа флиша (флишевой формации) обуславливается спецификой питающих провинций и поставляемого ими обломочного материала, а также морфологическими особенностями бассейна седиментации. Приведены некоторые древние и современные аналоги приконтинентальной флишевой формации.

В каледонидах Западной Монголии и Алтае-Саянской складчатой области развита своеобразная геосинклинальная терригенная формация, в состав которой входят серии: горноалтайская — в Горном и Монгольском Алтае и устуиш-кинская — в Западном Саяне и Западной Туве. Эти мощные (не менее 5 км) терригенные толщи монотонного флишоидного строения занимают огромные пространства общей площадью не менее 1 млн. км² и сложены однообразной сиалической кластикой. Они участвуют в строении различных структурно-фашиальных зон Монголо-Алтае-Саянского региона [4—10, 12, 13, 16—18 и др.]. Лишь на севере и северо-востоке Алтае Саянской складчатой области эти флишоидные толщи замещаются фаунистически охарактеризованными молассоидами [16].

Возраст терригенной формации устанавливается по стратиграфическому положению как среднекембрийско-раннеордовикский. В Западном Саяне она с постепенным переходом ниже по разрезу сменяется венд-нижнекембрийскими терригенно-кремнисто-вулканогенными отложениями начального этапа развития каледонид и перекрывается молассоидами с аренигской фауной. В Горном Алтае терригенная формация залегает в основании ордовикско-силурийских толщ. Такая же ситуация наблюдается в Западной Туве. В Монгольском Алтае она является комплексом основания, на котором в разных тектонических блоках развиты более молодые наложенные структуры, причем наиболее древние отложения в некоторых из них представлены верхнеордовикско-силурийскими толщами [10].

Таким образом, во второй половине кембрия и начале ордовика на территории Монголо-Алтае-Саянского региона существовал огромный бассейн терригенной седиментации, осадкам которого присущи все литологические черты флиша [2], разработанные Н.Б. Вассоевичем еще в 50—60-е годы. Оригинальный материал получен автором при изучении этих отложений в Монголо-Алтайской складчатой области, а по Алтае-Саянской — использованы литературные данные.



Фиг. 1. Разрезы терригенной формации в междуречье р. Кобдо и ее правого притока Харган-Гол

1 — мелкогалечные конгломераты; 2 — гравелиты; 3 — гравелиты с рассеянной галькой; 4–5 песчаники (4 — крупно- и среднезернистые, 5 — средне- и мелкозернистые); 6 — алевролиты; 7 — алевропелиты, аргиллиты. Цифры слева от колонки (в кружках) — местоположение следов жизнедеятельности червей-илоедов: 1 — обр. 114/78; 2 — обр. 60/78; 3 — обр. 133/77; 4 — обр. 123/77, 124/77

I–VIII — номера разрезов и их местоположение (на врезке)

О фаунистических находках в терригенной формации. Как в Алтае-Саянской, так и в Монголо-Алтайской складчатой области формация подразделяется на две толщи: нижнюю — зеленоцветную и верхнюю — пестроцветную, которые различаются по составу и структуре терригенных пород, а также по характеру стратификации. В нижней толще доминируют мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты; она неравномерно стратифицирована; в пачках, насыщенных песчаным материалом, преобладают песчано-алевритовые ритмы, а тонконаслоенные пачки образованы преимущественно алевроит-аргиллитовыми ритмами. Верхняя толща более грубозернистая, в ней меньше пелитового материала, что обуславливает более крупную стратификацию отложений; она фациально более изменчива. Различаются эти две толщи и составом кластики. Особенности строения и стратификации терригенных отложений в Западной Монголии подробно освещены ранее [3].

Наиболее представительные отложения нижней толщи развиты на востоке хр. Монгольский Алтай, в Кобдинской зоне, где видимая их мощность колеблется от 1600 до 2300 м. На крайнем севере зоны (район оз. Ачит-Нур) в центральной части нижней толщи наряду с ординарными породами терригенной фор-

Формы следов жизнедеятельности

Номер местоположения (номер образца)	Таксоны*	Возрастной диапазон
1 (114/78)	<i>Helminthopsis</i> cf. <i>tenuis</i> <i>ksiazkiewicz</i>	O—P
2 (60/78)	<i>Monomorphichnus</i> (?) <i>Palaeohelminthoida</i> sp. <i>Dictyodora</i> sp. <i>Crossopodia</i> sp.	C ₃ (?) Є — ныне C—C O ₁ —C
3 (133/77)	<i>Scolicia</i> sp.	Є — ныне
4 (123/77, 124/77)	<i>Protovirgularia dichotoma</i> M'C о у <i>Taphrelminthopsis</i> sp. <i>Nereites</i> sp. <i>Crossopodia</i> sp. <i>Helminthoraphe</i> sp.	O—C Є ₁ —P ₂ O—P ₂ O ₁ —C Нижний диапазон неизвестен

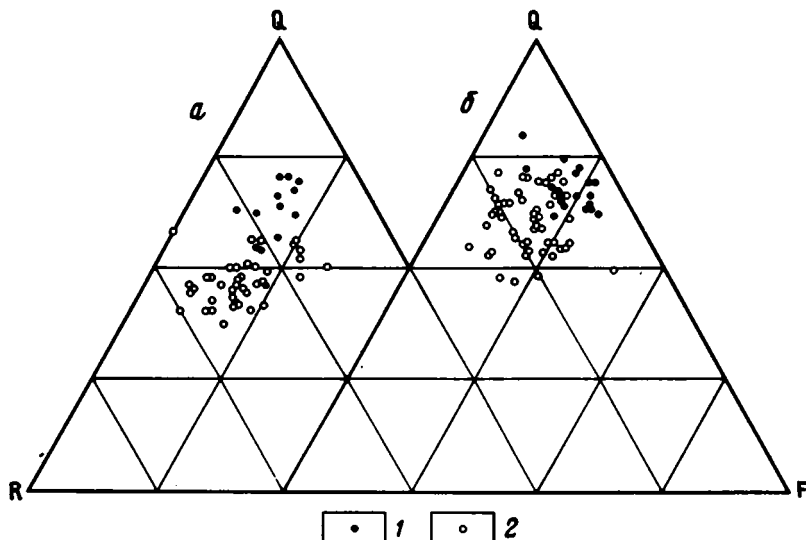
* Определения следов жизнедеятельности проводились М.А. Федонкиным (ПИН АН СССР).

мации встречаются слои (20—30 см) мелкообломочных кристалловитрических риолитовых туфов, ассоциирующиеся с глинистыми силицитами, содержащими тонкие спиккулы кремневых губок, исключающие докембрийский возраст вмещающих отложений [15].

Отложения верхней толщи наиболее распространены на западе Монгольского Алтая, в Алтайской зоне. В междуречье верхнего течения р. Кобдо и его правого притока Харганту-Гола в них обнаружены многочисленные следы жизнедеятельности червей-илоедов, основные места сборов которых показаны на фиг. 1. На этом участке развита верхняя толща, нижняя же (видимая мощность не более 350 м) выходит лишь в ядре антиклинали на левобережье р. Харганту, в 1 км выше устья ее правого притока Молон-Сала-Гол (низы разреза VIII). Следы жизнедеятельности, приуроченные к нижней половине верхней толщи, принадлежат к разным родам (табл. 1); все они относятся к ихнофаии *Nereites* — наиболее глубоководной группе следов. На основе анализа следов жизнедеятельности и их экологической классификации установлено, что активная колонизация батнаи и абиссали началась в раннем ордовике [20].

Особенности минерального состава. Обломочные породы терригенной формации относятся к кварцевой и миктитовой группам (в барическо-координатах треугольной диаграммы).

Поддаляющая часть обломочных образований принадлежит кварцевой группе, в породах которой содержится более 50% обломочного кварца; ему подчинены полевые шпаты (преимущественно кислые плагиоклазы) и литические фрагменты. Количественные соотношения этих трех компонентов меняются на площади довольно закономерно. С севера на юг возрастает содержание кварца, сокращается количество обломков пород, а в тяжелой фракции — эпидота (фиг. 2). Такой характер изменения состава пород связан главным образом с минералогической дезинтеграцией осадочного вещества в седиментации. Изменение минерального состава наблюдается и с запада на восток. На востоке (Алтайская зона) литические фрагменты более разнообразны: микрокварциты, кварциты, силициты, хлоритизированные фрагменты, попадают слюди-кремнистые сланцы, аргиллиты, андезиты, кератофиры, аплиты. На западе (Кобдинская зона) набор литических фрагментов более скудный: микрокварциты, глинисто-кремнистые и хлоритизированные фрагменты. Это обстоятельство обусловлено прежде всего различиями петрографического состава пород питающих провинций, поставлявших кластику в разные части бассейна.



Фиг. 2. Состав средне-, мелкозернистых песчаников и крупнозернистых алевролитов терригенной формации, развитой в бассейнах рек Цаган-Гол (а) и Харганту-Гол (б)

1—2 — породы соответственно из нижней и верхней толщ

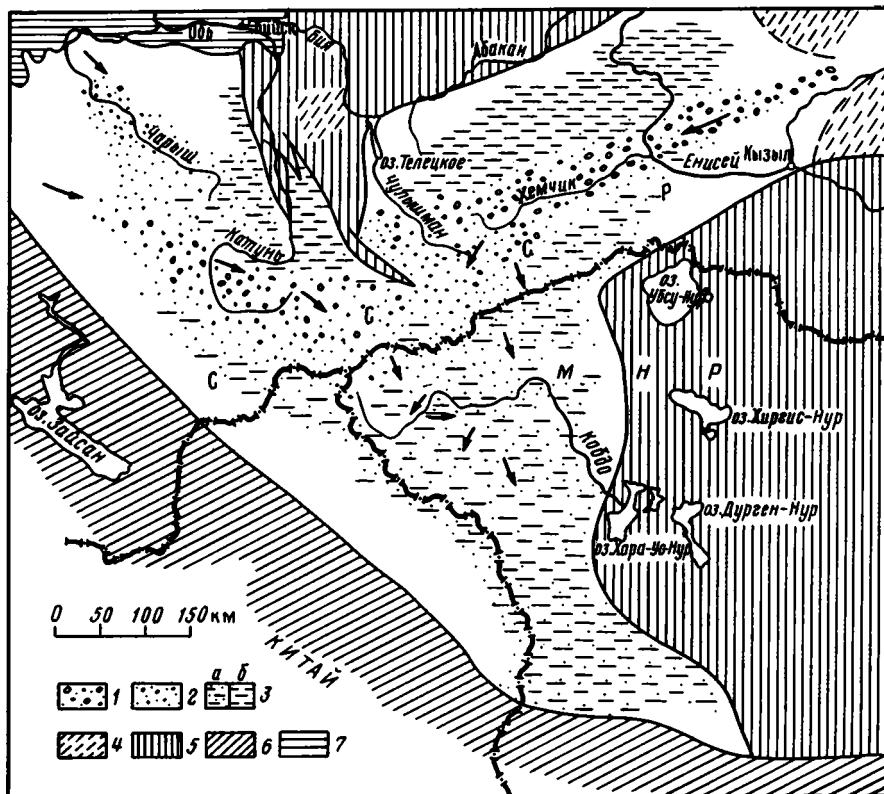
Породы миктитовой группы, встречающиеся в отложениях верхней толщи, содержат менее 50% каждого из породообразующих компонентов; в них наблюдается также увеличение количества обломочного кварца с севера на юг по простиранию зон, что связано с уменьшением процентного содержания литических фрагментов, состав которых на всей территории довольно однотипен — обычно преобладают осадочные породы: силициты (спонголиты, яшмы), глинистые силициты, песчаники и алевролиты полевошпат-кварцевые; им подчинены аргиллиты, кварциты, ожелезненные, хлоритизированные и серицитизированные фрагменты; попадаются кератофиры, фельзиты, базальты, плагиограниты. С севера на юг в породах исчезают обломки аргиллитов, ожелезненные и серицитизированные фрагменты, меньше становится песчаников и алевролитов. В породах миктитовой группы наряду с мусковитом — характерным минералом кварцевой группы появляется биотит.

Анализ состава, стратификации и строения терригенной формации Монголо-Алтае-Саянского региона приводит к выводу о том, что основные источники сиалического материала располагались за пределами бассейна седиментации, северо-западнее и северо-восточнее современных выходов этих отложений. Главными питающими провинциями были Протеросаянская суша на северо-востоке и Тобольская¹ на северо-западе, в состав которых входили терригенные и кремнистые породы, кварциты, кремнисто-глинистые сланцы, гранитоиды (преимущественно плагиограниты) с подчиненными фельзитами, андезитами и базальтами. Существовали и другие источники сноса, например на территории современной Катунско-Абаканской зоны, где формировались одновозрастные моласоиды мелководно-морского генезиса (фиг. 3).

Генетические типы отложений. Выделяется несколько генетических типов, которые определяются в основном механизмом транспортировки и отложения материала. Наиболее распространены гравититы, менее представительны контуриты и гемипелагиты (табл. 2).

Среди гравититов резко преобладают турбидиты — отложения турбидных

¹ Название заимствовано у В.М. Сенникова [16].



Фиг. 3. Литолого-фациальная схема для конца кембрия – начала ордовика Монголо-Алтае-Саянского бассейна (дополненная и исправленная [3])

1–3 – батинальные осадки: 1 – каньонов (галечники, гравий, пески), 2 – вееров (пески разной структуры, алевроиты), 3 – межканьонных пространств и равнин (а – мелкий песок, алевроиты, глины, б – алевроиты, глины с прослоями песков); 4 – мелководные терригенные осадки от крупных галечников до глин, оолитовые известняки; 5 – раннекаледонское и более древнее складчатое обрамления; 6 – герцинская складчатая область (Иртыш-Зайсанская и Южно-Монгольская); 7 – кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты. Стрелками показано направление переноса обломочного материала (на территории МНР замеренные по подошвенным проглифам и косослоистым сериям)

или суспензионных потоков, которые, как показали эксперименты и теоретические расчеты, могут транспортировать алевроитовый и песчаный материал разной granulometрии, и лишь в "ковре волочения" некоторых турбидитов наблюдается гравий и галька. Турбидиты характеризуются слабой обработкой материала, плохой его сортировкой или ее отсутствием; эта структурная особенность тем ярче выражена, чем грубее порода; обычен базальный тип цементации. По Ф. Петтиджону и др. [14] они относятся к группе вакк. Из внутренних текстур наиболее характерно прямое градиционное распределение материала и наиболее часто встречаются интервалы А, АЕ, АВ, АВЕ турбидитной модели Боума. Реже наблюдаются более полные многослой или многослой с редуцированными нижними интервалами. Очень много поверхностных текстур (особенно в верхней толще) – механоглифов и биоглифов. Наиболее характерными из механоглифов в подошвах турбидитов являются язычковые проглифы со струй течений разного масштаба и различной конфигурации. Из биоглифов наиболее представительны следы жизнедеятельности червей-иллоедов².

² Детально структуры и текстуры терригенных накоплений и особенности строения турбидитных пластов освещены в работе [2].

**Главные признаки генетических типов терригенной формации
Монголо-Алтае-Саянского региона**

Генетические типы	Признаки отложений							
	размерность клас-таки	количество глины	сортировка	текстура пластов	контакты	наличие эдафогенных обломков	мощности пластов	механизм, удерживающий частицы в потоке
<i>Отложения автокинетических потоков (гравититы)</i>								
Дебриты	Галька, гравий, песок	Много	Отсутствует	Хаотическая, редко — слабая градиционная	Оба резкие и неровные	Редкие	0,2—1,5, реже до 3,5 м	Силы сцепления глинистых частиц
Турбидиты	Песок от крупного до мелкого, алевролит, в "ковре волочения" — гравий, галька	Разное (> 10%)	Плохая, средняя	Турбидитная модель Боумы; прямая отсортированность, тонкая горизонтальная, косая и конволютная слоистость	Нижние резкие с проглияфами со струй течений, эрозийные со слепами нагрузки; верхние — ровные резкие и постепенные	Характерные	0,05—0,9, реже 1,2 м	Внутренняя энергия турбулентной суспензии
<i>Отложения гидродинамических процессов</i>								
Контуриты	Мелкий песок, алевролит	Очень мало	Средняя хорошая	Массивная, тонкая пологая косая и горизонтальная слоистость	Оба резкие, нижние часто эрозийные	Присутствуют	Первые миллиметры — 7—9 см	Нет
Гемипелагиты	Алевролит, пелит	Много	То же	Тонкая, однородная	Нижние — часто постепенные, верхние могут быть эрозийными	Нет	Самые разнообразные	»

Основная масса гравийного и галечного материала переносилась потоками большей плотности инерционного типа [19]. В отложениях верхней толщи встречаются грубообломочные пласты, принадлежащие дербитам, в которых отсутствует стратификация, но вблизи подошвы часто наблюдается обогащение более крупными обломками, характерны резкие и неровные нижние и верхние контакты. Обработка материала разная, сортировка отсутствует, иногда наблюдается субпараллельная ориентировка удлиненных кластов; в связующей массе довольно много глинистого вещества.

Гидродинамические процессы формировали контуриты, представленные алевролитами и средне- и мелкозернистыми песчаниками разной толщины, не пре-

вышающей 10 см. В них очень мало глины (плечный и поровый тип цементации), средняя, иногда хорошая сортировка материала, им свойственна тонкая горизонтальная и косая слоистость, линзовидность пластов; резкие нижние и верхние контакты.

В формации встречаются довольно крупные прослои и пачки аргиллитов и алевропелитов (смесь глины и алевроита примерно в равных соотношениях) среди гравититов, которые интерпретируются как гемипелагиты. Обычно породы сильно расланцованы, кливажированы, поэтому лишены каких-либо внутренних текстур и среди них не удастся бесспорно установить, осаждались ли они из нефелоидного слоя или из толщи воды, т.е. принадлежат ли они глинистым контуритам или декантитам.

Фациально-палеогеографическая обстановка. В целом для формации постулируются батинальные условия осадконакопления по следующим критериям: во-первых, разнообразные следы жизнедеятельности червей-иллоедов, относящихся к ихнофаии *Nereites* — наиболее глубоководной группе следов; во-вторых, ведущая роль турбидной седиментации (нигде в отложениях не наблюдались текстуры, характерные для зоны мелководья); в-третьих, бескарбонатность формации, обусловленная либо батиметрией бассейна осадконакопления, либо климатическим фактором. Климатические условия времени образования терригенных толщ не исключали садку карбоната, о чем свидетельствуют разновозрастные мелководные фации, развитые на северной периферии бассейна (на территории Алтае-Саянской области) и содержащие линзы оолитовых известняков и остатки известковых организмов. Поэтому отсутствие седиментационного карбоната в породах формации связано с образованием их ниже палеоуровня карбонатной компенсации, которая в палеозое располагалась на меньших глубинах, чем в современных океанах [1].

Монголо-Алтае-Саянский палеобассейн имел сложную конфигурацию, но в целом был субмеридионально ориентирован (см. фиг. 3). В настоящее время невозможно установить его истинные размеры, но даже если учитывать лишь площади современных выходов терригенной формации, то длина его превышала 1000 км, а ширина варьировала от 300—500 до 800—900 км. Оригинальные материалы автора по Монголо-Алтайской складчатой системе и анализ литературных данных по Алтае-Саянской области показывают, что на всей этой огромной территории резко доминировала глубоководная терригенная седиментация. Состав кластики, генетические типы отложений, особенности их стратификации и характер распределения на площади позволяют предполагать, что осадки формировались в пределах подводных долинно-веерных систем, на межканьонных участках и батинальных равнинах.

Наиболее мощная и протяженная долинно-веерная система существовала в северо-восточной части бассейна (верховье р. Башкаус и долина р. Хэмчик) и имела северо-восточную ориентировку. В этой полосе с юго-запада на северо-восток в общем происходит увеличение количества, мощностей и гранулометрии обломочного материала, который обогащает отдельные части разрезов формации, являющиеся крупно- и грубонапластованными; они разделены более мелкозернистыми разностями, более тонко стратифицированными. Такое неравномерное строение отложений указывает на сложную историю развития долинно-веерной системы, которая во многом зависела от характера исходного обломочного материала, поступавшего из питающей провинции. На межканьонных участках преобладали мелкообломочные и глинистые осадки, тонко- и мелкопереслаивающиеся.

Дистальная часть этой долинно-веерной системы прослеживается в северо-восточной части Западной Монголии (долина р. Хуб-Усу-Гол). Здесь нижняя толща образована дистальными турбидитами, отвечающими осадкам бассейновой равнины и внешнего веера. Бассейновые осадки представлены тонким переслаиванием горизонтально-слоистых или слоеватых пластов мелкозернистых

песчаников и алевролитов (1–5 см) с алевропелитами (3–10 см); попадают градационно отсортированные песчано-алевролитовые прослои. В разрезе преобладают фации внешнего веера – это ритмичное чередование средне- и мелкозернистых песчаников, алевролитов и алевропелитов; мощность ритмов от первых сантиметров до 35 см, иногда 0,6–0,7 м, единичные до 1,2 м.

В верхней толще терригенной формации преимущественно развиты турбидиты, характерные для более высоких частей конусов выноса. Наиболее распространены русловые фации (фации подводных каналов), представленные ритмичным переслаиванием пластов, градируемых от крупно-, чаще среднезернистого песчаника до алевролита, реже до алевропелита; мощность их сильно варьирует от 10–15 до 90–120 см. Наиболее типичные последовательности *A*, *AE*, *AB*, *ABE* турбидитной модели.

В северо-западной части бассейна также существовали долинно-веерные системы, ориентированные с северо-запада на юго-восток. Отложения глубоководного конуса выноса одной из них прослеживаются в западной части Монгольского Алтая, в пределах которого направление перемещения обломочного материала автокинетическими потоками сильно менялось. Это скорее всего обусловлено меандрированием подводных русел долинно-веерной системы. Существование двух основных источников обломочного материала подтверждается и отличительными особенностями минерального состава кластики в западной и восточной частях палеобассейна. К югу отложения конусов выноса сменяются осадками батинальной котловины, образованными мелко- и тонкообломочным и глинистым материалом.

В целом в терригенной формации наблюдаются общая тенденция поглубения обломочной кластики и увеличение красноцветности снизу вверх по разрезу: верхняя толща более грубозернистая, в ней преобладает полимиктовая кластика и содержится большое количество окисного железа по сравнению с нижней. Скорее всего общая вертикальная направленность литологических изменений формации обусловлена изменением ландшафтных обстановок в питающих провинциях.

Возникновение флишевой формации Монголо-Алтае-Саянского региона связано с активизацией тектонических движений в системе континент – палеобассейн. Крупные тектонические события, установленные по крайней мере на северо-восточной окраине палеобассейна, происходили в конце среднего – начале позднего кембрия [11, и др.]; они привели к созданию на территории Восточного Саяна и более восточных областей крупной континентальной массы с многочисленными батолитами гранитоидов. По-видимому, подобные события имели место и на северо-западной окраине флишевого бассейна. Разрыв главным образом этих континентальных массивов и привел к образованию терригенной формации, которую можно определить как приконтинентальную флишевую.

Аналоги терригенной формации. Накопления аналогичного состава и сходной стратификации развиты в юго-восточной части Канады, на п-ове Новая Шотландия, названные группой Мегума. Это отложения большой (~10 км) мощности, представленные кварцевыми граувакками, метавакками и сланцами. Их возраст определяется как среднекембрийско-раннеордовикский. В группе Мегума выделяются две толщи. Нижняя – песчаный флиш – образована переслаиванием средне- и мелкозернистых песчаников и более тонкозернистых пород. Толщина ритмов от 1 до 50 см. Пласты однородные или градационно отсортированные, часто горизонтально-слоистые. В основании некоторых ритмов содержится гравийно-галечный материал. Характерны гиероглифы, как механические, так и биогенные. Обильные оползневые текстуры. Верхняя толща более тонкозернистая (преобладают фации сланцевого флиша), сложена алевролитами и сланцами с прослоями песчаников. В ней доминируют пласты с интервалами *CDE* и *BCDE* турбидитной модели Боума. Механоглифы менее характерны [21, 23, 24].

Группа Мегума залегает в основании геосинклинального разреза и согласно перекрывается серией White Rock. Большая часть формации образовалась в глубоководной обстановке, и лишь ее верхняя часть — в относительно мелководной. Песчаные накопления нижней толщи относятся к комплексу отложений глубоководного каньона, а значительная часть верхней толщи — к осадкам абиссальной равнины; и лишь самые верхи группы Мегума и перекрывающие отложения формировались в пределах континентального шельфа. Силикатная клас-тика поступала в глубоководный бассейн из внешнего шельфа Марокко, а группа Мегума была сегментом Мавританской эвгеосинклинали, который располагался между прибрежной Месетой Марокко и Испанской Сахаро-Мавританией.

В отличие от терригенной формации Монголо-Алтае-Саянского региона, в которой наблюдается общая тенденция поглубения обломочного материала во времени, в отложениях Мегумы происходит обратная направленность изменения гранулометрии кластики, что связано с особенностями развития ландшафтных обстановок питающих провинций, обусловленными прежде всего разновременной активизацией тектонических движений в системе континент — палеобассейн.

Современными аналогами приконтинентальной флишевой формации являются отложения континентальных окраин атлантического типа. Особенно показательно осадки каньонов и долинно-веерных систем подножия континентального склона на западе Северной Атлантики и связанные с ними абиссальные равнины Сом и Гаттерас, краткая характеристика которых приводилась в работе [2].

На севере Индийского океана к такого типа формациям можно отнести отложения Бенгальского глубоководного конуса выноса, в пределах которого, в 18 км западнее главной веерной долины, пробурена скв. 218 [26]. Общая мощность пройденных осадков 773 м; они охватывают возрастной интервал от среднего миоцена до современного. В составе обломочного материала преобладают кварц и полевые шпаты (до 75%), попадаются обломки пород, слюда и акцессорные минералы (роговая обманка, эпидот, гранат, пироксен, турмалин, рудные). Толща сложена зеленовато-серыми и серыми песками, алевролитами и их песчанистыми и глинистыми разностями, а также нанофоссилиевыми илами.

Толща неравномерно стратифицирована. В верхней части разреза (от 0 до 350 м) пласты песков и алевролитов наиболее мощные (до 50 см) и в них наблюдается прямая градационная отсортированность; обломочный материал угловатый и полукатаный; верхние и нижние контакты резкие. В центральной части разреза (от 350 до 500 м) толщина песчаных пластов сокращается до 5 см; попадают прослои мелкого алевролита хорошо сортированного (до 1 см и менее) и биотурбированного нанофоссилиевого мела. Низы разреза (500–773 м) ритмично построены: чередование градационно отсортированных песчаных алевролитов (< 15 см), горизонтально- и косослоистых алевролитов (до 2 см) и глинистых алевролитов.

На основании характера распределения преобладающей размерности терригенной кластики и пелагического материала выделяются четыре этапа турбидной активности, приуроченных к среднему и позднему миоцену, раннему плиоцену и плейстоцену. Усиление турбидной седиментации может быть обусловлено тремя причинами: 1) миграцией во времени подводных распределительных каналов; 2) климатическими вариациями, приводящими к изменению уровня моря, которые, в свою очередь, воздействуют на скорость поступления обломочного материала в подводные долинно-веерные системы; 3) тектонической активностью в Гималаях, приведшей к усилению эрозионной деятельности Ганго-Брахмапутрской речной системы, которая поставляет обломочную клас-тику в Бенгальский глубоководный конус выноса. Плейстоценовая активизация турбидной седиментации обусловлена, с одной стороны, максимумом оледенения, приведшим к понижению уровня моря, а с другой — позднеплейстоценовыми и плейстоценовыми орогеническими движениями в Гималаях. Позднемиоценовая орогения в Гималаях привела также к усилению турбидной седиментации.

Наиболее древние этапы ее активизации объясняются миграцией подводного распределительного канала глубоководного конуса выноса.

Алевропесчаный и песчано-глинистый флиш характеризует осадки абиссальных равнин и межрусловых фаций конусов выноса. В подводных каньонах и каналах размерность терригенной кластики и мощности турбидитных пластов находятся в прямой зависимости от исходного обломочного материала — его гранулометрии и количества. Наряду с песчаным материалом в руслах долин могут присутствовать и более грубые разности. Во многих каньонах (Гудзон, Монтерей, Ла Джолла, Редондо и др.) обнаружены гравий и галька. Например, в каньоне Замбези (скв. 243) на глубине около 4 км и на расстоянии 800 км от устья питающей его р. Замбези обнаружены грубый песок и гравий (1–2 мм до 1,5 см в диаметре); материал полу- и хорошо окатан, представлен кварцем (95%), полевыми шпатами (2%), обломками пород (граниты, кварциты) [25]. Часто в каньонах наблюдаются глыбы эдафогенного материала, сползшие со стенок склоновых долин.

Таким образом, при переходе фаций абиссальных равнин и дистальных частей глубоководных вееров в фации их проксимальных участков, а затем в русловые отложения распределительных каналов и каньонов будет наблюдаться погружение обломочного материала, увеличение мощностей турбидитных единиц и, следовательно, изменение характера стратификации терригенных накоплений. Иными словами, будет существовать латеральный переход от тонкостратифицированного глинистого флиша к все более и более его грубообломочным разностям вплоть до гравийно-галечного с горизонтами обвального-оползневоего генезиса. Изменение гранулометрии и количества исходного обломочного материала во времени, меандрирование подводных долин, их проградирование и другие процессы приводят к созданию сложно построенных и неравномерно стратифицированных флишевых толщ.

Об особенностях приконтинентального флиша. Полученный за последние десятилетия большой фактический материал как по современным океанам, так и по древним геосинклинальным системам приводит к выводу о том, что в их строении преобладают глубоководные отложения, а основные генетические типы и фации принадлежат гравититам, преимущественно турбидитам, которые создают ритмично наложенные флишеидные толщи. Эти отложения возникают в различных геодинамических обстановках и на разных этапах развития геоструктурных зон. Поэтому следует ограничить понятие *флиш* и применять его только как синоним флишевой формации, приуроченный к определенному этапу развития геоструктур.

Наряду с классическим флишем, формировавшимся в троговых бассейнах и связанным с внутригеосинклинальным орогенезом, следует выделять приконтинентальный флиш (приконтинентальная флишевая формация), образование которого происходит в обширных и сложных по морфологии бассейнах под влиянием главным образом внегеосинклинального орогенеза [22], т.е. крупных тектонических событий в системе континент — морской бассейнов. Его особенностями являются: сиалический состав обломочной кластики, поставляемой континентом, формирование у основания континентального склона и в прилегающем к нему глубоководном морском бассейне, при этом транспорт обломочного материала осуществляется преимущественно по долиново-веерным системам с образованием глубоководных конусов выноса и бассейновых осадков; "мелкомасштабная" фациальная невыдержанность отложений, отражающаяся прежде всего в изменении гранулометрии обломочного материала и текстурных признаков осадков; широкое распространение на площади и большие мощности, определяемые лавинной, преимущественно турбидной, седиментацией.

Список литературы

1. Вознесенская Т.А. Фации пелагических известняков в карбоне Юго-Западного Дарваза // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 6. С. 119–126.
2. Вознесенская Т.А. Суббаркозовый флиш в каледонидах Западной Монголии // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 4. С. 68–80.
3. Вознесенская Т.А., Дергунов А.Б. Строение и тектоническое положение среднекембрийско-тремадоксских отложений Западной Монголии // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57. Вып. 4. С. 79–94.
4. Волков В.В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая (поздний докембрий и ранний палеозой). Новосибирск: Наука, 1966. 160 с.
5. Волочков К.Л., Леонтьев А.Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М.: Наука, 1964. 182 с.
6. Вылцан И.А. Флишоподные формации. Томск: Изд. Томск. ун-та, 1978. 206 с.
7. Вылцан И.А. Палеотектонические и фациальные условия формирования горноалтайской серии // Закономерности геологического развития Горного Алтая и Кузнецкого Алатау как зон активизации. Новосибирск: Наука, 1987. С. 39–43.
8. Дергунов А.Б. Структуры сочленения Горного Алтая и Западного Саяна // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 172. М.: Наука, 1967. 213 с.
9. Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 437. М.: Наука, 1989. 192 с.
10. Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С. Геология Западной Монголии // Тр. Совмест. Сов.-Монгол. н.-и. геол. экспедиции. Вып. 31. М.: Наука, 1980. 197 с.
11. Зайцев Н.С. Докембрийская система. Общая сводка // Геология СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961. Т. XV. Ч. 1. С. 183–189.
12. Зоненшайн Л.П. Тектоника Западного Саяна. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 111 с.
13. Перфильев Ю.С. Докембрий и нижний палеозой западной части Горного Алтая: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГРИ, 1964. 170 с.
14. Петтиджон Ф., Питтер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
15. Розанов А.В., Миссаржевский В.В., Волкова Н.А. и др. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 206. М.: Наука, 1969. 380 с.
16. Сенников В.И. История развития структур южной части Алтае-Саянской складчатой области в ордовике // Тр. СНИИГГИМС. Вып. 201. Барнаул, 1977. 134 с.
17. Тихонов В.И. К стратиграфии "ануйско-чуйской" и "зелено-фиолетовой" формации Причарышского Алтая // Материалы по региональной геологии: Тр. ВАГТ. Вып. 2. 1956. С. 34–45.
18. Херасков Н.Н. Формации и стадии геосинклинального развития Западного Саяна // Геотектоника. 1975. № 1. С. 35–53.
19. Carter R.M. A discussion and classification of subaqueous mass-transport with particular application to grain-flow, slurry-flow and fluxoturbidites // Earth Sci. Rev. 1975. V. 11. № 2. P. 145–177.
20. Crimes T.P. Colonization of the early ocean floor // Nature. 1974. V. 248. № 5446. P. 328–330.
21. Harris I.M., Schenk P.E. The Meguma Group // Ancient sediments of Nova Scotia / Ed. by Ian McK. Harris. Eastern Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Field Trip. 1975. P. 17–38.
22. Jipa D.C. Orogenesis and flysch sedimentation – critical remarks on the Alpine model // Sediment. Geol. 1980. V. 27. № 3. P. 229–239.
23. Schenk P.E. Nova Scotia, Morocco and continental drift // Earth science symposium on offshore Eastern Canada. Geol. Surv. Can. Paper 71–23. 1973. P. 219–222.
24. Schenk P.E. A Regional Synthesis // Ancient Sediments of Nova Scotia / Ed. by Ian McK. Harris. Eastern section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Field Trip, 1975. P. 9–16.
25. Simpson E.S.W., Schlich R., Gieskes J.M. e.a. Initial Reports of DSDP. Wash.: U.S. Government Printing Office, 1974. V. 25. P. 177–186.
26. Von der Borch, Christopher C., Slater J.G. e.a. Initial Reports of DSDP. Wash.: Government Printing Office, 1974. V. 22. P. 325–348.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
4.VI.1990

УДК 551.3.051:552.54:551.73 (572.56)

© 1991

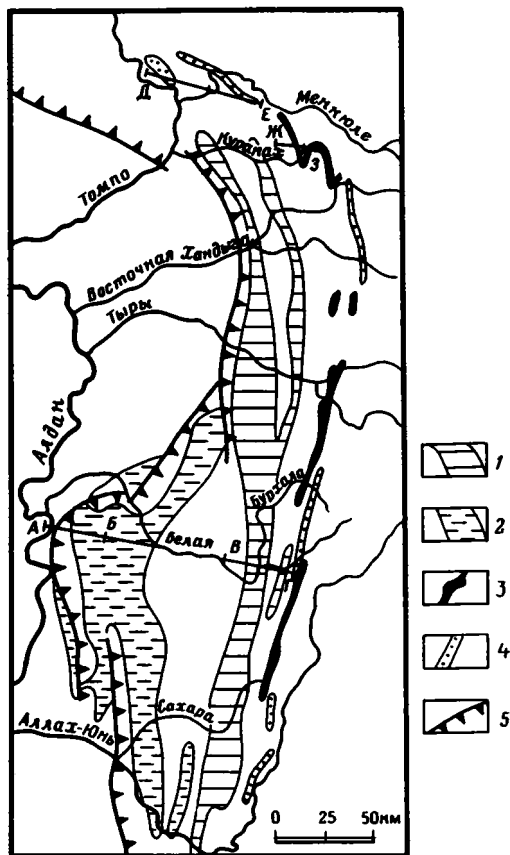
Худолей А.К., Гурьев Г.А., Зубарева Е.А.

**ОТЛОЖЕНИЯ ПЛОТНОСТНЫХ ПОТОКОВ В КАРБОНАТНОМ
КОМПЛЕКСЕ СЕТТЕ-ДАБАНА (ЮЖНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ)**

В карбонатных толщах среднего-верхнего кембрия и нижнего карбона выделены отложения обвалов, оползней, обломочных, разжиженных и турбидных потоков. Отмечены следы деятельности донных течений. В среднем-позднем кембрии осадконакопление происходило в обстановке типа склонового шлейфа, а в раннем карбоне — в подводных конусах выноса. В обоих случаях глубина бассейна осадконакопления превышала 1,5 км.

Многочисленные исследования обстановок осадконакопления, проводившиеся после работ Ф. Кюнена в начале 50-х годов, показали важнейшую роль плотностных (в первую очередь турбидных) потоков в накоплении современных и древних терригенных толщ. Плотностные потоки карбонатного состава широко распространены на окраинах современных континентов, но в древних бассейнах карбонатонакопления (за исключением мезозойского бассейна Тетиса) они считались лишь ограниченно распространенными [12, 13]. Тем не менее в последние 10–12 лет отложения различных типов плотностных потоков были установлены в домезозойских карбонатах Таласского Алатау, Урала, Кордильер и других регионах мира, к числу которых относится и Сетте-Дабан. Здесь, согласно наблюдениям авторов, плотностные потоки карбонатного состава распознаются в отложениях от среднего кембрия до среднего ордовика и в нижнем карбоне. Наибольший интерес представляют отложения кембрия и карбона, так как их широкое распространение (фиг. 1) позволяет определить особенности строения бассейна осадконакопления на значительной площади.

Рассматриваемый в настоящей работе регион находится на юго-восточной окраине Сибирской платформы, испытал несколько периодов активизации тектонических процессов и в настоящее время имеет сложное складчато-надвиговое строение. Для реконструкции первичного расположения сближенных в результате складчатости разрезов авторы использовали равноплощадной метод балансировки разрезов — один из наиболее распространенных в современной структурной геологии [18]. При характеристике процессов массопереноса нами использовались критерии и терминология, предлагаемые Американской ассоциацией геологов-нефтяников [15]. Ими выделяются обвалы, оползни, гравитационные осадочные потоки; два последних расчленяются на более детальные подразделения. В качестве наиболее общего термина нами применяется *отложения плотностных потоков*, так как нередко употребляемый в нашей литературе термин *гравитит* [8] в этой классификации имеет более частное значение. При микроскопическом описании карбонатных пород использовалась классификация Р. Данхэма, а стадартных микрофаций — Дж.Л. Уилсона [12]. Заглавная буква *T* с буквенным индексом обозначает соответствующее подразделение ритма Боума ($T_a, T_b \dots$) или его строения (T_{abcd}, T_{ae} и т.д.). Первоначально в ритме Боума выделялись пять подразделений ($T_a \dots T_e$). В дальнейшем ряд исследователей [21] включили в его состав шестое подразделение — T_f , представлен-



Фиг. 1. Схема распространения выходов отложений среднего и верхнего кембрия и нижнего карбона

1–2 – выходы отложений среднего и верхнего кембрия (1 – улахская серия, 2 – чайская, усть-майская и кербинская свиты); 3–4 – выходы нижнекаменноугольных (верхний турне–средний визе) отложений (3 – куранахская свита, 4 – мурунинская, менкюленская свиты и их аналоги); 5 – Нелькано-Кыллахский шов, отделяющий Сибирскую платформу от складчато-надвиговых структур Сетте-Дабана; А, Б, В – местоположение палеогеографических профилей

ное пелагическими или гемипелагическими осадками. Заглавные буквы латинского алфавита (А, В, . . . G) – фациальные подразделения по Мутти и Рикки Люкчи, лежащие в основе одной из наиболее распространенных седиментологических моделей (фиг. 2).

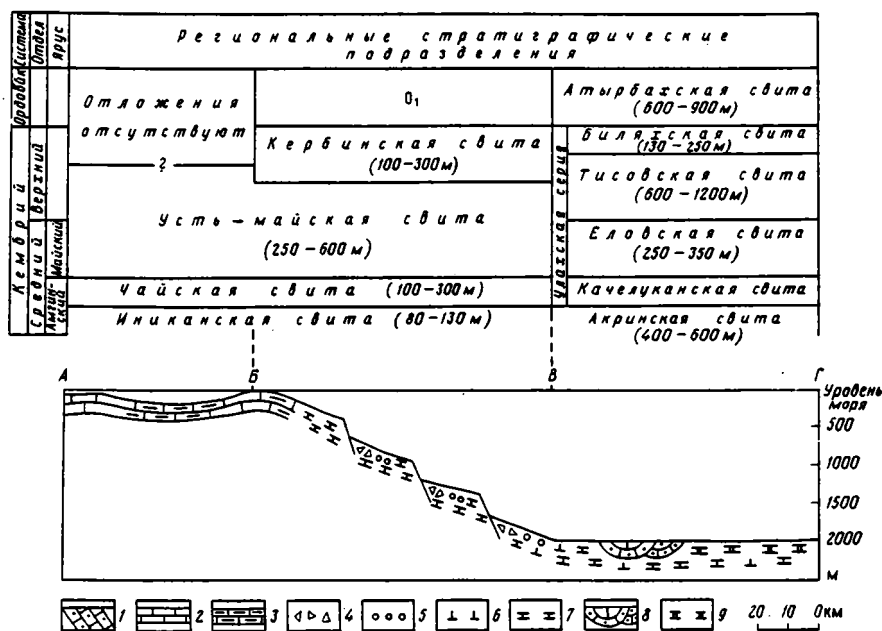
ОТЛОЖЕНИЯ ПЛОТНОСТНЫХ ПОТОКОВ СРЕДНЕГО–ВЕРХНЕГО КЕМБРИЯ

Схема стратиграфического расчленения отложений среднего–верхнего кембрия приведена на фиг. 3. Ниже основное внимание будет уделено улахской серии и восточной части выходов усть-майской и кербинской свит, где до 70% всего разреза имеет флишное строение и представлено ритмично чередующимися карбонатами и аргиллитами..

В наиболее полных ритмах по текстурным признакам выделяются четыре подразделения полного ритма Боума. В нижнем (T_d) карбонаты однородны, иногда с неотчетливой градиционной слоистостью. Выше породы тонкогоризон-

Фации	Склон	Конус выноса			Равнина	Процессы осадконакопления
		Верх	Середина	Низ		
A						Обломочный и разжиженный потоки
B						Обломочный, разжиженный и турбидный (высокой энергии) потоки
C						Турбидный поток
D						Турбидный поток (низкой энергии)
E						Разжиженный и турбидный потоки, волочение (?)
F						Оползни, обломочные потоки
G						Пелагическая и гемипелагическая седиментация

Фиг. 2. Распределение фаций Мутти и Рикки Люкчи в древних подводных конусах выноса. Толщина полос соответствует частоте встречаемости данной фации [19]



Фиг. 3. Схема стратиграфического расчленения средне- и верхнекембрийских отложений (составлена по [2, 10, 14]) и палеогеографический профиль для средней части позднего кембрия. Профиль составлен с учетом палинспастических реконструкций; местоположение букв на профиле соответствует местоположению букв на фиг. 1

1 — аллювиально-дельтовые пестроцветные косослоистые калькаренисты; 2 — шельфовые известняки; 3 — глинистые известняки; 4–7 — отложения плотностных потоков на склоне и подножии (4 — оползней, 5 — обломочных потоков, 6 — разжиженных потоков, 7 — преимущественно карбонатных турбидных потоков); 8 — отложения донных течений (косослоистые калькаренисты); 9 — пелагические известняки глубоководных впадин

тально-слоисты, градационная слоистость редка (T_b). Третье подразделение (T_c) характеризуется пологой косой и неотчетливой волнистой слоистостью. Завершают ритм однородные аргиллиты (T_e). Столь полные ритмы редки и характеризуют, по-видимому, лишь бияхскую свиту бассейна р. Восточная Хандыга. Значительно чаще отмечаются ритмы типа T_{ae} , T_{abe} и T_{ace} . Изредка отсутствует подразделение T_e . Мощность ритмов в улахской серии обычно составляет 15–30 см, но колеблется от 3–5 см в еловской свите до 1–1,2 м в бияхской свите. В усть-майской и кербинской свитах мощность ритмов редко достигает 15–20 см, чаще составляя 3–7 см. Маломощные ритмы обычно имеют строение T_{ae} . Отношение известняк/аргиллиты в усть-майской и кербинской свитах колеблется от 1:3 до 3:1, а в тисовской и бияхской свитах практически везде превышает 3:1, нередко составляя 5:1–7:1. Контакты ритмов обычно ровные, изредка на подошвах отмечаются мелкие знаки нагрузки и отпечатки желобков. На кровле ритмов, в которых отсутствует подразделение T_e , иногда отмечаются знаки волновой ряби, что характерно для некоторых типов карбонатных отложений гравитационных потоков [15].

Значительная часть известняков подверглась доломитизации, окварцеванию и растворению под давлением и в результате перекристаллизации превращена в неравномерно-зернистую породу без реликтов первичных структур. В ряде случаев отмечено, что известняки имели первично обломочное строение и являлись литокластическими калькаренидами, образовавшимися в результате размыва уже литифицированных глинистых известняков и легко отличающимися от основной массы более темным цветом. Обломки пород в основном окатаны, и их размеры колеблются в широких пределах, достигая 0,6 мм. Продолговатые обломки обычно окатаны хуже и имеют однообразную ориентировку, более изометричные зерна ориентированы хаотично. Сортировка обломочных зерен слабая, но в верхних частях ритмов она несколько улучшается. Обломочные зерна имеют крустификационные каймы, цементирующая масса полностью перекристаллизована и превращена в неравномерно-зернистые кристаллы кальцита с мелкими незакономерно рассеянными ромбоэдрами доломита. По соотношению между зернами и основной массой преобладают пакстоуны, реже выделяются вакстоуны.

В выходах улахской серии по р. Белая (ниже устья р. Бурхала) как внутри ритмов Боума, так и в виде пачек мощностью до первых метров присутствуют ламиниты — чередующиеся слои известняков и аргаллитов, образующие ритмы мощностью от долей миллиметра до 3–5 мм. Известняки располагаются в нижней части ритма и представлены мелконеравномерно-зернистыми грейнстоунами-пакстоунами с размером зерен кальцита 0,05–0,15 мм. До 10% породы составляют обломочный кварц и полевой шпат алевритовой размерности. Вверх по ритму быстро, но равномерно уменьшается количество карбонатного материала, исчезает обломочный кварц и возрастает роль глинистого материала, что создает подобие градационной слоистости. Какие-либо иные текстуры внутри ритма не распознаются. Нижний контакт известняковых слоев резкий, неровный, со следами внедрения известковистого материала в нелитифицированный глинистый осадок.

В среднем течении рек Белая и Чухоной в кербинской свите широко развиты пласты брекчий и конглобрекчий. Обломки в основном удлиненные и остроугольные. Присутствуют фрагменты слоев длиной до 80 см при толщине менее 10 см. Отмечаются слабоокатанные и окатанные обломки светлых мергелей и темно-серых известняков, отсутствующие во вмещающих породах. Мелкие обломки ориентированы хаотично, более крупные примерно параллельны друг другу. Обломки свободно "плавают" во вмещающей их глинисто-известковистой массе близкого к ним состава и хорошо выделяются только на выветрелой поверхности. Фиксируются текстуры, похожие на раздробленные подводно-оползневые окладки. Мощность брекчий колеблется от нескольких сантиметров до 15–20 м.

Они имеют линзовидную форму, и маломощные (до 0,5–0,8 м) тела выклиниваются на расстоянии в несколько метров. Контакты тел брекчий различны — как постепенные, так и резкие. В последнем случае около контактов вмещающие породы иногда смяты в мелкие складки. В восточном направлении количество брекчий уменьшается и в западных выходах улахской серии по р. Белая они слагают сравнительно маломощные тела, а далее на восток вообще отсутствуют. Заметно уменьшается количество брекчий в низовьях р. Белая и в обнажениях по р. Алдан.

В разрезах улахской серии в подчиненном количестве отмечаются карбонатные породы еще двух типов. Первый — глинисто-известковистые мадстоуны и вакстоуны с кристаллами кальцита размером не более 0,03 мм. Неравномерное распределение глинистого вещества придает породе комковатый облик. Сравнительно чистый карбонат концентрируется в образованиях серповидной или округлой формы размером до 0,2 мм — возможно, перекристаллизованные остатки микрофауны и мелкий детрит тонкостенных раковин (стандартная микрофауна 3). Второй из упомянутых типов пород — это калькарениты, широко развитые в тисовской свите в бассейне р. Восточная Хандыга. По сравнению с калькаренитами из нижней части ритмов они заметно обогащены обломочным кварцем и лучше сортированы. Размер обломочных зерен не превышает 0,2–0,3 мм, цементирующая глинистая масса составляет не более 10–15%. Отмечаются пачки косослоистых пород мощностью от 5–7 см до нескольких метров. Преобладает плоскопараллельная косая слоистость, мощность отдельных серий не превышает 15–20 см. Серийные швы отчетливы, субгоризонтальны или же слабо наклонены в сторону, противоположную направлению падения самих косых слоев. Такая косая слоистость образуется при гидродинамически активном режиме формирования прямолинейных или слабоизогнутых гряд [6].

Схематический палеогеографический профиль для позднего кембрия приведен на фиг. 3. В западной части обнажаются ритмично переслаивающиеся известняки, мергели и аргиллиты с разнообразной фауной и массивные известняки с водорослевыми строением [2], что характерно для открытого шельфа и лагун со свободным водообменом. На окраине шельфа, по данным В.А. Ян-жин-шина [14], наблюдавшего трещины усыхания и следы капель дождя (явные признаки периодического осушения рассматриваемой части региона), намечается поднятие. К востоку от поднятия начинается склон к глубоководному прогибу. Отчетливо линзовидная форма тел брекчий и обилие среди тонких T_{ae} ритмов внутриформационных поверхностей, срезающих нижележащие отложения под углами 15–20°, свидетельствуют о наличии здесь многочисленных подводных каналов. Брекчий, описание которых приводилось выше, характерны для отложений оползней или наиболее плотного из гравитационных потоков — обломочного [15]. Брекчий и известняково-глинистые T_{ae} -ритмиты характеризуют фации F и G в модели Мутти и Рикки Люкчи. Такая ассоциация отмечается только на склонах, особенно в их верхней части [15, 19]. К востоку (область развития улахской серии, см. фиг. 1, 3) отсутствуют отложения, образование которых связано с оползанием вещества, резко сокращается роль обломочных потоков. Лишь в редких случаях по наличию конволютной слоистости или характерным текстурам внедрения в нелитифицированный осадок выделяются отложения разжиженных (liquefied, fluidized) потоков. Основная же часть разреза улахской серии сложена турбидитами с редуцированными ритмами Боума. Эти отложения характеризуют фации A , C и D . Если учесть наличие пачек ламинатов (фашия G), то такой набор типичен для средней части конуса выноса, а при отсутствии фации A (обломочные и разжиженные потоки) — для нижней части конуса выноса [19]. Микрокомковатые пелагические известняки накапливались, скорее всего, на периферии конусов выноса или на глубоководной равнине. Граница между выходами чайской, усть-майской и кербинской свит, с одной стороны, и улахской серией — с другой, характеризуется значительными изменениями мощностей и состава

отложений. К западу от нее существенную роль играли оползневые перемещения масс с упругими или пластичными свойствами, а к востоку — разжиженные и турбидные потоки со свойствами, близкими к свойствам жидкости [15]. По-видимому, эта граница соответствует древней границе между склоном и подножием, на которой происходило резкое падение плотности потоков. Упомянутые ранее косослоистые калькарениты тисовской свиты, судя по замерам косой слоистости, накапливались под воздействием течений северного или северо-восточного направлений — примерно параллельно границе склона и его подножию. Близкие по направлению палеотечения были зафиксированы к югу от рассматриваемого региона в бассейне р. Май [11]. Согласно критериям, предложенным в работах [17, 21], эти калькарениты имеют сходство с современными алевропесчаными отложениями донных потоков — контуритами и образовались, вероятно, в результате перемива отложений плотностных потоков.

Перенос обломочного материала происходил по подводным каналам, характеризующим подводные конуса выноса. Однако выполняющие подводные каналы линзовидные тела брекчий объединяются в пачки, прослеживаемые по простиранию структуры не менее чем на 200 км, что свидетельствует о линейной форме источника сноса. Это сходство обстановки осадконакопления как с конусами выноса, так и со склоновым шлейфом (slope apron) позволяет отнести ее к гибридного типа, по терминологии Д. Стоу и др. [22]. Современные аналоги обстановок этого типа известны, по-видимому, лишь для терригенных турбидитов.

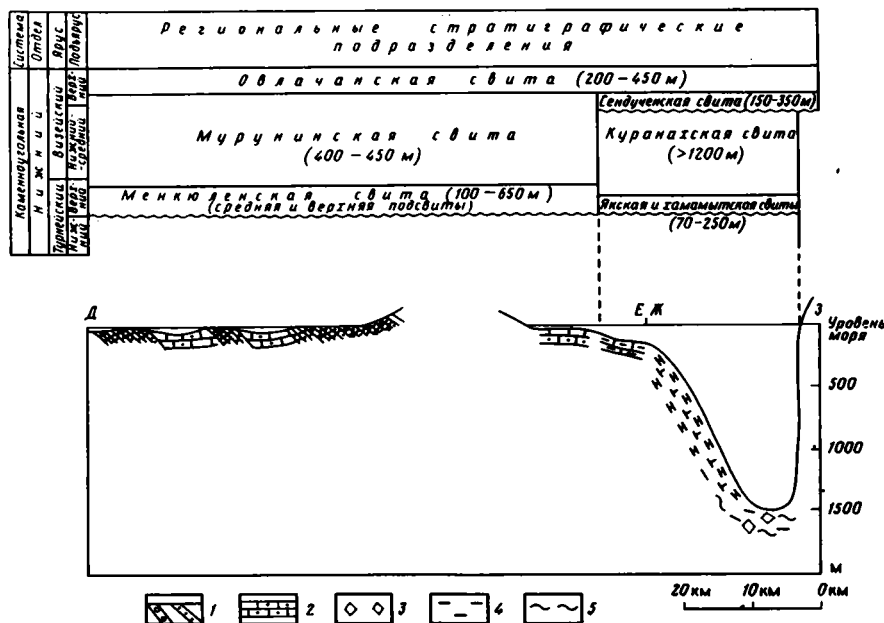
Прогиб (см. фиг. 3) имел субмеридиональное простирание и ширина его видимой части составляла 70–80 км. Ширина склона с учетом палинспастических реконструкций составляет также не менее 70–90 км. Так как движение оползней и обломочных потоков, обычно начинаясь около крутых уступов, продолжается по склону с углами 1° и менее [15], глубина бассейна должна составлять около 1,5 км. Мощность комплекса заполнения глубоководной впадины (от наиболее глубоководных пелагических сланцев до ближайшей толщи мелководных известняков) равна 1,5 км, а с учетом поправок на уплотнение пород при литификации и в результате деформаций — приблизительно 2–2,5 км [16, 18]. Вероятно, именно эти величины определяют возможную глубину бассейна осадконакопления.

ОТЛОЖЕНИЯ ПЛОТНОСТНЫХ ПОТОКОВ НИЖНЕГО КАРБОНА

Схема стратиграфического расчленения отложений нижнего карбона приведена на фиг. 4. Ниже основное внимание будет уделено куранахской свите, в разрезе которой доминируют ритмично чередующиеся известняки и аргиллиты флишеидного облика.

В наиболее полных ритмах по текстурным признакам выделяются все подразделения ритма Боума — градационно-слоистое (T_a), с тонкой горизонтальной слоистостью (T_b), пологой косой и волнистой слоистостью (T_c), стонкой горизонтальной, нередко градационной слоистостью (T_d) и однородное неслоистое (T_e). Подразделения $T_a - T_d$ сложены в различной степени песчаниковыми и алевритовыми карбонатами, а T_e — аргиллитами. Во всех ритмах отчетливо выражены подразделения T_a и T_e , наиболее часто отмечаются ритмы типа T_{ace} или T_{acde} . Мощности ритмов варьируют от 2–3 м до не менее чем 1,5–2 м при преобладании значений 15–80 см. Как правило, известняки преобладают над аргиллитами (2:1 и более), но во всех разрезах присутствуют и мощные (не менее 80–100 м) пачки, в которых отношение известняк/аргиллит не превышает 1:10. Контакты ритмов неровные, на подошвах иногда отмечаются знаки нагрузки, отпечатки желобков и выемок удлинненной треугольной формы.

Отложения карбона в целом изменены меньше кембрийских и в них удается распознать первичные структуры и текстуры, хотя и здесь проявлены вторичные процессы — доломитизация, окварцевания, альбитизация. В ритмах основная часть карбонатов имеет обломочное строение и является литокластическими



Фиг. 4. Схема стратиграфического расчленения нижнекаменноугольных отложений (составлена по [4, 5, 14]) и палеогеографический профиль для второй половины турнейского века. Профиль составлен с учетом палинспастических реконструкций, местоположение букв на профиле соответствует местоположению букв на фиг. 1

1 - аллювиально-дельтовые конгломераты; 2-3 - шельфовые отложения (2 - переслаивание калькаренинов и известняков, 3 - глинистые известняки, ритмичное переслаивание известняков и глинистых известняков); 3-4 - отложения плотностных потоков на склоне и подножии (3 - обвалов, 4 - преимущественно глинистых турбидных потоков); 5 - фтаниты (отложения глубоководных впадин); остальные условные обозначения см. на фиг. 3

и биолитиокластическими калькаренинами. Литокласты состоят из глинистых известняков и обычно хорошо окатаны. Размер литокластов варьирует от 0,05 до 0,3 мм. Биокласты представлены фрагментами криноидей и реже, микрофауны, различных раковин и водорослей. Размер биокластов достигает 1 мм. По сравнению с литокластами они хуже окатаны и практически несортированы. Количество биокластического материала различно - от полного отсутствия до 60% всего обломочного материала. Присутствуют отчетливые крустификационные каймы и следы их последующего растворения. В наименее измененных образцах распознается глинисто-известняковый цемент. Судя по соотношению обломочных зерен и вмещающей их основной массы преобладают вакстоуны. Сортировка слабая, но вверх по ритму несколько улучшается. Тонкая слоистость в подразделениях T_b , T_c и T_d обусловлена концентрацией глинистого вещества в прерывистых слоях мощностью не более 0,5 мм. В целом тонкая горизонтальная слоистость выражена лучше, чем косая. Калькаренины содержат значительное количество обломков кварца, редкие обломки полевых шпатов и единичные - сфена и циркона. Кварцевые обломки имеют такой же размер, как и карбонатные, но значительно хуже окатаны и в подразделении T_a обычно составляют около 30-40% всей породы. Вверх по ритму их количество убывает до 7-10% в подразделении T_d . Вследствие изменения содержания кварцевых обломков и глинистого материала часть тонких слоев имеет отчетливое градиционное строение.

Завершающие ритм аргиллиты (подразделение T_e) обычно содержат карбонатный и кремнистый материал. Кварцевые обломки отсутствуют или составляют первые проценты. Породы однородны и неслоисты, но иногда неравномерное распределение карбонатного материала придает им сгустково-комковатый облик.

В пачках существенно глинистого состава широко развиты темноцветные глинисто-кремнистые вакстоуны с многочисленными однообразно ориентированными спикулами губок и редкими радиоляриями. Эти породы являются пелагическими (подразделение T_f) и относятся к стандартной микрофации 1 (фация впадин [12, 15]). Следует отметить, что в полевых условиях граница между подразделениями T_e и T_f практически неопределима. По мере увеличения кремнистого материала уменьшается содержание карбонатного и вакстоуны переходят во фтаниты, детально изученные М.Д. Булгаковой [1]. Наряду с фтанитами в куранах-свите присутствуют силициты, образовавшиеся по туфоаргиллитам, а также туфам андезитов и липаритов [1]. Они характеризуются светлой окраской и слагают хорошо выдержанные по простиранию слои мощностью до нескольких десятков метров. Часть силицитов образовалась при окремнении известняков, что фиксируется как по широкому развитию в известняках желваков кремней неправильной формы, так и по наблюдаемому в шлифах замещению градационно-слоистых калькаренитов кремнеземом вплоть до превращения их в кремнистую породу с реликтами градационной слоистости.

Калькарениты присутствуют не только в ритмах Боума, но и в виде самостоятельных слоев мощностью от нескольких десятков сантиметров до 2 м. Размерность обломков варьирует от алевроитовой до гравийной, отмечаются высокие (30–40%) содержания обломочного кварца. Наиболее типичной текстурой является конволютная слоистость. С этими слоями связаны подводно-оползневые складки и многочисленные текстуры типа пламени внедрения кварцево-карбонатного обломочного материала в нелитифицированный существенно глинистый осадок. Пачки, содержащие многочисленные пласты калькаренитов, хорошо выдержаны по простиранию, но сами слои, по-видимому, имеют линзовидную форму.

Грубообломочные породы распространены незначительно и наблюдаются на периферии выходов флишoidных толщ. По данным А.П. Кропачева и др. [3], в верховьях р. Куранах карбонатные флишoidы замещаются существенно глинистой толщей мощностью до 700 м с отторженцами верхнедевонских и нижнекаменноугольных известняков размеров до 200–300 м. В бассейне р. Бурхала один из авторов наблюдал неокатанные обломки верхнеордовикских и силурийских доломитов размером 0,5–0,8 м, неравномерно размещенных в однородном глинистом матриксе. Мощность толщи, содержащей брекчи, достигает 250 м, в северном направлении она замещается карбонатными флишoidами или отсутствует. В бассейне р. Тыры грубообломочные породы подстилают флишoidы и представлены 150-метровой пачкой конгломератов с прослоями известняков. Известняки являются биокластическими вакстоунами и характеризуют обстановку открытого шельфа или платформы (стандартные микрофации 3, 8, 9). Конгломераты имеют эрозионный нижний контакт и состоят из в различной степени окатанных и несортированных обломков известняков и, реже, доломитов, черных кремней и аргиллитов. Размер обломков варьирует от миллиметров до не менее 1 м.

Схематический палеогеографический профиль для раннего карбона (см. фиг. 4) состоит из двух частей, надстраивающих друг друга по простиранию (см. фиг. 1). На западе отложения верхней части турнейского яруса представлены косослоистыми калькаренитами менкюленской свиты, образовавшимися в озмерно-аллювиальных и лагунно-дельтовых условиях при сносе обломочного материала с запада [7]. Далее на восток появляются прослои мелководно-морских известняков, затем они исчезают и доминируют косослоистые калькарениты с прослоями конгломератов. Вероятно, часть обломочного материала поставляло поднятие, располагающееся в центральной части профиля. Оно существовало небольшой промежуток времени, и уже в визейском веке здесь накапливались типичные для открытой платформы известняки мурунинской свиты. К востоку от поднятия появляются фрагменты мелководных известняков и калькаренитов с фауной, которые замещаются флишoidной и фтанитовой толщами, а в наиболее

восточных выходах появляются упоминавшиеся выше отторженцы. В 8–10 км восточнее последних отложения рассматриваемого возрастного уровня отсутствуют и верхневизейские толщи залегают на доломитах силура.

В междуречье Тыры – Бурхала и Сахара – Аллах-Юнь пестроцветные калькаренины и известняки западных крыльев прогибов в настоящее время уничтожены эрозией, но в восточном направлении флишеидные толщи замешаются массивными и массивно-плитчатыми известняками с прослоями доломитов и калькаренинов, весьма сходными с отложениями открытой платформы или песков на ее окраине. В этой части региона мощность только нижневизейской части флишеидного комплекса превышает 1200 м и значительно сокращается роль фтанитов.

Транспортировка обломочного материала осуществлялась в основном потоками невысокой плотности – турбидными и разжиженными. Важная роль первых подтверждается широким развитием отложений с ритмами Боума, тогда как о наличии вторых свидетельствуют пласты калькаренинов с конволютной слоистостью и текстурами типа пламени [15]. Отложения разжиженных потоков слагают тела линзовидной формы и, по-видимому, выполняют подводные каналы. Такой набор пород характеризует фации *B*, *C* и *D*, совместное нахождение которых типично для средней части конуса выноса [19]. Брекчии, наблюдавшиеся в бассейне р. Бурхала, являются единственными (в пределах рассматриваемого региона) задокументированными представителями обломочных потоков к югу от р. Тыры. Их ассоциация с отложениями разжиженных потоков и тонкослоистыми глинистыми породами при подчиненном количестве турбидитов (фации *A*, *B* и преобладают над *D*) типична для верхней части конусов выноса. Наиболее верхние части каналов фиксируются только в бассейне р. Тыры, где быстро выклинивающиеся по простирацию тела конгломератов рассекают мелководные биокластические известняки. При решении вопроса о происхождении отторженцев в верховьях р. Куранах необходимо учесть, что обломки размером в сотни метров вряд ли могли быть перемещены в результате оползания или под воздействием обломочных потоков. Отторженцы не несут следов тектонической обработки и распространены только в непосредственной близости от расположенного к востоку от них поднятия (см. фиг. 4) на площади около 6–7 км² [3]. Существовавшие в конце турнейского века разломы, судя по их соотношениям со вмещающими отложениями, были во время осадконакопления крутопадающими взбросами или сбросами и, по-видимому, способствовали формированию крутых уступов. Эти данные свидетельствуют скорее о крупном, но локальном обвале-камнепаде около круглого берега с углами склона 30–60° [15], а не о принадлежности отторженцев к типичным олистостромам около регионального фронта надвигов [3].

Отложения куранахской свиты накапливались в нескольких прогибах, разделенных поднятиями, в том числе и не содержащими вулканов островами. Ширина прогибов не превышала 30 км. Глубина их не поддается определенной оценке. Так как ширина склонов не превышала 12–15 км (см. фиг. 4), а разжиженные потоки формируются при углах склона не менее 3° [15], минимальная глубина оценивается примерно в 700–800 м. В то же время крупные обвалы на восточном склоне Багамской банки характерны для уступов глубиной от 1 до 4 км. Обилие в нижневизейской части куранахской свиты бескарбонатных фтанитов [1] также свидетельствует о глубинах, измеряемых километрами. Однако при глубине бассейна более 2,5 км средние углы склона превышали бы 10°, что должно было вызвать образование многочисленных зерновых потоков, формирующих массивные пласты с плоской кровлей, преимущественной ориентацией обломков по направлению течения и обратной градиционной слоистостью около их основания [15]. Ничего аналогичного авторы не наблюдали в ходе полевых работ и не встречали в описаниях других исследователей; в связи с этим представляется, что углы склона вряд ли превышали 3–5° и соответственно глубина бассейнов вряд ли была более 1,5–2 км.

Отложения нижнего карбона отличаются высокими скоростями осадконакопления. Их усредненное значение для нижневизейских толщ к югу от р. Тыры даже без влияния уплотнения при литификации и деформационных процессов составляет приблизительно 20–25 см/1000 лет, а при введении соответствующих поправок [16, 18] — не менее 35–40 см/1000 лет. Такие значения характеризуют лавинную седиментацию и отмечаются на континентальных склонах, глубоководных конусах выноса и в дельтах рек [8, 21]. Столь высокие скорости осадконакопления, возможно, связаны с глобальным понижением уровня океана в середине раннего карбона [8, 20, 22], что должно было активизировать процессы лавинной седиментации. Наличие пространственно локализованных систем подводных каналов и закономерная смена фаций [19] позволяют считать, что отложения куранахской свиты флишoidного типа характеризуют подводные конусы выноса, не имеющие сколь-либо существенных отличий от подводных конусов выноса в терригенных толщах.

* * *

Отложения карбонатных плотностных потоков кембрия и карбона имеют ряд общих черт. В обоих случаях осадконакопление происходило в бассейнах, похожих на современные пассивные континентальные окраины. Тем не менее размеры и глубины бассейнов осадконакопления, как и состав отложений, имеют мало общего с современными океанами, кроме того, отсутствуют надежные признаки близости последних. Обе толщи занимают сходное положение в формационных рядах. Кембрийские карбонатные флишoidы и подстилающие их битуминозные известняково-глинистые породы иниканской и акринской свит (нижний — средни кембрий) залегают на мелководных песчано-карбонатных толщах юдомской серии, сытыгинской и пестроцветной свит (венд — нижний кембрий) и перекрываются глубоководными пелагическими сланцами атырбахской свиты (нижний ордовик). Флишoidы турнейско-визейской куранахской свиты подстилаются мелководными известняками хамамытской свиты (нижняя часть верхнетурнейского яруса) и перекрываются глубоководными пелагическими сланцами сендученской и овлачанской свит (верхняя часть визейского яруса). Таким образом, в обоих случаях отложения карбонатных плотностных потоков фиксируют начальные стадии формирования склонов глубоководных прогибов. Как в кембрийских, так и в каменноугольных толщах фиксируется ритмичность по крайней мере четырех порядков. Мощности первых двух ритмов составляют миллиметры — первые сантиметры (ламиниты) и сантиметры до 1,5–2 м (ритмы Боума) и были описаны выше. Ритмы Боума объединяются в ритмопачки мощностью 10–25 м (отмечаются только в улахской серии) и 80–300 м, отличающиеся по специфике распределения и соотношению глинистого и известкистого материалов. Аналогичные ритмопачки выделяются Ю.К. Советовым [9] как структуры флиша I порядка; он связывает их образование с тектоническими причинами или эвстатическими колебаниями уровня океана. Как отмечалось выше, куранахская свита накапливалась именно во время падения уровня океана. В среднем — позднем кембрии же происходило повышение уровня океана [8, 20, 22], и здесь, вероятно, более существенную роль играли тектонические процессы и прежде всего интенсивное прогибание дна в пределах области развития улахской серии.

Наряду со сходством рассматриваемые отложения имеют и ряд отличий. Так, кембрийские толщи накапливались в едином прогибе, а нижнекаменноугольные — в прогибах, разделенных серией поднятий, в том числе и островами (один из них показан на фиг. 4). Кембрийские отложения характеризуют обстановку накопления гибридного типа (по терминологии Д. Стоу и др. [22]), а нижнекаменноугольные — подводные конусы выноса; последние отличаются также высокими скоростями осадконакопления. В заключение необходимо подчеркнуть, что рассмат-

риваемые отложения хорошо обнажены, широко распространены и отличаются разнообразием генетических типов, среди которых выделяются отложения почти всех видов (кроме зернового потока) плотностных потоков. Эти особенности делают кембрийские и нижнекаменноугольные толщи Сетте-Дабана объектом, удобным для проверки различных моделей карбонатакопления.

Список литературы

1. Булгакова М.Д. Кремнистые породы Верхояно-Колымской складчатой области // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 5. С. 99–108.
2. Гогин И.Я., Кропачев А.П., Иогансон А.К. Стратиграфия нижне- и среднекембрийских отложений Сетте-Дабана // Новое в стратиграфии и палеонтологии нижнего палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 76–88.
3. Кропачев А.П., Боркова Е.А., Федорова Н.П. Среднепалеозойские олистостромы Сетте-Дабана // Сов. геология. 1988. № 5. С. 67–76.
4. Кропачев А.П., Ганелин В.Г., Матвеев А.В. Нижнекаменноугольные отложения севера Сетте-Дабана // Сов. геология. 1988. № 7. С. 53–62.
5. Кропачев А.П., Кропачева Г.С., Иогансон Н.К., Гурьев Г.А. Стратиграфия нижнекаменноугольных отложений севера Сетте-Дабана (Южное Верхоянье) // Сов. геология. 1980. № 10. С. 56–67.
6. Кутырев Э.И. Условия образования и интерпретация косої слоистости. Л.: Недра, 1968. 128 с.
7. Кутырев Э.И. Геология и прогнозирование согласных месторождений меди, свинца и цинка. Л.: Недра, 1984. 248 с.
8. Лисицин А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 312 с.
9. Советов Ю.К. О структуре карбонатных и терригенно-карбонатных флишевых формаций // Структурные особенности осадочных формаций. Новосибирск: СО АН СССР, 1988. С. 3–26.
10. Сухоруков В.И., Осипов В.Н., Зубков Ю.А. Новые данные о расчленении и корреляции улахской серии Сетте-Дабана (Южное Верхоянье) // Геология и геофизика. 1989. № 10. С. 18–27.
11. Сухов С.С. Условия осадконакопления в среднекембрийскую эпоху на юго-востоке Сибирской платформы // Майский ярус стратотипической местности. М.: Наука, 1982. С. 51–55.
12. Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.
13. Хворова И.В. Карбонатакопление // Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм. М.: Наука, 1984. С. 82–102.
14. Ян-жин-шин В.А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинария. Якутск: Кн. изд-во, 1983. 156 с.
15. Cook H.E., Mullins H.T. Basin margin, in: Carbonate depositional environments / Ed. by Sholle P.A., Bebout D.G., Moore C.H. // AAPG Memoir, 1983. V. 33. P. 539–617.
16. Hinte van J.E. Geohistory analysis – application of micropaleontology in exploration geology // AAPG Bull. 1978. V. 62. № 2. P. 201–222.
17. Lovell J.P.B., Stow D.A.V. Identification on ancient sandy contourites // Geology. 1981. V. 9. № 8. P. 347–349.
18. Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. V. 2. London: Acad. Press, 1987. 700 p.
19. Shanmugham G., Mofola R.J. Submarine fan models: problems and solutions // Submarine fans and related turbidite systems / Ed. by Bouma A.H., Normark W.R., Barnes N.E. N.Y.: Springer-Verlag, 1986. P. 29–34.
20. Shanmugham G., Mofola R.J., Damuth J.E. Eustatic control of submarine fan development // Submarine fans and related turbidite systems / Ed. by Bouma A.H., Normark W.R., Barnes N.E. N.Y.: Springer-Verlag, 1985. P. 23–28.
21. Stow D.A.V., Piper D.J.W. Deep-water fine-grained sediments: facies models // Fine-grained sediments: deep-water processes and facies / Ed. by Stow D.A.V., Piper D.J.W. // Geol. Soc. Spec. Publ. 1984. V. 15. P. 611–646.
22. Stow D.A.V., Howell D.G., Nelson C.H. Sedimentary tectonic and sea-level control // Submarine fans and related turbidite systems / Ed. by Bouma A.H., Normark W.R., Barnes N.E. N.Y.: Springer-Verlag, 1985. P. 15–22.

УДК 552.578.1/551.762.3 (575.4)

© 1991 -

Крючков В.Е.

**ЛИТОГЕНЕЗ ВЕРХНЕЮРСКИХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
БАХАРДОК-ПРЕДКОПЕТДАГСКОГО РАЙОНА ТУРКМЕНИИ**

Основными объектами поисково-разведочных работ на нефть и газ в Средней Азии являются верхнеюрские (оксфорд-титонские) карбонатные отложения. Выявленные залежи углеводородов приурочены в основном к органогенным постройкам и зонам литологического выклинивания пластов-коллекторов. Неравномерность их изученности предполагает возможность открытия новых залежей углеводородов.

Одной из перспективных территорий Туркмении является зона сочленения южного склона Центрально-Караумского свода с Предкопетдагским краевым прогибом. Здесь выявлены малоамплитудные антиклинальные поднятия. В отдельных из них в карбонатных верхнеюрских и нижнемеловых отложениях установлены небольшие многопластовые месторождения нефти и газа и многочисленные нефтегазопоявления. Фонд антиклинальных структур здесь практически исчерпан.

Для уточнения перспектив нефтегазоносности проведен комплексный литолого-фациальный и стадийно-генетический анализ отложений. За основу стратиграфического расчленения юрских отложений принята действующая в настоящее время схема стратиграфии юрских отложений Средней Азии, утвержденная Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР в 1971 г. [13].

Верхнеюрские отложения Бахардок-Предкопетдагского района представлены келловей-оксфордской карбонатно-эвапоритовой и кимеридж-титонской эвапоритовой толщами.

Изученные отложения разнообразны по происхождению, структуре и вещественному составу. В основу их изучения положена генетическая классификация, в основе которой лежит способ выпадения вещества из растворов [17]. Эта классификация учитывает также морфологические особенности компонентов, составляющих осадок, в связи с чем она является также и структурной. По этому признаку в верхнеюрских отложениях юга Туркмении выделены следующие основные группы: 1) органогенная, состоящая в основной части из скелетных остатков организмов, 2) хемогенная, первичный материал которой образуется путем непосредственной садки из водных растворов. Изученные породы в различной степени изменены вторичными преобразованиями, однако, как правило, они сохраняют следы состава, строения и происхождения первичного материала.

К группе органогенных пород отнесены все типы известняков и вторичные доломиты. К группе хемогенных пород отнесены седиментационные доломиты, ангидриты, соли.

В изученном верхнеюрском разрезе установлены следующие основные структурно-генетические типы известняков: известняки тонкозернистые, мелкодетритово-шламовые, комковато-суглистые, органогенно-обломочные, органогенно-детритовые, детритово-биоморфные.

Тонкозернистые известняки имеют серую и темно-серую окраски. Размер слагающих их зерен около 0,01 мм и менее. Они содержат глинистую примесь и органическое вещество, определяющие темную окраску пород. В составе тонкозернистых известняков присутствует также незначительное количество (от долей до 10% породы) неопределимого шлама раковин, в наиболее крупных фрагментах которого устанавливается структура фораминифер, иглокожих, двусторок, брахиопод. Наиболее вероятно, что основная часть тонкозернистых известковых частиц образована в результате тонкого измельчения скелетных остатков организмов в процессе их седиментации, а незначительное их количество, возможно, образовано путем хемогенной садки.

Для мелкодетритово-шламовых известняков также характерны серые и темно-серые тона. Их основной составной частью (> 50%) служит тонкоперетертый и мелкий (< 0,1 мм) раковинный детрит, преобладающая часть которого не определима. Только в редких более круп-

ных остатках устанавливается структура брахиопод, пелеципод, иглокожих, фораминифер и др. Цемент представлен тонкозернистым кальцитом.

Комковато-густокровые известняки серые и темно-серые, в основном состоят из комочков и густокров тонкозернистого, темного в проходящем свете кальцита. Их размер от сотых долей до 2 мм, контуры густокров нечеткие. Микроскопическое изучение показало, что комочки и густокров образованы в основном в результате грануляции раковинных остатков и желваков синезеленых водорослей. Возможно, отдельные комочки возникли вследствие переработки карбонатных осадков илоедами.

Органогенно-обломочные известняки окрашены преимущественно в светлые тона, состоят в основном из окатанных фаунистических остатков и обломков карбонатных пород. Подчиненное значение в их составе имеют оолиты, обломки кремнистых пород, кварца, полевых шпатов. Степень сортировки форменных компонентов различна. В хорошо отсортированных разновидностях цементом служит разнозернистый кальцит, в плохо отсортированных разновидностях — тонкозернистый кальцит с примесью глинистого материала. Образование органогенно-обломочных известняков осуществлялось, вероятно, в условиях неглубокого морского бассейна с интенсивной гидродинамической активностью.

Органогенно-детритовые известняки серые и светло-серые, состоят преимущественно из неокатанных скелетных остатков морских беспозвоночных размером от сотых долей миллиметра до 3 см и крупнее. Групповой состав организмов, скелетные остатки которых образуют породу, очень разнообразен. Количество глинистой и терригенной примеси невелико (< 5%), часто терригенная примесь отсутствует вовсе. Цементом служит разнозернистый кальцит. Образование органогенно-детритовых известняков осуществлялось, вероятно, в условиях морского бассейна со спокойным гидродинамическим режимом.

Известняки детритово-биоморфные темно-серые, почти черные, состоят из целых и слабоповрежденных раковин брахиопод, пелеципод, фораминифер размером от десятых долей миллиметра до 2 см. Цементом служит тонко- и мелкозернистый (0,01–0,05 мм) кальцит с редкой примесью мелкого детрита. Седиментация детритово-биоморфных известняков осуществлялась, вероятно, в спокойных участках морского бассейна с илистым дном, обильно населенным морскими организмами.

Характерной особенностью верхнеюрских карбонатных отложений Бахардок-Предкопетдагского района юга Туркмении является довольно высокая степень их доломитизации. Недоломитизированные известняки встречаются довольно редко, в основном это разновидности с большим количеством тонкозернистого кальцитового и глинистого цементов. Доломитизированные известняки, в составе которых новообразованный $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ превышает 50% породы, в данной работе называются *доломитами*.

В составе верхнеюрских отложений выделено три типа доломитов: 1) катагенетического замещения органогенных известняков; 2) диагенетического замещения карбонатных илов; 3) седиментационные [8].

Первые два типа доломитов отнесены к группе первично органогенных пород. Они образованы под воздействием постседиментационных процессов на уже сформированные в различных фаціальных условиях известняки и известковые осадки.

Катагенетические доломиты залегают как в виде маломощных (~ 1 м) пластов, так и в виде толщ мощностью в несколько десятков и сотен метров. Катагенетические доломиты, как правило, наследуют структурные особенности первичного известняка. Преимущественный размер слагающих их зерен 0,05–0,2 мм, форма — ромбоздрическая, неправильно-ромбоздрическая. Многие разновидности данного типа доломитов содержат участки незамещенного известняка, фаунистические остатки. Во всех изученных образцах присутствует ангидрит, он в различной степени выполняет поры и трещины, замещает прилегающие к ним участки матрицы.

Диагенетические доломиты залегают в виде пластов и линз мощностью от нескольких сантиметров до 15 м, для них характерно частое переслаивание с другими типами доломитов и ангидритами. В отличие от катагенетических доломитов ангидрит в них присутствует в виде конкреций и линз величиной от долей до нескольких десятков сантиметров. Размер зерен, слагающих диагенетические доломиты, 0,01–0,05 мм, иногда несколько больше, форма преимущественно ромбоздрическая и неправильно-ромбоздрическая, близкая к ромбоздрической. В диагенетических доломитах присутствуют терригенная и глинистая примеси. Часто встречаются пятнистые, неправильной формы участки незамещенного известняка, фаунистические остатки. Степень доломитизации неравномерна даже в пределах одного шифра, что отражается на неоднородности окраски пород. Доломиты этого типа часто служат переходными разновидностями между седиментационными доломитами, характеризующими бассейн седиментации повышенной солености, и доломитами катагенетического замещения органогенных известняков, седиментация которых осуществлялась в условиях морского бассейна нормальной солености.

Седиментационные доломиты залегают преимущественно в виде маломощных (< 1 м) пластов и линз в ангидритах и диагенетических доломитах, характеризуются тонкозернистой структурой с размером зерен около 0,01 мм и менее. Тонкозернистая структура карбонат-

ных пород характерна для зерен, непосредственно выпавших из раствора и образовавшихся в раннем диагенезе [14]. Седиментационные доломиты отличаются при несовершенстве кристаллической решетки сплошной равнозернистостью, что свидетельствует об одностадийности их кристаллизации. Доломиты данного типа часто содержат глинистую и терригенную примеси алевритовой размерности, в отдельных разновидностях имеются выполненные ангидритом трещины усыхания. В седиментационных доломитах следы замещения доломитом ранее существовавших карбонатных илов не установлены. Доломиты этого типа встречаются в ассоциации с эвапоритовыми отложениями. Для них характерно частое (от нескольких сантиметров до 2 м) переслаивание с ангидритами, нередко они служат переходными разновидностями между эвапоритовыми отложениями и вторичными доломитами.

Пористость верхнеюрских карбонатных отложений составляет от долей до 24% породы. Установлено наличие шести типов пустот: 1) поры выщелачивания фаунистических остатков; 2) межфрагментарные поры (пустоты, образованные в результате неплотной упаковки фаунистических остатков); 3) межзерновые поры доломитизации и перекристаллизации; 4) полости камер раковин фораминифер, гастропод и др.; 5) первичные межзерновые поры; 6) трещины.

Основной объем пустот составляют поры и каверны выщелачивания фаунистических остатков, их размеры – от долей миллиметра до 2 см, форма (округлая, овальная, продольно-вытянутая, щелевидная, серповидная) подобна форме фаунистических остатков, распространенных в верхнеюрских отложениях. Межфрагментарные поры в изученных образцах составляют от сотых долей до 3%, их размеры соизмеримы с размерами фаунистических остатков, однако отсутствие зерна из наиболее крупных органогенных построек не позволяет достаточно объективно оценить значение межфрагментарных пор в общем объеме пустот. Межзерновые поры доломитизации и перекристаллизации составляют от долей до 3% породы, для них характерна угловатая форма, их размеры не превышают 0,15 мм. Незаполненные полости раковин встречаются крайне редко, составляют десятки доли процента пород.

Пористость карбонатных пород определяется соотношением в их составе форменных компонентов и цементирующего тонкозернистого материала. Пористость тонкозернистых, мелко-детритово-шламовых известняков и седиментационных доломитов не превышает 1%, эти разновидности пород характеризуются наличием очень мелких ($< 0,01$ мм) слабообобщающихся первичных межзерновых пор. Низкие значения открытой пористости ($< 2\%$) характерны также для остальных типов известняков, в составе которых тонкозернистый карбонатный и глинистый материалы преобладают над фаунистическими остатками (базальный тип цементации), помимо межзерновых пор здесь встречаются редкие поры выщелачивания фаунистических остатков. В разновидностях пород, где фаунистические остатки преобладают над тонкозернистым заполнителем (поровый тип цементации), пористость возрастает. В них наиболее интенсивно проявлены постседиментационные процессы, в том числе выщелачивание карбонатного материала и доломитизация. Пористость доломитов катагенетического замещения известняков изменяется от 1,5 до 24%.

Во всех типах карбонатных пород встречаются вертикальные трещины, их ширина колеблется от долей до 3 мм, они в значительной степени выполнены ангидритом. Существенного значения в общем объеме пустот трещины не играют, однако значительно улучшают сообщаемость пор.

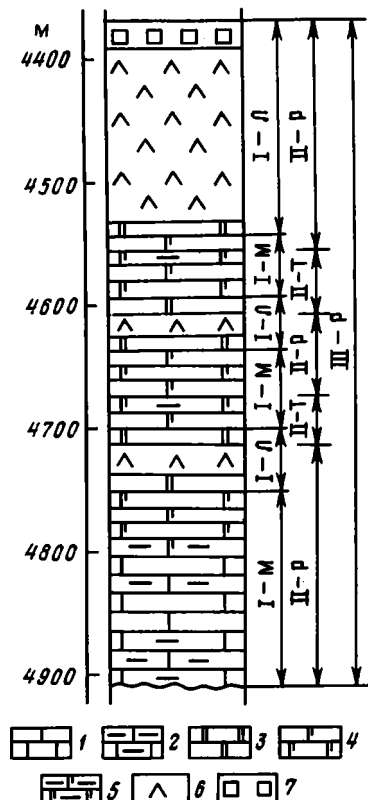
Изучение верхнеюрских отложений Бахардок-Предкопетдагского района Туркмении в наиболее полных разрезах показало повторение определенной сходной последовательности залегания отдельных структурно-генетических типов пород – цикличности. При выделении циклов использована методика, изложенная в работах Ю.А. Жемчужникова [4], П.П. Тимофеева [15], Ю.Н. Карагодина [6] и др.

В основу выделения и типизации циклов положен фациальный состав отложений, т.е. циклы выделялись по фациальным обстановкам, в которых начинал и заканчивал свое формирование данный цикл. Соответственно в составе верхнеюрской карбонатно-эвапоритовой толщи выделены две группы седиментационных циклов (циклы первого порядка, или элементарные циклы): морские и лагунные. В строении морских циклов осадконакопления участвуют все выявленные типы известняков, доломиты катагенетического замещения известняков и доломиты диагенетического замещения карбонатных илов. Лагунные циклы представлены седиментационными доломитами, ангидритами, солями (фиг. 1).

Комплексы элементарных циклов, соответствующие регрессивным и трансгрессивным этапам осадкообразования, соответственно выделены в регрессивные и трансгрессивные циклы (циклы второго порядка или мезоциклы).

Так, регрессивным считается цикл, у которого фашия начального элементарного цикла более глубоководна, чем фашия конца цикла, трансгрессивным – соотношение фаций обратное регрессивному.

По мощности выделяются относительно мощные и маломощные циклы. По наличию всего ряда фаций или только части его – полные и неполные циклы. Различаются также простые циклы, в которых последовательная смена отложений однонаправлена, и сложные, в которых на фоне общего направления изменений обстановок существуют частные отклонения, временно нарушающие эту тенденцию в изменении условий осадконакопления.



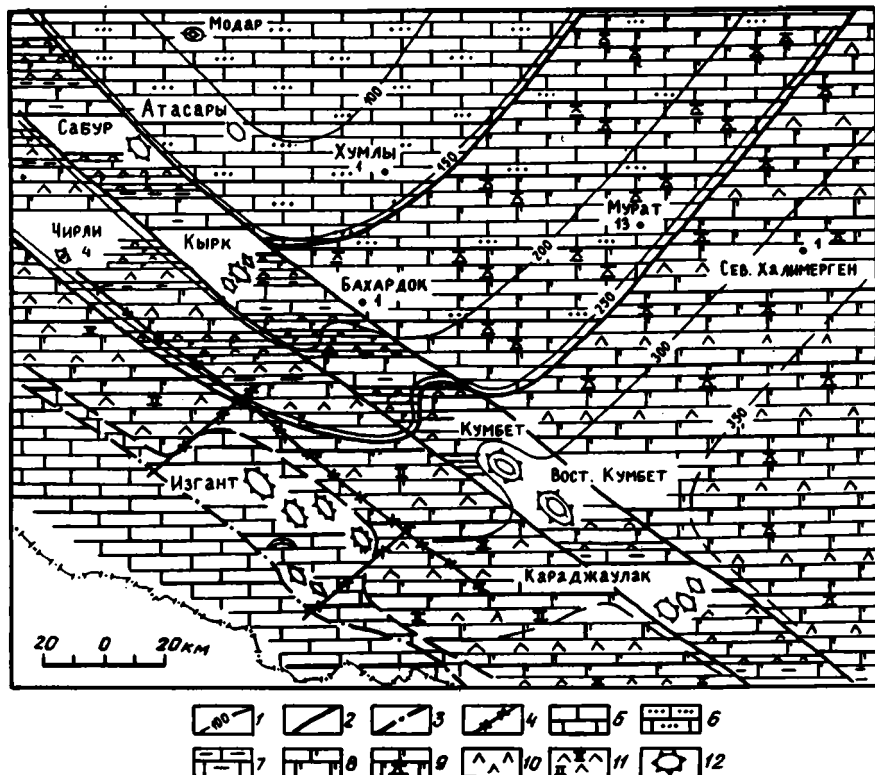
Фиг. 1. Пример циклического строения верхнеюрского разреза скважины Вост. Кумбет-4

1 – известняки; 2 – глинистые известняки; 3 – седиментационные доломиты; 4 – вторичные доломиты; 5 – вторичные глинистые доломиты; 6 – ангидриты; 7 – соли. I-M – цикл первого порядка (морской); I-L – цикл первого порядка (лагунный); II-P – цикл второго порядка (регрессивный); II-T – цикл второго порядка (трансгрессивный); III-P – цикл третьего порядка (регрессивный)

Анализ фациальных особенностей циклов различных порядков и последовательность их залегания в верхнеюрском разрезе Бахардок-Предкопетдагского района Туркмении показал, что весь верхнеюрский разрез представляет собой крупный регрессивный цикл (цикл третьего порядка, или макроцикл), отражающий смену условий осадкообразования в сторону континента. Келловей-оксфордская преимущественно карбонатная толща вверх по разрезу сменяется кимеридж-титонской сульфатно-галогенной толщей. Этот цикл соответствует позднечюрской эпохе осадкообразования (см. фиг. 1).

Мощность келловей-оксфордских отложений возрастает в направлении от Центрально-Каракумского свода к Предкопетдагскому краевому прогибу (фиг. 2) от 90 (скв. Модар-1) до 380 м (скв. Восточный Кумбет-4). В северных районах (площади Модар, Атакак, Алача, Северный Ербент) келловей-оксфордский разрез сложен известняками, в составе которых преобладают органогенно-обломочные и органогенно-детритовые разновидности. Характерно наличие в них терригенной примеси, содержание которой колеблется от долей до 10% породы. Преимущественный размер обломков 0,1–0,2 мм, форма полуокатанная и угловатая, минеральный состав представлен кварцем, полевыми шпатами, встречаются также обломки карбонатных и кремнистых пород. Отдельные разновидности известняков в различной степени доломитизированы.

Южнее (площади Сабур, Казы) келловей-оксфордские отложения снизу вверх по разрезу представлены слабодолмитизированными органогенно-детритовыми известняками с тонкозернистым цементом и доломитами катагенетического замещения органогенных известня-



Фиг. 2. Литолого-фациальная карта келловей-оксфордских отложений

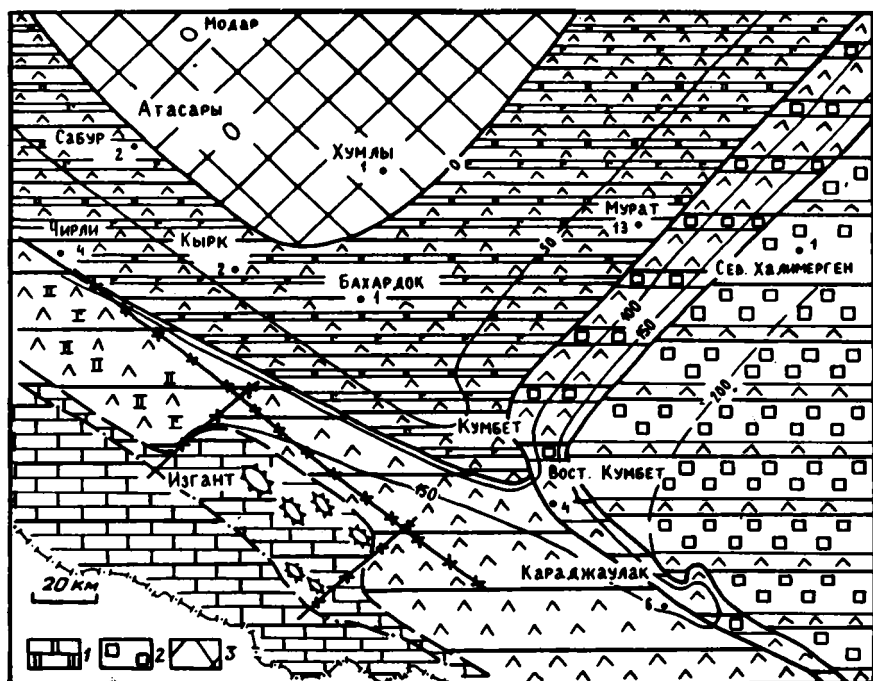
1 – линии равных мощностей; 2, 3 – границы (2 – фациальных зон, 3 – Копетдагского надрыва); 4 – разломы; 5 – известняки; 6 – известняки с терригенной примесью; 7 – глинистые известняки; 8 – вторичные доломиты; 9 – вторичные доломиты с тонкими прослоями ангидритов; 10 – ангидриты; 11 – ангидриты с тонкими прослоями седиментационных и вторичных доломитов; 12 – контуры органогенных построек

ков [9]. В кровле оксфордских отложений появляются маломощные (от долей до 3 м) пласты ангидрита. Доломитизация известняков возрастает по разрезу снизу вверх.

Далее, по направлению к югу (площади Чирли, Кырк, Кумбет-Караджаулакская зона поднятий) увеличивается число и мощность (до 40 м) ангидритовых пластов, одновременно возрастает степень доломитизации известняков. В южном направлении также уменьшается количество терригенной примеси, уменьшается размер обломков (< 0,1 мм), улучшаются их окатанность, сортировка, полиминеральный состав обломков постепенно сменяется мономинеральным (кварцевым).

Наиболее пористые разновидности доломитов распространены в сводах локальных поднятий, в них отсутствует терригенная примесь, нерастворимый глинистый остаток составляет менее 1% породы. Характерно также увеличение мощности карбонатных пластов в сводах поднятий по отношению к крыльям. Так, мощность оксфордского карбонатного пласта XVI–II в своде Сабурского поднятия (скв. 2) составляет 69 м, в крыльевых скважинах 5 и 6 соответственно 50 и 42 м. Кровля этого пласта является наиболее выраженной структурной поверхностью в разрезе оксфордских отложений [11]. Синхронные отложения на крыльях структур представлены слабопористыми и плотными разновидностями доломитов (пористость от долей до 4%), минимальные значения нерастворимого остатка в изученных образцах составляют 4,2%, степень доломитизации здесь ниже, чем в сводовых участках поднятия.

Анализ мощностей карбонатных отложений, их вещественного состава, структурно-текстурных особенностей позволяет считать, что в основании конседиментационных локальных поднятий, выявленных на Бахардоской моноклинали, залегают доломитизированные органогенные постройки. В кровле оксфордских отложений (см. фиг. 2), где отмечается частое переслаивание различных типов доломитов, ангидритов и аргиллитов, мощности органогенных построек колеблются от 2 до 15 м.



Фиг. 3. Литолого-фациальная карта кимеридж-титонских отложений

1 – доломиты седиментационные; 2 – соли; 3 – эрозируемая суша. Остальные условные обозначения см. на фиг. 2

В Предкопетдагском краевом прогибе верхнеюрские отложения скважинами не вскрыты (глубина залегания свыше 5000 м).

Верхнеюрские отложения вскрыты гидрогеологическими скважинами в предгорьях Копетдага, где они по надвигу залегают на породах альб-сеноманского комплекса. Их состав во многом сходен с верхнеюрскими отложениями Центрального Копетдага.

В Центральном Копетдаге верхнеюрские отложения обнажаются в двух пунктах (хр. Келята и оз. Коу). Обоснование их возраста базируется на фауне аммонитов [1], брахиопод [2], фораминифер [3]. Келловей-оксфордские отложения представлены здесь органогенными известняками. Наиболее широко распространены органогенно-детритовые и комковато-сугликовые разновидности. Известняки органогенно-обломочные, оолитовые, мелкодетритово-шламовые и тонкозернистые, имеют подчиненное значение. Основной составной частью келловей-оксфордских отложений являются остатки иглокожих, раковин фораминифер, двустворок, брахиопод, гастропод, тинтинид. Степень сохранности фаунистических остатков различна. Отдельные редкие прослои известняков в различной степени доломитизированы.

Кимеридж-титонские отложения Бахардок-Предкопетдагского района представлены сульфатно-карбонатно-галогеенной толщей (фиг. 3).

В Восточно-Бахардокском районе (площади Ортакак, Северный Халимерген, Кумбет-Караджаулакская зона поднятий) кимеридж-титонский разрез сложен (снизу вверх): 1) мощной (40–170 м) ангидритовой толщей, содержащей редкие, маломощные (до 3 м) прослои доломитов; 2) галитовой толщей мощностью от 3 (скв. Караджаулак-9) до 123 м (скв. Северный Халимерген-1).

В Западно-Бахардокском районе (площади Чирли, Карамая, Кырк) кимеридж-титонские отложения (максимальная мощность 65 м) представлены толщей переслаивания ангидритов и доломитов различных генетических типов [9], в виде редких прослоев (до 3 м) встречаются красочетные аргиллиты.

Анализ мощностей сульфатно-галогеенных отложений показал, что они служат толщами выполнения рельефа зон развития органогенных построек. Мощности сульфатно-галогеенных отложений в сводах локальных поднятий Бахардокской моноклинали значительно меньше фоновых мощностей. Так, мощность галитового пласта в сводовой скважине Караджаулак-9 составляет 3 м, в скважине Караджаулак-4 – 88 м. На отдельных локальных поднятиях скважинами полностью пройдены только кимеридж-титонские сульфатно-галогеенные отложения. Изучение толщ выполнения позволило здесь в определенной степени восстановить палеотектонику, палеогеоморфологию и палеогеографию времени образования органогенных

построек. Необходимость изучения геологического строения толщ выполнения для более подробной, хотя и косвенной характеристики органогенных построек отмечалась В.Г. Кузнецовым [7], В.Д. Ильиным, Н.К. Фортунатовой и другими исследователями.

В Центральном Копетдаге общая мощность кимеридж-титонских отложений составляет около 450 м [3]. Это породы узунсыртской (верхи оксфорда – кимеридж) и еллыдыринской (кимеридж – титон) свит. Кимеридж-титонские отложения представлены переслаиванием известняков различных генетических типов. Наиболее широко распространены органогенно-детритовые и органогенно-обломочные разновидности. Оолитовые, мелкодетритово-шламовые, и тонкозернистые известняки встречаются реже. Основной составной частью кимеридж-титонских отложений здесь также служат остатки иглокожих, раковин фораминифер, брахиопод, двустворок и др. Отдельные прослои известняков доломитизированы. В кровле кимеридж-титонских отложений установлено наличие гипсовых пластов (мощность около 1 м), переслаивающихся с доломитами.

В процессе испытания скважин притоки углеводородов получены в сводовых частях локальных поднятий. На склонах структур притоки флюидов в синхронных отложениях значительно ниже, а часто отсутствуют вовсе.

Проведенное изучение показало, что коллекторами, вмещающими углеводороды в верхнеюрских отложениях, служат доломитизированные органогенные постройки, флюидоупорами – пакки переслаивания седиментационных глинистых доломитов, ангидритов и аргиллитов. Породы с низкими фильтрационно-емкостными свойствами (слабопористые разновидности доломитов, трещиноватые ангидриты) не могут служить коллекторами и в то же время не обладают флюидоупорными свойствами. Они служат промежуточными толщами рассеивания на пути миграции углеводородов. Породы-флюидоупоры в келловей-оксфордских отложениях не обладают ни большой мощностью, ни большой латеральной протяженностью, они изолируют мелкие залежи углеводородов. Наиболее надежными флюидоупорными свойствами характеризуется сульфатно-галогенная кимеридж-титонская толща в Восточно-Бахардокском районе, ее можно рассматривать в качестве региональной нефтегазоносной покрывки. Цикличность верхнеюрских отложений определила многопластовый характер месторождений углеводородов.

Изучение вещественного состава и фациальной зональности верхнеюрских отложений Бахардок-Предкопетдагского района Туркмении показало, что на протяжении всей позднеюрской эпохи здесь существовал тепловодный морской бассейн (часть палеоокеана Тетис), периодически терявший связь с открытым морем, превращаясь при этом в обширную лагуну. Установлено наличие определенной последовательности в смене морских и лагунарных обстановок осадконакопления.

Образующее влияние на формирование фациальной зональности верхнеюрских отложений Бахардок-Предкопетдагского района Туркмении оказал барьер, периодически частично отделявший с юга бассейн седиментации от палеоокеана Тетис. На его существование указывают следующие факторы.

1. На всем протяжении зоны сочленения Бахардокской моноклинали с Предкопетдагским краевым прогибом келловей-оксфордский разрез представлен переслаиванием карбонатных и эвапоритовых пород, кимеридж-титонские отложения – сульфатно-галогенной толщей. Синхронные верхнеюрские отложения Центрального Копетдага сложены известняками, формирование которых осуществлялось в условиях морского бассейна нормальной солёности.

2. Изучение строения верхнеюрских отложений показало увеличение глубины бассейна седиментации в направлении от Центрально-Каракумского свода в сторону Предкопетдагского краевого прогиба. В то же время наличие благоприятных условий для роста органогенных построек на протяжении всей позднеюрской эпохи позволяет предположить, что барьер, частично отделявший с юга Бахардокскую моноклинали от палеоокеана Тетис, образован органогенными постройками.

Проведенное изучение верхнеюрских отложений показало, что в келловей-оксфордское время на территории Бахардокской моноклинали длительное время существовал морской бассейн нормальной солёности, осаждались известковые органогенные осадки. Морские течения приносили с севера обломочный материал. Органогенно-обломочные известковые отложения, наиболее широко распространенные в северных районах исследуемой территории, в южном направлении постепенно уступают место органогенно-детритовым известковым отложениям.

Наиболее благоприятные условия жизнедеятельности организмов (фораминифер, иглокожих, брахиопод, двустворок, мшанок) существовали на небольших возвышенностях в рельефе морского дна. Ил, глинистые и терригенные частицы сносились в пониженные участки. Первичная пористость карбонатных осадков в сводах локальных поднятий значительно превысила первичную пористость синхронных осадков на крыльях структур.

Зона развития наиболее крупных в пределах Бахардокской моноклинали органогенных построек (Сабур – Кырк – Кумбет – Восточный Кумбет – Караджаулак – Чаача) простирается с северо-запада на юго-восток (см. фиг. 2) и совпадает с направлением простираения юго-западного окончания Центрально-Каракумского свода, Предкопетдагского краевого

прогиба и установленных на этой территории разломов [9]. Возникновение этих, небольших по размерам органогенных построек существенным образом повлияло на формирование фациальной зональности келловей-оксфордских отложений. Они препятствовали распространению пресных вод, поступающих с суши и несших обломочный материал в южном направлении. Периодические регрессии приводили к частичной утрате связи бассейна седиментации с открытым морем, повышению солености вод. Осаждение органогенных осадков на Бахардокской моноклинали сменялось осаждением доломитовых и эвапоритовых осадков. Рост органогенных построек прекращался, развивались эрозионные процессы, что в конечном итоге определило небольшие размеры построек. Изучаемая территория в это время была разбита на множество небольших лагун и окружающих их прибрежных себкх – засоленных плоских участков, подобных встречающимся ныне вдоль побережья Персидского залива [18]. В отдельные промежутки времени изоляция исследуемой территории была более значительной, что привело к формированию ангидритовых пластов большой протяженности мощностью до 25 м. Характерно, что соленость келловей-оксфордского морского бассейна резко возрастает южнее выявленной зоны развития органогенных построек. Таким образом, на исследуемой территории формировались толщи переслаивания карбонатных и эвапоритовых отложений.

Собственное изучение вещественного состава верхнеюрских отложений Центрального Копетдага и анализ опубликованных работ [1, 3, 5] позволяют предположить, что в этом районе на протяжении всего келловей-оксфордского времени существовал морской бассейн нормальной солености, осаждались органогенные известковые илы. Анализ фациальной зональности келловей-оксфордских отложений позволяет предположить, что барьер, периодически отделявший Бахардокскую моноклинали от палеоокеана, располагался, вероятно, в Предкопетдагском прогибе, возможно, под Копетдагским надвигом.

В кимеридж-титонское время район исследований представлял собой мелководный морской бассейн с преимущественно затрудненным водообменом (см. фиг. 3). Для этого времени характерна частая смена знака тектонических движений, однако кратковременные возобновления связи с открытым морем характерны в основном для Западно-Бахардокского района (площади Чирли, Кырк). В это время на малоамплитудных локальных поднятиях опять начинался кратковременный рост органогенных построек. Формировалась толща часто переслоенных карбонатных и эвапоритовых осадков.

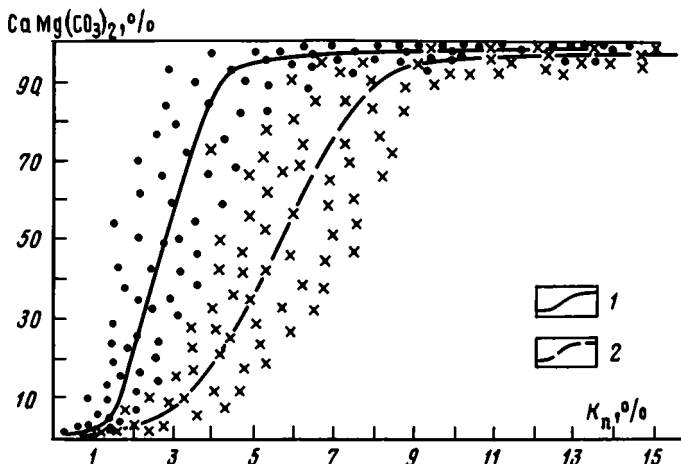
В Восточно-Бахардокском районе влияние Предкопетдагского барьера было значительнее. Связь бассейна седиментации с открытым морем была редка и не продолжительна, здесь осаждались сульфатные и галогенные осадки, что обусловило формирование мощной сульфатно-галогенной толщи.

В кимеридж-титонское время в пределах исследуемой территории на отдельных участках довольно часто отмечаются перерывы в осадконакоплении, особенно в сводах локальных поднятий. Свежевыпавшие осадки подвергались растрескиванию, выщелачиванию под воздействием метеорных вод. Длительная регрессия (предположительно конец кимериджского века) сопровождалась выводом из-под уровня моря органогенных построек на линии Кумбет – Восточный Кумбет – Караджаулак – Чаача. Восточные районы седиментации в еще большей степени утратили связь с открытым морем (на западе они отделялись от моря южным окончанием Центрально-Каракумского свода). Это обстоятельство послужило причиной резкого засоления восточной части исследуемой территории (как и всего Амударьинского бассейна седиментации), формирования здесь мощной галитовой толщи.

Большое влияние на современный облик верхнеюрских отложений оказали постседиментационные диа- и катагенетические преобразования, тесно связанные с геологической историей развития исследуемого региона. В диагенезе определяющее влияние на формирование фильтрационно-емкостных свойств карбонатных пород оказали процессы доломитизации, перекристаллизации и уплотнения осадков.

Диагенетическая доломитизация известковых илов осуществлялась преимущественно во время смены морских циклов осадконакопления лагунами и обусловлена, вероятно, привнесом в бассейн карбонатной седиментации высокомагнезиальных сульфатных вод, просачиванием из седиментационно-доломитовых и эвапоритовых осадков магнийсодержащих рапных рассолов в нижележащие известковые осадки. Этот процесс с различной интенсивностью развивался на протяжении всего диагенетического этапа, он проявлялся как частичным, так и в полном замещении ила и форменных компонентов доломитом. Сходный процесс современной доломитизации арагонитовых илов себкхи подробно описан Р.Дж. Паттерсоном и Д.Дж. Кинсманном [18] на примере побережья Персидского залива (район Абу-Даби). Здесь арагонитовые илы надлитеральной зоны подвержены процессам доломитизации под воздействием нагона морских рассолов и просачивания их в осадки.

Проведенное исследование показало, что в верхнеюрских карбонатных осадках изученной территории протекал также другой важный процесс – перекристаллизация вещества, состоящий в частичном и полном растворении и перераспределении вещества, слагающего осадок. При этом без изменения химического состава отдельных зерен, слагающих осадок, осуществлялось изменение их структуры, увеличение размеров, что привело к незначительному (до 2%) увеличению межзернового пустотного пространства.



Фиг. 4. Графики зависимостей интенсивности катагенетической доломитизации пород (1) и палеопористости известняков, подвергшихся доломитизации (2)

Наиболее интенсивно процессы диагенетической доломитизации и перекристаллизации протекали в пористых разновидностях органогенных известковых илов.

Все осадки, распространенные на исследуемой территории, претерпели процессы диагенетического уплотнения, обусловленного в основном геостатическим давлением вышележащих осадков. Уплотнение характерно для всего диагенетического этапа формирования пород и сопровождалось всем диагенетическим преобразованием. Степень уплотнения зависит от вещественного состава осадков, их структурно-текстурных особенностей и положения на тектонических структурах разного порядка. Уплотнение сопровождалось сокращением первичной пористости осадков, их обезвоживанием, увеличением объемной массы, уменьшением мощности.

Проведенное изучение верхнеюрских отложений Бахардок-Предкопетдагского района Туркмении показало, что процессы уплотнения способствовали еще большей дифференциации коллекторских свойств в различных участках локальных поднятий. Минимальная степень уплотнения отмечается в сводах антиклинальных структур в органогенно-детритовых и органогенно-обломочных известковых осадках с небольшим количеством тонкозернистых известковых частиц. Фаунистические остатки служили каркасом, препятствующим уплотнению осадков. Тонкозернистые осадки с небольшим содержанием фауны, характеризующиеся более плотной упаковкой слагающих их частиц, распространены преимущественно на склонах локальных поднятий.

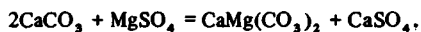
На диагенетические процессы преобразования осадков накладываются более поздние катагенетические процессы. В катагенезе дальнейшее развитие получили процессы растворения карбонатного вещества, аутигенного минералообразования, уплотнения.

Основной объем современного пустотного пространства верхнеюрских карбонатных пород в значительной степени образован процессами катагенетического выщелачивания фаунистических остатков.

Морфология пор и каверн, составляющих основной объем пустотного пространства верхнеюрских отложений исследуемого района, соответствует форме фаунистических остатков, распространенных в этих отложениях. Это позволяет предположить, что современная пористость образована, в основном, при выщелачивании фаунистических остатков в литифицированной породе, вероятно, на стадии позднего диагенеза – раннего катагенеза. Пустоты, образованные в рыхлых, слаболитифицированных осадках, сильно деформируются, а также уничтожаются в процессе диагенетического уплотнения осадков.

Основным агентом растворения CaCO_3 служили пресные инфильтрационные воды. Наиболее интенсивно эти процессы проявлены под перерывами в осадконакоплении, в сводах локальных поднятий, где первичная пористость и соответственно условия фильтрации флюидов были наилучшими. Растворялись преимущественно фаунистические остатки и прилегающие к ним участки матрицы, углублялись и расширялись существовавшие ранее поры и трещины. Так, в своде продуктивных отложений нефтегазового месторождения Сабур их максимальная пористость составила 20–25%, на крыльях – около 10%.

Последующие, параллельно протекавшие процессы сульфатизации и доломитизации известняков в значительной степени изменили их облик. Ранние рассолы эвапоритовых отложений, просачиваясь в нижележащие известняки, преобразовывали их согласно реакции доло-



При этом CaSO_4 частично выносился раствором за пределы пласта, а частично осаждался в пустотах, в значительной степени запечатывая их. Анализ зависимости интенсивности катагенетической доломитизации известняков на примере верхнеюрских отложений нефтегазового месторождения Сабур показал рост доломитизации с увеличением палеопористости известняков (фиг. 4, 2) и с увеличением современной пористости пород (фиг. 4, 1). Палеопористость определена в результате суммирования современной пористости пород и объема пустот (в шлифах и пришлифовках), запечатанных минеральными новообразованиями.

Вопросы теории катагенеза карбонатных пород под эвапоритовыми отложениями подробно рассмотрены в многочисленных работах [10, 12, 16 и др.].

В результате сульфатизации верхнеюрских карбонатных отложений в высокопористых пластах пустотное пространство было уничтожено частично, в низкопористых – в большей степени, на отдельных участках – практически полностью. Так, в свде продуктивных отложений нефтегазового месторождения Сабур их современная максимальная пористость составляет 13–15%, на крыльях из синхронных отложений притока флюидов не получено, что свидетельствует об их высокой плотности. Подобная закономерность наблюдается на всех разбуренных структурах.

Верхнеюрские отложения образуют в рассматриваемом регионе сложный природный нефтегазоносный резервуар, состоящий из оксфордской карбонатной толщи и перекрывающей ее кимеридж-титонской карбонатно-эвапоритовой толщи. Перспективы нефтегазоносности природного резервуара связаны с поисками зон развития органогенных построек. В настоящее время установлены особенности распространения малоамплитудных органогенных построек в зоне Сабур–Кырк–Кумбет–Восточный Кумбет–Караджаулак–Чаача. В этой зоне необходимо продолжение комплексных сейсмостратиграфических и литологических исследований с целью поиска новых объектов. Однако вероятность обнаружения на Бахардокской моноклинали крупных залежей углеводородов невелика. Основная зона развития крупных органогенных построек прогнозируется в Предкопетдагском краевом прогибе, возможно в поднадвиговой зоне Копетдага. Учитывая особенности фациальной зональности верхнеюрских отложений, можно предположить, что простираение прогнозируемой зоны возможного барьера близко совпадает с направлением простираения основных разломов и с направлением простираения выявленной северной зоны развития органогенных построек. Вероятно, барьер существовал на протяжении всей позднеюрской эпохи, его мощность возрастает в юго-восточном направлении.

Верхнеюрские отложения Предкопетдагского краевого прогиба и поднадвиговые отложения Копетдага должны служить объектом детальных поисковых работ.

Список литературы

1. Аманиязов К. Биостратиграфия, зоогеография и аммониты верхней юры Туркмении. Ашхабад: Ылым, 1971. 247 с.
2. Верба Ю.Л., Прозоровская Е.Л. О расчленении верхнеюрских отложений Копетдага // Вестн. ЛГУ. 1966. Вып. 1. № 6. С. 17–25.
3. Долицкая И.В. Фораминиферы и тинтиниды из верхнеюрских отложений Центрального Копетдага и Юго-Западного Гиссара и их роль для корреляции с Бореальным поясом // Тр. ГИН АН СССР. 1985. С. 64–75.
4. Жемчужников Ю.А., Яблоков В.С. Фациально-циклический метод изучения угленосных отложений // Тр. Лаборатории геологии угля. 1956. Вып. 5. С. 161–169.
5. Ильин В.Д., Фортунатова Н.К. Методы прогнозирования и поисков нефтегазоносных рифовых комплексов. М.: Недра, 1988. 201 с.
6. Карагодин Ю.Н., Малащенко Г.Н., Саидходжаев Ш.Г. Цикличность и нефтегазоносность палеогена Северного Таджикистана. Новосибирск: Наука, 1981. 216 с.
7. Кузнецов В.Г. Геология рифов и их нефтегазоносность. М.: Недра, 1978. 304 с.
8. Крючков В.Е. Типы доломитов в верхнеюрских нефтегазоносных отложениях юга Туркмении // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 3. С. 129–135.
9. Крючков В.Е. Литолого-фациальные закономерности верхнеюрского нефтегазоносного комплекса юга Туркмении // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 4. С. 132.
10. Махич А.А. О периоде катагенетической доломитизации межсолевых девонских отложений Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1980. С. 3–195.
11. Мелихов В.П., Сибирев В.С., Кравченко Ю.К. и др. Карбонатные постройки оксфордских отложений – новый перспективный объект поисков скоплений нефти и газа в Западно-Бахардокском районе Центральной Туркмении // Нефтегазовая геология, геофизика и бурение. 1985. № 12. С. 9–12.

12. Патрунов Д.К. Доломиты и доломитизация // Общая геология (Итоги науки и техники). 1983. Т. 17. С. 1–122.
13. Решение межведомственного стратиграфического совещания по мезозою Средней Азии (Самарканд, 1971 г.). Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 147 с.
14. Татарский В.В. О номенклатуре и классификации карбонатного материала по размеру зерен // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1959. Вып. 4. С. 5–10.
15. Тимофеев П.П. Литолого-фациальный и формационный анализ угленосных отложений // МГК, XXIII сессия: Докл. сов. геологов. Проблема II. 1968. С. 12–25.
16. Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 3–22.
17. Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 416 с.
18. Patterson R.J., Kinsman D.J.J. Formation of diagenetic dolomite in coastal sabkha along Arabian (Persian) Gulf // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist. 1982. V. 66. № 1. P. 28–43.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологоразведочный нефтяной институт,
Москва

Поступила в редакцию
1.II.1990

УДК 552.51 (470.5)

© 1991

Костылева В.В., Симанович И.М.

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ПИЖЕМСКИХ ПЕСЧАНИКОВ СРЕДНЕГО ТИМАНА

На Среднем Тимане непосредственно на рифейском фундаменте с разрывом залегают породы среднедевонского возраста. В пределах Цилемского Камня (северо-запад Среднего Тимана) они представлены мощной (до 300 м) толщей кварцевых песчаников. Прослой конгломератов, гравелитов и тонкозернистых отложений обычно имеют резко подчиненное значение.

Описываемая толща, ранее именовавшаяся старооскольскими слоями, в нынешней стратиграфической схеме выделяется как пижемская серия [7]. Породы фаунистически не охарактеризованы. Стратификация осуществлялась по палинологическим данным, что позволило отнести пижемские отложения к нерасчлененным эйфельскому и живетскому ярусам [10].

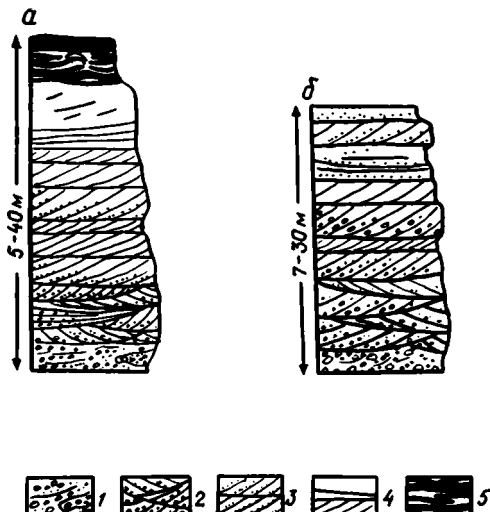
У ряда исследователей уже сложилось представление о континентальном генезисе пижемских отложений. Впервые на возможность существования крупной палеоречной системы указал С.В. Тихомиров [9], а позднее В.А. Разнищин [4], А.М. Скловский [8] и др.

В соответствии с представлениями этих авторов, схема образования пижемских отложений выглядит следующим образом: среднедевонская эпоха ознаменовалась общим поднятием Тиманской структуры, на фоне которого возобновились интенсивные движения по системе древних разломов различного простирания. Это привело к более четкому обособлению депрессионных структур и формированию их в виде долинограбенов, в пределах которых заложилась речная сеть. Так, на Среднем Тимане, на пенепленезированной поверхности эпибайкальского фундамента, в результате общей перестройки структурного плана заложился Пижемский палеограбен, постепенно заполнявшийся континентальными осадками – продуктами перемыва мощной латеритной коры выветривания. Причем основные тектонические оси погружения оставались активными на протяжении всего формирования осадочной толщи и определяли интенсивность движений отдельных блоков, часть которых продолжала оставаться поверхностями денудации и не перекрывались осадками пижемского возраста.

Проведенный нами литолого-фациальный и минералого-петрографический анализ позволил несколько иначе подойти к вопросу об обстановках формирования пород пижемской серии.

Литологическая характеристика. Литологическое изучение пижемских отложений основано главным образом на исследовании керна скважин, а также на естественных обнажениях в районе долготного отрезка р. Цильма. Обнаженность пижемских пород довольно слабая, а анализ литологических признаков и корреляция разрезов по скважинному материалу затруднительны, что придает некоторую условность литологическим построениям.

В изучаемых породах можно выделить ряд характерных для всей толщи признаков. Основной объем ее представлен песчаниками, преимущественно среднезернистыми, с различной степенью сортированности. Окатанность обломочного материала разная, но преоб-



Фиг. 1. Схема строения полного (а) и неполного (б) типов циклитов

1 – конгломераты и гравелиты; 2–4 – песчаники (2 – разно-, 3 – средне-, 4 – мелкозернистые); 5 – глинистые алевролиты

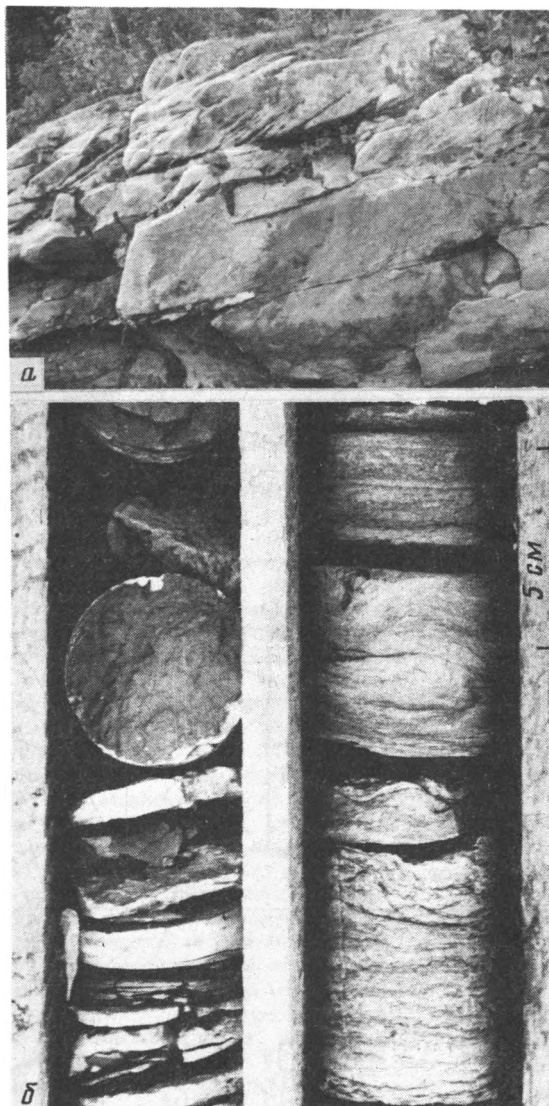
ладают полуокатанные зерна. Отложениям свойственна общая средняя до хорошей отмытость от глинистого вещества, наличие или отсутствие которого обуславливает различные постседиментационные изменения; состав глинистого цемента однообразный – гидрослюдастый, изредка с незначительной примесью каолинита. Толща пород пижемской серии полициклична. Циклиты различаются мощностью и гранулометрическим составом отложений в зависимости от положения в разрезе. Для нижних, вероятно, самых древних горизонтов, вскрытых лишь на юго-востоке и северо-западе территории (скв. 5145, 5242), не характерна ярко выраженная цикличность, в них, как правило, отсутствуют как грубо-, так и тонкозернистые отложения. Наиболее полные циклиты (фиг. 1, а) приурочены к средним и верхним горизонтам пижемской серии и встречаются только на юго-востоке и юго-западе изучаемого района. В них наблюдается гранулометрически широкий спектр отложений – от конгломератов до мелкозернистых песчаников и глинистых алевролитов. По направлению к северу прослои алевролитов полностью выпадают из разреза (см. фиг. 1, б).

Все перечисленные признаки в различных сочетаниях (с учетом текстурных особенностей) позволяют выделить три литологических типа отложений, доминирующих в разрезе и на площади.

Первый тип, обычно слагающий нижнюю часть циклитов (см. фиг. 1), представлен серыми грубыми или крупно- и среднезернистыми плохо сортированными песчаниками (скорее их можно назвать разнотонными – величина зерен колеблется от 0,01 до 1 мм и более), в основании которых иногда залегают массивные маломощные (3–20 см) гравелиты или мелкогалечные конгломераты. Для песчаников характерен глинистый цемент (5–10%, иногда до 20%), обычно пленочный или порово-пленочный. Интересно отметить, что в этих породах широко развиты конформные структуры, вплоть до микростилолитовых, при слабой регенерации кварца.

Слоистость в отложениях либо отсутствует, либо бывает беспорядочной косой или перекрестной, подчеркнутой гранулометрически. Углы наклона ее изменяются от 10 до 20°. Наблюдаются линзы гравия мощностью 1–5 см или скопления мелкой гальки. Галька полуокатанная. Состав ее однообразен – в основном это обломки кварца, реже глинистых сланцев. Для этих отложений весьма характерно обилие крупных углефицированных растительных остатков плохой сохранности, нередко образующих скопления в основании слоя. Мощность пачек описываемых пород колеблется от 2 до 20 м. Основание их, как правило, отмечается четким контактом с подстилающими отложениями, выраженным в резкой смене гранулометрии.

Песчаники *второго типа* связаны с вышеописанным постепенным переходом (реже залегают с размывом) и слагают средние и верхние части циклитов или образуют самостоятельные циклиты мощностью до 30 м. Для песчаников этого типа характерна светло-серая окраска, средняя до хорошей сортировка и, часто, хорошая отмытость от глинистого ве-

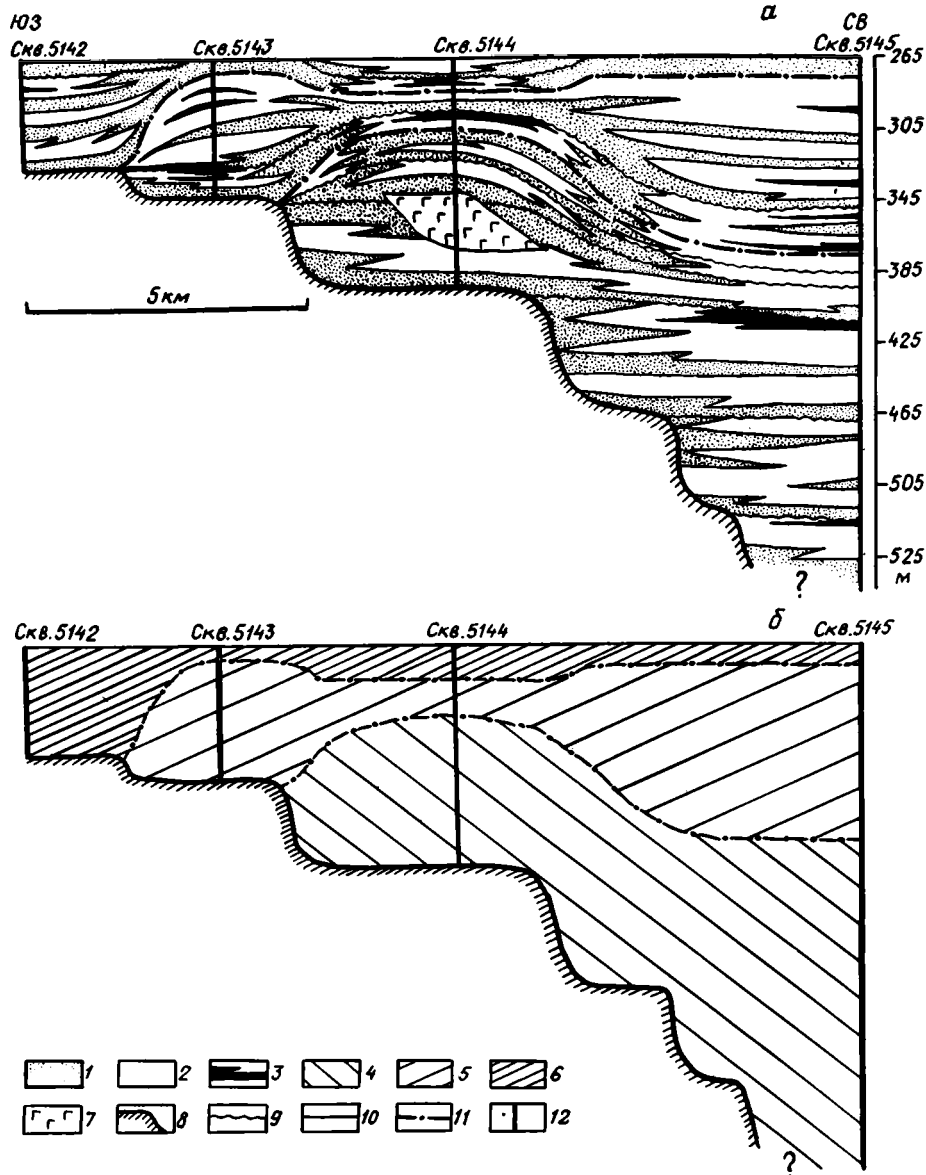


Фиг. 2. Типы текстур отложений

а – многослойная косая однонаправленная слоистость песчаных отложений (р. Цильма);
б – переслаивание глинистых алевролитов и мелкозернистых песчаников; слоистость мелкая горизонтально-волнистая прерывистая (скв. 5145)

щества. При слабом развитии структур растворения развита регенерация обломочного кварца; аутигенный кварц лишь частично заполняет поры между зернами. Песчаникам свойственна многослойная косая однонаправленная слоистость (фиг. 2, *а*) с градиционным распределением материала в пределах каждого элементарного циклита. Наклон серий косых слоев от 10 до 35°. В зависимости от преобладающего гранулометрического состава (мелко-, средне-, крупнозернистый песчаник) меняются масштаб косых серий от 5 см до 0,5 м. Выше косослойные песчаники иногда сменяются песчаниками с субгоризонтальной слоистостью. Часто породы выглядят массивными. Помимо этого в пределах пачки можно наблюдать периодическое чередование гранулометрических разностей от крупно- через средне- к мелкозернистым песчаникам. В отложениях этого типа встречается углистый детрит, расположенный согласно напластованию. Обнаружены конкреции пирита (0,1–2 см).

Третий тип отложений наименее распространен и представлен темно-серыми мелко- и тонкозернистыми плохо сортированными глинистыми песчаниками и алевролитами, часто переслаивающимися между собой (см. фиг. 2, *б*). Слоистость тонкая горизонтальная



Фиг. 3. Поперечный фациальный профиль (а) и распределение ассоциаций аксессуарных терригенных минералов по профилю скв. 5142–5145 (б)

1–3 – фацции: 1 – гравийно-песчаные (прибрежной аллювий), 2 – песчаные (прирусловой аллювий), 3 – мелкопесчано-алевритовые (пойменный аллювий); 4–6 – минеральные ассоциации: 4 – первая ассоциация (лейкоксен, циркон, турмалин; в знаках рутил, рудные минералы), 5 – вторая ассоциация (лейкоксен, циркон, турмалин, апатит, рутил, рудные минералы; в знаках амфиболы), 6 – третья ассоциация (лейкоксен, циркон, турмалин, амфиболы; в знаках апатит, рутил, рудные минералы); 7 – долеритовый силл; 8 – поверхность рифейского фундамента; 9–11 – границы: 9 – размывов, 10 – стратиграфическая между средним и верхним девоном, 11 – смены минеральных ассоциаций; 12 – изученные разрезы

или горизонтально-волнистая прерывистая, в песчаных прослоях иногда косоволнистая. Встречаются мелкие текстуры оползания. Изредка наблюдается естественный шлик циркона. Отложения насыщены тонким углистым детритом, подчеркивающим текстуру. Мощность их колеблется от 10–20 см до 2,5 м. Эти отложения залегают в кровле циклитов, но, как правило, размыты (что устанавливается по их реликтам в перекрывающих отложениях) и присутствуют лишь в юго-восточных и юго-западных частях разреза.

По совокупности перечисленных литологических признаков с той или иной степенью достоверности можно судить о том, что вертикальная последовательность типов отложений в циклитах вполне соответствует последовательности распределения различных фаций аллювия.

Наиболее грубозернистый плохо сортированный материал, слагающий основания циклитов, вероятно является базальным отложением тальвегов – прирусловой фацией аллювия. Средняя часть циклитов, характеризующаяся песчаниками с многоэтажной косой однонаправленной слоистостью и градиционной сортировкой материала по гранулометрическому составу, вполне отвечает отложениям кос и баров – фация прирусловой отмели. Верхняя часть циклитов, представленная мелкопесчаной и алевроитовой разностями с горизонтально-волнистой и косоволнистой слоистостью, вероятнее всего, является фациальным аналогом либо верхней части прирусловой отмели, либо нижней части пойменного аллювия.

Описанные типы отложений имеют повсеместное площадное распространение (за исключением тонкозернистых пород), но отсутствие маркирующих горизонтов и множество внутриформационных разрывов не позволяют четко установить число циклитов и сопоставить даже близлежащие разрезы.

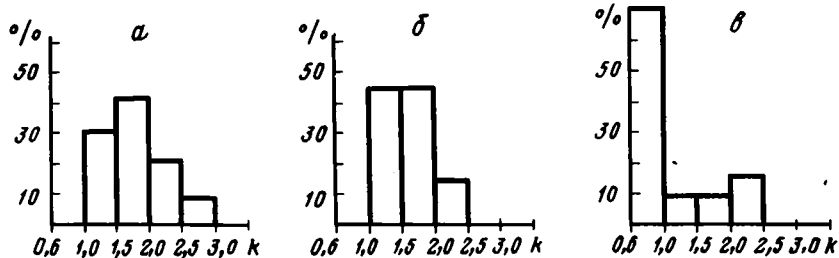
На обобщенном профиле, построенном по материалам бурения вкрест господствующему простиранию пород, можно наблюдать распределение фаций и мощностей аллювиальных отложений (фиг. 3, 4). Фации, вероятно, образуют линзообразные выклинивающиеся во всех направлениях тела различной мощности. Форму их установить сложно, потому что те или иные фации, на первый взгляд кажушиеся сопоставимыми в современной структуре разреза, на самом деле могут принадлежать значительно разорванным во времени циклам седиментации.

На профиле видно, что на незначительном расстоянии (с юго-запада на северо-восток) мощность разреза резко увеличивается от 60 до 300 м при сохранении фациального облика отложений. Аналогичные скачки мощностей наблюдаются также в направлении, согласном основному простиранию. Представляется, что этот факт нельзя объяснить исходя только из предположения [8] о компенсированном осадконакоплением прогибании земной коры. Кроме того, большие мощности аллювия, вероятно, не могли быть накоплены в результате размыла лишь местных источников сноса (кор выветривания, развитых на глинистых и карбонатных породах рифейского фундамента) системой сравнительно коротких рек, заложившихся в пределах тектонической структуры.

Минералогическо-петрографические исследования дали возможность по-иному взглянуть на обстановку формирования отложений пижемской серии и на тектонический режим, в конечном счете определяющий особенности протекания процессов седиментации.

Петрография и минералогия. Как было отмечено выше, пижемские песчаники являются высокостарыми кварцевыми породами. В составе их наблюдаются единичные обломки камней, микрокварцитов и глинистых сланцев, ближе к кровле количество которых достигает 2–5%.

По методике, описанной в работе [6], был проведен подсчет относительного содержания кварца четырех генетических типов: метаморфического, "древних" гранитоидов, "молодых" (интрузивных) гранитоидов и гидротермального – из ряда скважин и обнажений, вскрывших песчаники пижемской серии. Оказалось, что соотношение различных типов кварца в образцах колеблется в широких пределах, при значительном преобладании метаморфического и гидротермального кварца. Содержание интрузивного кварца очень низкое (2–4%) и скорее всего отражает ошибку методики и должно быть суммировано с гидротермальным кварцем. Логично также просуммировать кварц метаморфический и "древних" гранитоидов, соответствующие единому по происхождению кварца источнику сноса – породам кристаллического щита или продуктам его перемыла. Отношение сумм содержания кварца метаморфического и "древних" гранитоидов, с одной стороны, и интрузивного и гидротермального – с другой, очевидно, с некоторой достоверностью позволяет судить о преимущественном размыве внутренних источников сноса (рифейского фундамента) или привносе мощными речными системами из удаленных источников сноса. Ранее нами был изучен обломочный кварц из песчаников пижемской серии района р. Печорская Пижма и установлено, что в этих породах значительно преобладает гидротермальный кварц [7]. Сделан вывод, что главным источником сноса были мощные коры выветривания, развитые в основном на глинистых и карбонатных породах рифейского фундамента, при размыве которых не может получиться кварц песчаной размерности. Эти же толщи насыщены гидротермальными жилами и прожилками, при разрушении которых в осадки поступал обломочный кварц. Итак, основным признаком размыва внутренних источников сноса для дан-



Фиг. 4. Гистограммы частот встречаемости коэффициента

а — для средних уровней разреза пород пижемской серии; б — для кровли разреза пород пижемской серии (район Цилемского Камня); в — скв. 570 (район р. Печорская Пижма)

ного конкретного случая является преобладание в составе песчаников обломочного кварца гидротермального генезиса.

Отношения сумм "щитового" и гидротермального кварца обработаны статистически. В результате был выведен коэффициент k , который колеблется от 0,6 до 3,5 (в отдельных случаях достигающий 7–8). Из вышесказанного следует, что низкие значения коэффициента соответствуют преобладанию гидротермального кварца, т.е. преимущественному размыву внутренних источников сноса. Это отчетливо видно на гистограмме (фиг. 4, в), построенной для песчаников пижемской серии скв. 570 (р. Печорская Пижма).

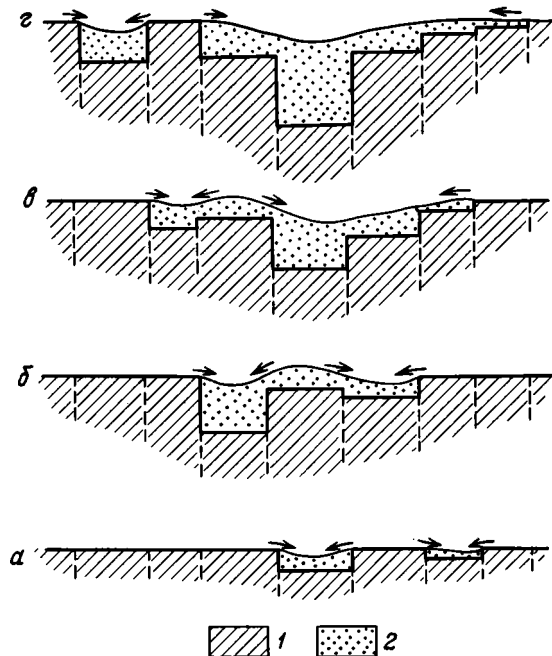
Гистограммы частот встречаемости коэффициента k для пород Цилемского Камня отличаются сдвигом в сторону больших значений. Так, для средних уровней пижемской серии пиковая фракция приходится на значения 1,6–2,0, что свидетельствует о заметной роли кварца "щитового" генезиса (см. фиг. 4, а). Гистограмма, построенная для кровли серии, отличается меньшим разбросом значений коэффициента (см. фиг. 4, б), что, по-видимому, связано с неоднократным переывом ранее отложившихся кварцевых песков серии.

Таким образом, в пределах Цилемского Камня, кварцевый состав песчаников не может быть объяснен преимущественным размывом внутренних источников сноса (в отличие от района р. Печорская Пижма). Это позволяет предположить привнос обломочного кварцевого материала крупной системой рек, которые текли с запада и северо-запада.

А к с с о р н ы м и терригенными минералами, выделяющимися в тяжелой фракции (ее количество колеблется от 0,01 до 0,25%), являются в основном лейкоксен (25–80%), циркон (15–60%) и турмалин (10–25%). Рутил, апатит, амфиболы и рудные компоненты (ближе не определимые) имеют подчиненное значение. На фоне этого, довольно бедного, комплекса наблюдается ряд качественных и количественных изменений.

Условно в разрезе можно выделить три ассоциации акцессорных минералов. Первая ассоциация представлена лейкоксеном, цирконом и турмалином, в знаках рутил и рудные минералы. Эта ассоциация распространена локально на юго-востоке и прослеживается от основания до средних уровней наиболее полного (скв. 5145) разреза пижемской серии. Вторая ассоциация сменяет вверх по разрезу вышеописанную ассоциацию и имеет широкое развитие в основном на северо-западе территории. Наряду с лейкоксеном, цирконом и турмалином присутствует апатит до 5–7%, увеличивается количество рутила и рудных минералов до 3–5%, в знаках роговая обманка. Третья ассоциация появляется ближе к кровле разреза. При устойчивом содержании трех основных акцессорных минералов содержание апатита, рутила и рудных компонентов падает до знаковых количеств, а амфиболов — не превышает 1–2%.

Таким образом, видовой набор акцессорных терригенных минералов является весьма выдержанным, что указывает на относительное постоянство источников сноса. Так, устойчивое по всему разрезу преобладание обломочного лейкоксена (за исключением нескольких образцов) над другими компонентами скорее всего свидетельствует о постоянной роли местной питающей провинции (породы рифейского фундамента насыщены титанистыми минералами). При этом в начале этапа накопления отложений пижемской серии размывались наиболее выветрелые верхние ее горизонты. Переход с определенного уровня (от более зрелого парагенеза акцессорных минералов к менее зрелому), вероятно, обусловливается двумя причинами. С одной стороны, в процессе эрозионной деятельности вскрывались более глубокие горизонты внутренней области сноса, с другой — по мере развития рифтогенной структуры вовлекались все более удаленные к западу и северо-западу (возможно, к востоку) источники сноса. К концу пижемского времени область сноса, вероятно, удалась настолько, что в процессе транспортировки, а также в результате неоднократного перераспределения подстилающих осадков, в песчаниках резко сократилось количество неустойчивых компонентов, чем и определяется относительная зрелость третьей ассоциации.



Фиг. 5. Предполагаемая геодинамическая схема осадконакопления

а-г – стадии (*а* – ранняя, *б, в* – промежуточная, *г* – поздняя);
1 – рифейский фундамент; *2* – среднедевонские отложения

Нанесенные на профиль ассоциации аксессуарных терригенных минералов дают "ступенчатую" картину их распределения в разрезе (см. фиг. 3, б), свидетельствующую об инверсионном характере блоковых движений. По-видимому, погружающиеся блоки в процессе развития тектонической структуры постепенно превращались в относительные поднятия, являющиеся внутренними источниками сноса, где размывались ранее образованные осадки, что хорошо согласуется с данными петрографического анализа. Подобный процесс, вероятно, мог происходить неоднократно со смещением осей инверсий. Вследствие этого нами было сделано предположение, что те или иные фации, кажущиеся сопоставимыми в современной структуре разреза, могут принадлежать значительно разорванным во времени циклам седиментации.

Обстановка осадконакопления. Мощную толщу пижемских песчаников на Среднем Тимане авторы считают возможным отнести преимущественно к аллювиальным отложениям древней речной системы. Как было отмечено ранее, основной объем толщи представлен русловыми фациями аллювия. Пойменные фации развиты незначительно, а местами полностью отсутствуют. Некоторые исследователи [1] объясняют подобный факт двумя причинами. С одной стороны, русла рек во время блуждания по долине размывали верхние горизонты поймы и они не перешли в ископаемое состояние, а с другой – гумидный влажный климат способствовал постоянному уровню воды, без ярко выраженных паводков и осушений, вследствие чего тонкий материал уносился в конечный водоем стока. В девонскую эпоху на северо-востоке Русской платформы господствовал теплый, вероятно, влажный климат [5]. Однако мы полагаем, что названные причины не вполне убедительны и слабое развитие пойменных отложений остается еще не до конца понятным.

Для песчаников были замерены азимуты падения косой слоистости. Оказалось, что они изменяются от северных (0°) до северо-восточных (50°) и юго-восточных (130°), но преобладают юго-западные (200°). К сожалению, падение косой слоистости удалось замерить лишь на двух обнажениях, приуроченных к верхам разреза пижемской серии, в центральной части территории. По данным разных исследователей, замеры, произведенные более чем в 100 км к югу и юго-востоку от изучаемого нами района, показали северо-восточные, юго-восточные [9], восточные [2] и север – северо-западные румбы [8] – для бассейна р. Печорская Пижма и северо-восточные [4] – для бассейна р. Мезенская Пижма.

Таким образом, в среднем девоне территория Среднего Тимана в пределах Цилем-

ского Камня представляла собой обширный пояс меандрирования, вероятно, переходящий к северу в надводную аллювиально-дельтовую равнину. Вполне возможно, что в разрезе присутствуют отложения подводной части дельты, но отличить их от континентальных русловых фаций по материалам бурения чрезвычайно трудно.

Накопление осадочной толщи происходило в тектонически нестабильной обстановке, обусловленной формированием рифтогенной структуры на Среднем Тимане. В начале этапа осадки отлагались в небольших по размеру грабенах (фиг. 5, а). Источниками сноса в это время служили в основном коры выветривания, развитые по породам рифейского фундамента, или продукты их перемыва. Затем, по мере развития тектонической структуры, площадь осадконакопления увеличивалась. При этом вовлечение в погружение все более обширных участков, по-видимому, происходило неодновременно для различных частей территории Среднего Тимана. Интенсивные вертикальные движения осевых блоков периодически затухали или кулисообразно смещались. Подобный процесс, вероятно, повторялся неоднократно. По нашему предположению, блоковые движения носили инверсионный характер, вследствие чего участки аккумуляции постепенно становились относительными поднятиями. Не исключено, что там, частично или полностью, размывались ранее образованные осадки (см. фиг. 5, б, в).

На более поздних этапах развития рифтогенной структуры в процесс осадконакопления была, вероятно, вовлечена большая часть территории Среднего Тимана. Областью сноса в это время продолжали служить локальные выступы рифейского фундамента (см. фиг. 5, г), но значительное количество терригенного кварца поступало из более удаленных к западу источников, где размывались породы кристаллического щита или более древние, чем девонские, кварцевые песчаные толщи (не исключен привнос с востока).

Обломочный материал переносился и откладывался крупными реками, текущими преимущественно на север и северо-восток. Периодические поднятия и опускания блоков оказывали влияние на рельеф долины, вследствие чего направление течения рек могло значительно отклоняться то в одну, то в другую сторону (по-видимому, этим можно объяснить широкий диапазон азимутов косой слоистости).

Подводя итог изложенному, мы приходим к выводу, что основным контролирующим фактором накопления мощных аллювиально-дельтовых кварцевых отложений в среднем девоне был тектонический режим развития рифтогенной структуры на Среднем Тимане.

Список литературы

1. Колотухина С.Е. Об аллювиальном генезисе мощных песчаников среднего карбона северной окраины Донбасса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 1. С. 75–88.
2. Оффман П.Е. Происхождение Тимана // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 58. 1961. 138 с.
3. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир. 1976. 522 с.
4. Разницын В.А., Тимонин Н.И. О тектонике Среднего Тимана и ее отображении на аэрофотоснимках // Тр. ГИН АН СССР. Коми фил. 1968. Вып. 8. С. 27–39.
5. Рухин Л.Б. Климаты прошлого // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. 1955. Т. 87. Вып. 2. С. 105–119.
6. Симанович И.М. Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. 154 с.
7. Симанович И.М., Цаплин А.Е. Типы обломочного кварца в терригенных отложениях девона Среднего Тимана // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 210–217.
8. Сковский А.М., Косоруков В.Л., Мусатов И.Б. и др. Фациальные обстановки и палеогеография среднедевонской эпохи бокситонакопления на Среднем Тимане // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 3. С. 42–61.
9. Тихомиров С.В. Девон Среднего Тимана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 2. С. 47–56.
10. Цаплин А.Е. Основные черты строения среднедевонских отложений в северо-западной части Среднего Тимана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1982. С. 48–56.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
5.I.1991

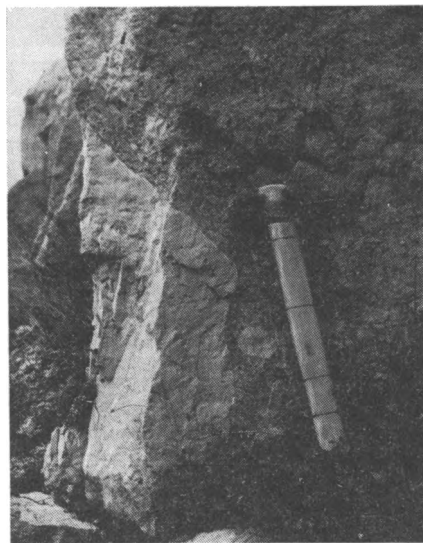
Кузнецов В.Г., Сухи В.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОКСФОРДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
СЕВЕРНОЙ ОСЕТИИ

Оксфордские карбонатные отложения широко развиты в пределах Северного Кавказа, и в частности Северной Осетии, и входят в состав мощной бентоногенной карбонатной формации верхней юры – нижнего мела (келловей – валанжин). Как и для остальных частей этой формации, накопление оксфордских отложений предполагалось в мелководном морском бассейне нормальной солёности. Детальные исследования позволили установить и иные фации, развитые на самом юге современного распространения формации в основании Скалистого хребта в пределах Северо-Осетинской АССР, описанию которых посвящено настоящее сообщение. Типичные соотношения установлены, например, в разрезе, расположенном на северном склоне Джераховской котловины в 1,0–1,5 км севернее пос. Чми на Военно-Грузинской дороге (ВГД). Стратиграфически эти отложения входят в состав иронской свиты и датируются либо верхним оксфордом – низами кимериджа [1], либо верхним оксфордом [2, 3].



Фиг. 1

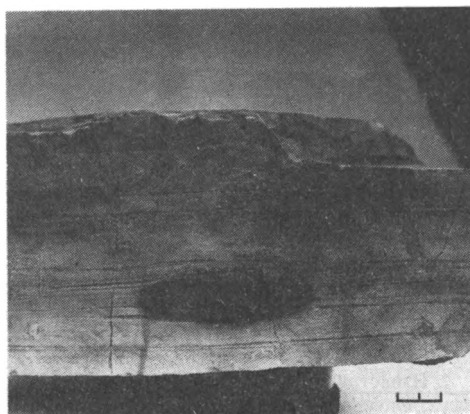


Фиг. 2

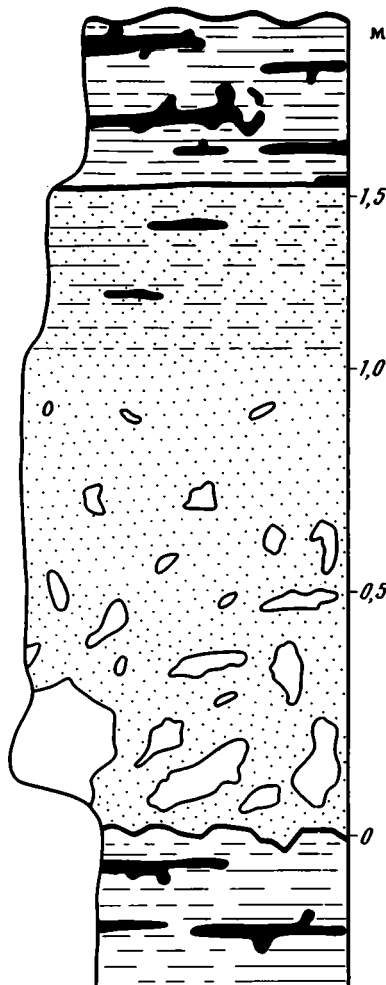
Фиг. 1. Известняки грубодетритовые с многочисленными остатками иглокожих и интракластами

Фиг. 2 Крупные интракласты в грубодетритовых известняках

Фиг. 3. Известняк тонко- и горизонтально-слоистый с кремневой конкрецией



Фиг. 3



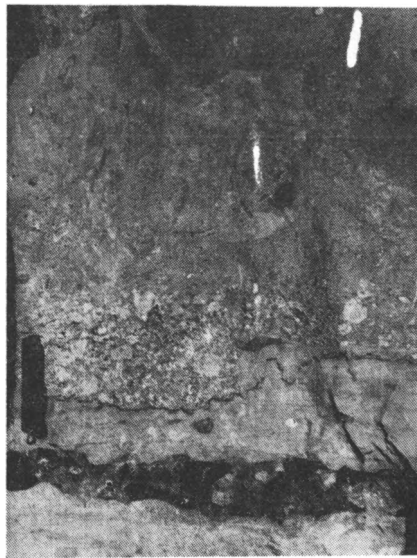
Фиг. 4. Схема строения цикла с гра-
дационной слоистостью

Обнажение высотой 20–25 м находится на левом склоне долины р. Терек на 41-м километре ВГД на высоте порядка 15–18 м над полотном дороги. В разрезе выделяется несколько основных типов горных пород.

1. Известняки серые органогенно-обломочные, часто грубодетритовые с многочисленными, незакономерно расположенными в пространстве остатками иглокожих (фиг. 1). Кроме детрита в них встречаются интракласты размером иногда до 0,5 м, беспорядочно расположенные в пласте (фиг. 2).

Под микроскопом видно, что компоненты породы состоят из обломков иглокожих, в меньшей степени детрита пеллеципод, реже фораминифер, мшанок и многочисленных комочков микрозернистого и пелитоморфного карбоната. Размер последних изменяется от долей до 3 мм. Форма их обычно округлая, но иногда неправильная. Внутренняя структура комочков обычно однородная микрозернистая и пелитоморфная, но иногда и более сложная — в них устнавливаются более мелкие сгустки пелитоморфного карбоната, остатки мелких раковин (фораминифер?). Изредка встречаются оолитоподобные образования. Цементирующей массы обычно немного (15–25%), тип цемента поровый, структура мелко- и среднекристаллическая. Участками встречаются гнезда крупнокристаллического цемента.

2. Известняки серые и коричневатые-серые массивные. В шлифе это серая однородная масса, сложенная микрозернистым кальцитом (с размером зерен 0,01 мм и меньше), в которой беспорядочно рассеяны мелкий сильно перебитый детрит (веточки мшанок, облом-



Фиг. 5. Эрозионный контакт грубодетритовых известняков с интракластами и микритовых известняков с кремневыми конкрециями

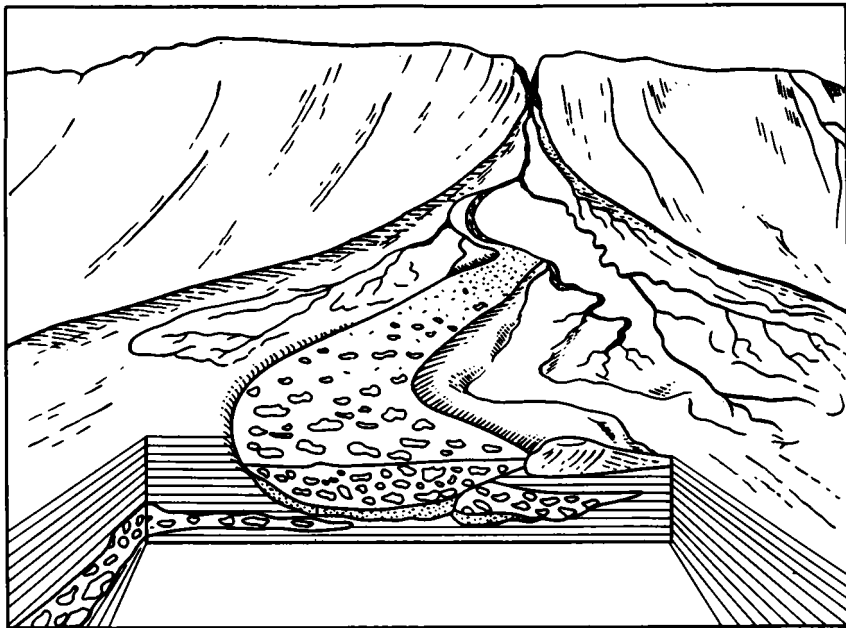
ки иглокожих, фораминифер), спикулы губок и тонкий шлам. Встречаются округлые образования, сложенные кальцитом, иногда халцедоном и представляющие собой, видимо, измененные остатки радиолярий. Содержание зерен обычно не превышает 10–20% площади шлифа. Кроме того, встречаются единичные, но нередко идиоморфные, кристаллики аутигенного кварца, местами вторично корродированного.

3. Известняки темно-серые, коричневато-серые, в свежих сколах почти черные, битуминозные тонко- и горизонтально-, иногда волнисто-слоистые (фиг. 3). В шлифах слоистость отмечается прежде всего разной окраской породы. Более светлые, слегка желтоватые прослои сложены микро- и тонкозернистым карбонатом, часто импрегнированным кремнистым веществом. В более темных прослоях повышается содержание глинистого и битуминозного материалов, которые образуют густые волосяные волокнистые прослойки и придают породе буроватый цвет. И в тех, и в других прослоях встречаются неправильной формы зерна кальцита, представляющие собой, видимо, тонкий шлам. Важно также наличие округлых светлых образований размером 0,05–0,1 мм; обычно они сложены кальцитом, но в ряде случаев и халцедоном. Не исключено, что, как и в предыдущем типе, они представляют собой остатки радиолярий. Мощность светлых и темных слоев изменяется от долей до 1,5–3 реже 5 мм. Значительно реже встречаются и прослои третьего типа, которые сложены относительно крупными (до 0,30 мм) для рассматриваемых пород обломками кальцита и такого же размера округлыми выделениями халцедона, а также более редкими обломочными зернами кварца.

4. Известняки темно-серые, почти черные, однородные, микрозернистые высокобитуминозные без видимой слоистости. В шлифе это бурая и темно-коричневая масса, имеющая обычно свою внутреннюю структуру, так как состоит из более темных неправильных и округлых комочков, сложенных битуминозно-карбонатным пелитоморфным материалом. До 30% площади шлифа занимают форменные элементы – мелкий перебитый детрит и шлам, реже спикулы губок, остатки радиолярий, и крупные относительно общей основной массы породы кристаллы доломита. Какой-либо ориентировки фрагментов не устанавливается, текстура в шлифе и шлифе массивная.

5. Доломиты серые и коричневато-серые массивные. В шлифе это однородная желтовато-серая масса плотно упакованных тонко- и мелкозернистых гипидиоморфных ромбовидных кристаллов доломита, мутных за счет внутренних включений; в пределах одного шлифа породы обычно равномерно-зернистые. В отдельных разностях встречаются межкристаллические поры, обычно полностью выполненные вторичным кальцитом. Эти доломиты завершают разрез в описываемом обнажении.

Закономерное чередование отдельных типов пород образует отчетливую цикличность с традиционной слоистостью (фиг. 4). В основании циклов располагаются детритовые известняки, причем мощность их составляет от 20 до 70% от общей мощности цикла. В нижнем элементе отмечается некоторое уменьшение размерности детрита и интракластов снизу вверх по разрезу пласта.



Фиг. 7. Схема образования и заполнения подводных русел

Второй элемент — микро- и тонкозернистые известняки второго и третьего типов, в пределах которых часто отмечается тонкая горизонтальная, иногда неправильная слоистость.

Завершают цикл микрозернистые, массивные, битуминозные известняки четвертого типа. Нередко третий элемент в разрезе цикла отсутствует или очень маломощен и сливается со вторым.

В среднем и верхнем элементах и соответственно в известняках второго, третьего и четвертого типов встречаются обильные конкреции и линзы кремней, причем в ряде сечений кремненасыщение достигает 20% от общей мощности.

Мощности отдельных циклов колеблются от 0,5 до 2,0 м. Границы их резкие, часто эрозионные (фиг. 5). Намечается качественная прямая зависимость появления размыва и его интенсивности от мощности покрывающего цикла.

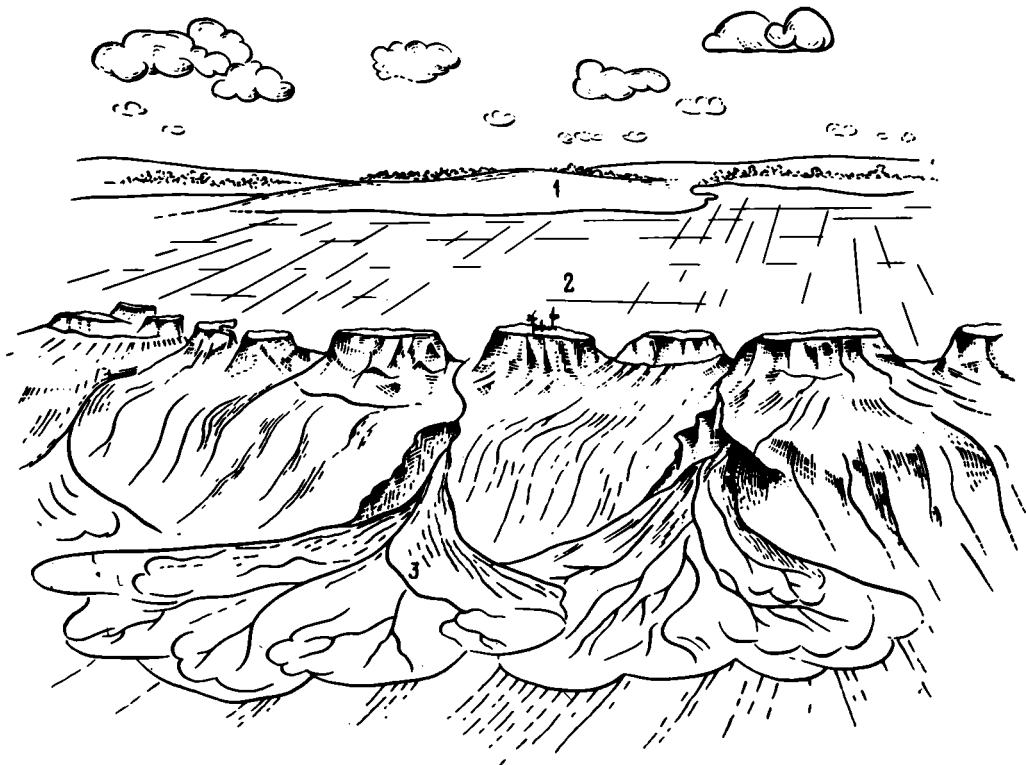
Соотношения мощностей разных элементов циклов достаточно разнообразны, однако обычно в нижней части разреза отмечается относительное увеличение мощностей нижних детритовых элементов по сравнению с верхними микрозернистыми и, напротив, редуцированные мощности основания при резком возрастании мощности микрозернистых окремнелых известняков в верхней его части.

Наряду с обычным и наиболее широко распространенным пластовым залеганием имеются, хотя и редко, и линзовидные формы с прогнутым вниз основанием и плоской кровлей. Мощность подобных линз достигает 5–8 м при ширине не менее 25–30 м.

На обращенной к ВГД стороне установлены две подобные линзы, причем северная врезана в южную или, точнее, срезает ее северный край (фиг. 6). Породы, заполняющие линзы, своеобразны. Это грубообломочные известняки с разным размером интракластов, вплоть до 0,5 м поперечником (см. фиг. 2). Содержание их иногда составляет более 60–70%, и отдельные обломки соприкасаются друг с другом. Чаше же они отделены друг от друга и связующая масса представляет собой детритовые известняки. По составу и внутренней структуре интракласты являются обычно микрозернистыми и тонкослоистыми известняками, аналогичными развитым в верхних элементах циклов, однако установлены и интракласты органогенно-обломочных известняков. В ряде случаев в крупных интракластах встречаются даже кремневые линзы. Форма интракластов достаточно разнообразна, в том числе и весьма неправильная, очень прихотливая.

Описанное строение карбонатного цикла в значительной степени подобно типовой после-

Фиг. 6. Схематический разрез стенки обнажения с линзовидными грубообломочными карбонатными отложениями



Фиг. 8. Палеогеографическая схема позднего оксфорда: 1 — суша; 2 — карбонатный шельф; 3 — положение изученного разреза

довательности терригенных турбидитов Боумы. Несмотря на разницу состава циклитов (силикокластический и карбонатный), набор пород, их изменения по разрезу, наличие размылов в основании и отчетливая градационная слоистость позволяют полагать турбидитный механизм осадконакопления: принос с мелководных участков детрита обитавших там бентонных организмов, захват турбидитным течением интракластов из подстилающих размываемых отложений и осаждение их в более глубоких частях водоема. Микрозернистые битуминозные известняки верхних частей разрезов представляют собой скорее всего результат пелагической преимущественно планктоногенной седиментации. Последняя и поставила в осадок органическое вещество, которое в условиях спокойной гидродинамики, отсутствия перемешивания и дефицита кислорода захоронялось и фоссилизовалось, образуя ныне высокобитуминозные породы. Не исключено, что планктон имел кремнистый скелет, что и обусловило формирование связанных именно с этими породами кремней.

Морфология линзовидных карбонатных тел и интенсивный размыв в их основании позволяют говорить о наличии эрозионного канала (фиг. 7) и его последующем заполнении, причем поступление сюда материала осуществлялось "потоком обломков" (debris flow) и лишь частично турбидитными течениями. Другими словами, отложения в руслах представляют собой гравититы, формирующиеся эпизодически на фоне общей турбидитной седиментации.

Весьма интересно определить направление каналов и перемещения материала в них. К сожалению, линзовидность строения установлена лишь в одном сечении в стенке с ориентировкой примерно $295-300^\circ$. Южнее обнажение относительно плавно изгибается и протягивается по левому склону правого распада долины р. Терек примерно в субмеридиальном направлении. В этом сечении установлены обычные циклы (детритовые известняки с интракластами — микрозернистые тонкослоистые известняки с кремнями), но на уровне гравититов характер отложений несколько необычен. Это, правило, детритовые и тонкозернистые известняки с косой слоистостью с неотчетливыми южными падениями или неустойчивой разнонаправленной косой слоистостью типа "рыбьего хвоста"; иногда отмечается обратная градация размерности обломков. Эти особенности позволяют думать, что данное сечение проходит примерно параллельно каналу и вскрывает его краевые участки. Если

это так, то общее направление переноса материала примерно южное или, точнее, юго-юго-западное, что в целом соответствует общей палеогеографической ситуации оксфорда.

Наличие гравититов, турбидитов, подводных эрозионных каналов и канализированного иногда приноса материала свидетельствует о значительной энергии транспортирующей среды и направленном течении. Эти условия реализуются на относительно крутых склонах общекавказского простирания при достаточной глубине водоема. Таким образом, данный разрез характеризует основание "карбонатного шельфа", развивающегося на эпигерцинском основании, где шло формирование в целом мелководной бентоногенной карбонатной формации, возможно, обрамленной на юге цепью рифов (фиг. 8). Охарактеризованные выше склоновые отложения располагаются на переходе этих мелководных платформенных фаций (в тектоническом смысле термина) в геосинклинальные флишевые, формировавшиеся в более глубоководных, удаленных от кромки склона участках бассейна и у его подножия. Последние представлены например, касарской свитой, сложенной темно-серыми мергелями, с прослоями тонкодетритовых известняков и глинистых сланцев и развитой в верховьях Терека.

В полевых исследованиях принимал участие Томас Фойгт, которому авторы благодарны за предоставленные фигуры.

Список литературы

1. Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. М.: Недра, 1973. 194 с.
2. Сахаров А.С., Лозгачева Е.Ф. Юрские соленосные отложения Северо-Восточного Кавказа // Особенности строения осадочных формаций // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Вып. 535. Новосибирск: Наука, 1982. С. 64–73.
3. Юра юга СССР. М.: Наука, 1983. 208 с.

Институт проблем нефти и газа АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
13.XII.1990



ПАТЧАИМ ТАЖИБАЕВНА ТАЖИБАЕВА

Советская геологическая наука понесла тяжелую утрату. 6 января 1991 г. после продолжительной болезни скончалась крупный ученый в области литологии и кор выветривания, заведующая лабораторией литологии ордена Трудового Красного Знамени Института геологических наук им. К.И. Сатпаева АН КазССР, лауреат премии Совета Министров КазССР, д-р геол.-мин. наук, проф. Патчаим Тажибаевна Тажибаева.

П.Т. Тажибаева родилась в 1920 г. в ауле Кара-Кия Ленгерского р-на Чимкентской обл. После окончания в 1942 г. Среднеазиатского государственного университета им. В.И. Ленина она училась в аспирантуре Казахского филиала АН СССР. Затем вся ее творческая жизнь была связана с Институтом геологических наук им. К.И. Сатпаева, где она работала старшим научным сотрудником, заведующей лабораторией рентгенографии, затем – литологии. В 1946 г. она защитила кандидатскую, а в 1960 г. – докторскую диссертации. В 1967 г. была избрана членом-корреспондентом АН КазССР. С именем П.Т. Тажибаевой связано становление и развитие литологической науки в Казахстане. Под ее руководством и при личном участии проводилось изучение протерозойских, палеозойских и мезозойских отложений, кор выветривания Казахстана и связанных с ними полезных ископаемых. Диапазон ее научных интересов отличался широтой: литология, минералогия, кристаллохимия, палеогеография, учение о рудных и нерудных полезных ископаемых.

Широкую известность в стране приобрели работы П.Т. Тажибаевой по медистым песчанникам Джезказгана, родусит-асбестосодержащим отложениям Кумолы, никеленосным и каолиновым корам выветривания. В последние годы под ее руководством изучались палеозойские нефтегазоносные отложения Прикаспийской впадины. Она является автором более 150 научных работ, в том числе четырех монографий. Ей принадлежит несколько авторских свидетельств. В 1988 г. за создание и развитие комплекса физико-химических методов изучения минерального сырья и использования их результатов в народном хозяйстве П.Т. Тажибаева была удостоена премии Совета Министров КазССР.

Большую работу проводила П.Т. Тажибаева по подготовке научных кадров. Под ее руководством успешно защитились 12 аспирантов и соискателей. Среди них не только геологи, но и физики, работающие в области структуры и кинетики преобразования минералов осадочных пород и кор выветривания.

Неоднократно Патчаим Тажибаевна представляла советскую литологию на международных геологических и седиментологических конгрессах, симпозиумах по изучению глин. Около 30 лет она возглавляла Казахстанское отделение Междуведомственного литологического комитета, была членом пленума Междуведомственного литологического комитета, Всесоюзной комиссии по изучению глин и глинистых минералов, с 1966 г. она постоянный член Международной ассоциации по изучению глин и глинистых минералов, член Японского общества по изучению глин, а также Общества по экономической минералогии и палеонтологии США.

П.Т. Тажибаева была инициатором проведения в Алма-Ате ряда всесоюзных и республиканских совещаний и симпозиумов, в работе которых участвовали зарубежные ученые. Она совмещала научно-организационную работу с активной общественной деятельностью в качестве депутата Алма-Атинского горсовета, члена пленума Алма-Атинского обкома компартии Казахстана, председателя республиканского комитета профсоюза работников высшей школы и научных учреждений, депутата Верховного Совета КазССР и заместителя председателя Верховного Совета КазССР.

Заслуги П.Т. Тажибаевой высоко оценены: она награждена двумя орденами Трудового Красного Знамени, орденом Дружбы Народов, медалями и Почетной грамотой Верховного Совета КазССР.

Светлый образ замечательного человека, крупного ученого, коммуниста, патриота-интернационалиста навсегда сохранится в наших сердцах.

Редакционная коллегия журнала
"Литология и полезные ископаемые"

Междуведомственный
литологический комитет
АН СССР

Отделение наук о Земле
Академии наук Казахской ССР
Институт геологических наук АН КазССР

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

ХОЛОДОВ В.Н. (главный редактор), ТИМОФЕЕВ П.П. (зам. главного редактора),
МИХАЙЛОВ Б.М. (зам. главного редактора),
БУТУЗОВА Г.Ю. (ответственный секретарь), ВОЛКОВ И.И., ДМИТРИЕВСКИЙ А.Н.,
КОНОНОВ В.И., КОНЮХОВ А.И., МИГДИСОВ А.А., МУРДМАА И.О.,
СЕДЛЕЦКИЙ В.И., СИДОРЕНКО С.А., ШНЮКОВ Е.Ф., ЯПАСКУРТ О.В.

EDITORIAL BOARD:

KHOLODOV V.N. (editor), TIMOFEEV P.P. (deputy chief editor),
MIKHAILOV B.M. (deputy chief editor),
BUTUZOVA G.Ju. (secretary in charge), VOLKOV I.I., DMITRIEVSKY A.N.,
KONONOV V.I., KONYUKHOV A.I., MIGDISOV A.A., MURDMAA I.O.,
SEDLITSKY V.I., SIDORENKO S.A., SHNYUKOV E.F., YAPASKURT O.V.

Адрес редакции:
109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер. 7, ГИН АН СССР
телефон 230-81-77
Зав. редакцией *Т.А. Шелепина*

Технический редактор *Л.В. Кожина*

Сдано в набор 25.07.91. Подписано к печати 10.09.91. Формат бумаги 70 × 100 1/16
Печать офсетная. Усл. печ. л. 11,7. Усл. кр.-отт. 8,7 тыс. Уч.-изд. л. 14,7. Бум. л. 4,5
Тираж 725 экз. Зак. 1756. Цена 2р. 70к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука",
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства "Наука", 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

Занин Ю. В. ПЕТРОГРАФИЯ ФОСФОРИТОВ.

1992. 20 л. 4 р. 60 к.

Книга подводит итог более чем двадцатилетнему опыту автора в изучении фосфоритов. В основе ее лежат собственные материалы автора, полученные в процессе изучения многих месторождений и проявлений фосфоритов нашей страны, а также собранные им при посещении крупнейших фосфоритоносных бассейнов зарубежных стран (Австралии, США, Индии, Монголии, КНР, Северной и Западной Африки), обширные литературные материалы. Книга состоит из двух больших разделов, первый из которых посвящен вещественной (химико-минералогической) характеристике фосфоритов, а второй — их морфологии (структурным и текстурным особенностям).

Книга рассчитана на геологов, минералогов, петрографов и геохимиков.

**ТИПЫ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ.**

1992. 15 л. 3 р.

В монографии на большом фактическом материале, полученном при изучении геологии, петрологии, минералогии и геохимии платино-медно-никелевых и собственно платиновых месторождений различных регионов Советского Союза и результатах оригинальных экспериментальных исследований рассматриваются закономерности поведения платиновых металлов в ведущих процессах рудообразования. Впервые выделен самостоятельный формационный тип малосульфидных платиноносных месторождений. Разработана генетическая модель формирования малосульфидных месторождений, предложены петрологические критерии их выявления.

Книга предназначена для петрологов, геохимиков, геологов.

**Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов
магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:**

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51; 720001 Бишкек, бульвар Дзержинского, 42; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53; 252208 Киев, ул. «Правды», дом 80 «а»; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72; 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр-т, 22; 443002 Самара, пр-т Ленина, 2; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.