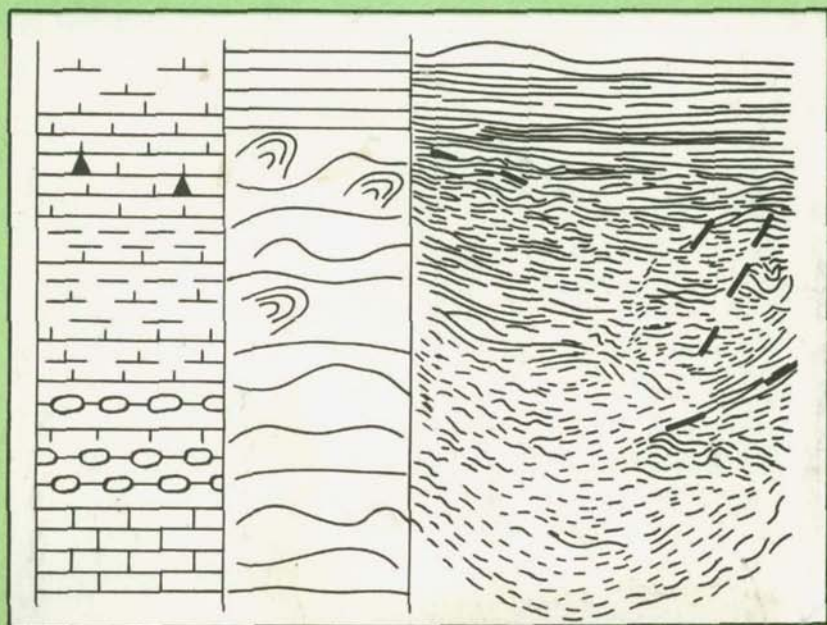


АКАДЕМИЯ НАУК СССР



ЛИТОЛОГИЯ МЕЗОЗОЙСКО- КАЙНОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА МИРОВОГО ОКЕАНА



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

ЛИТОЛОГИЯ МЕЗОЗОЙСКО— КАЙНОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА МИРОВОГО ОКЕАНА

Ответственные редакторы:

член-корреспондент АН СССР П.П. ТИМОФЕЕВ

доктор геолого-минералогических наук В.Н. ХОЛОДОВ



МОСКВА "НАУКА" 1987

Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. 248 с.

В книге рассмотрены современные проблемы изучения осадочного чехла Мирового океана. Особое значение уделено методам литолого-фациального анализа в сочетании с детальным минералогическим изучением осадочного чехла. Подробно освещены осадочные образования шельфа, а также проблемы геохимии осадочного чехла Мирового океана.

Рецензенты:

И. А. Басов, Н. В. Ренгартен

П. П. Тимофеев

**ПРОЕКТ "СЕДИМЕНТ"
И ИЗУЧЕНИЕ ЛИТОЛОГИИ
МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА
МИРОВОГО ОКЕАНА (1981—1985 гг.)**

Проект "Седимент" предусматривает стратиграфическое, литологическое и структурное изучение осадочного слоя Мирового океана. В основу его положен детальный комплексный литолого-фациальный и формационный анализы с целью познания строения, состава отложений и восстановления истории зарождения и становления современных океанических бассейнов, а также условий локализации месторождений полезных ископаемых. Необходимость создания подобного проекта возникла в связи с тем, что скопился огромный фактический материал по осадочному чехлу Мирового океана — это и "голубые" тома DSDP, и результаты рейсов научно-исследовательских судов. Объединить все эти материалы для палеогеографических реконструкций осадочного чехла и обеспечить сбор дополнительных материалов и является основной задачей проекта.

Создание надежной фациально-палеогеографической основы в значительной мере поможет в разработке стратиграфической схемы осадочного чехла Мирового океана и в проведении корреляции этих отложений как в его пределах, так и на континентальных блоках земной коры. Детальный анализ последовательности стратификации в комплексе с детальным изучением условий седиментации дает возможность расшифровать историю жизни населяющих Мировой океан организмов и их взаимосвязь с фациальной средой обитания. Это поможет также познанию процессов пороодо- и минералообразования и формирования полезных ископаемых в пределах осадочного чехла Мирового океана. И как заключительный этап — познание сути эволюции бассейнов осадкообразования в истории Земли.

В настоящее время наибольшее количество скважин пробурено в окраинных частях океанов или внутренних поднятий, меньше — в прибрежной зоне и в пределах пелагических акваторий. Вместе с тем задача проекта — изучать эволюцию осадконакопления в океане как единое целое и в связи с прибрежной зоной и окружающими

континентами по схеме: континент—прибрежная зона океана (шельф, континентальный склон) — глубоководное плато. Поэтому необходимо, помимо материалов глубоководного бурения, использовать дополнительно данные по геофизике, драгированию, отбору колонок и т.д., а там, где скважины отсутствуют, опираться на материалы геолого-геофизических исследований. Особое значение имеет сейсмо-стратиграфия в сочетании с отбором проб донных осадков, драгированием и палеонтологическим изучением донных проб. Это несколько восполнит при общих построениях отсутствующий материал по глубоководному бурению.

Таким образом, проект предусматривает анализ опубликованных данных, прежде всего "голубых" томов DSDP, а также сбор фактического материала в пределах осадочного чехла Мирового океана. Собранные на основании детального литолого-фациального анализа в сочетании с минералого-петрографическим и геохимическим изучением материалы позволяют глубже проникнуть в существо осадочного процесса при формировании первого океанического слоя, выявить временные и пространственные закономерности образования и распространения различных генетических типов осадков и связанных с ними полезных ископаемых. Это позволит составить детальные фациальные профили, а по отдельным сменяющимся этапам — палеогеографические карты.

Поставленные задачи охватывают широкий круг проблем и требуют проведения большого объема исследований; в связи с этим он рассчитан по 1990 г. включительно. Результаты исследований должны быть представлены в виде обобщающих статей и монографий.

В разработке проекта участвуют: Геологический институт АН СССР (ГИН), Институт геологии АН УССР, Институт экспериментальной минералогии АН СССР (ИЭМ), Дальневосточный геологический институт ДВНЦ АН СССР (ДВГИ), Институт геохимии и физики минералов АН УССР (ИГФМ), Северное морское научно-производственное объединение (НПО "Севморгео"), Всесоюзный научно-исследовательский институт зарубежной геологии (ВНИИЗарубежгеология), Всесоюзный научно-исследовательский институт морской геологии и геофизики Мингео СССР (ВМНПО "Союзморгео"), Южное производственное объединение по морским геологоразведочным работам Мингео СССР (ПО "Южморгеология"), Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), Институт геологии и разработки месторождений горючих ископаемых (ИГиРГИ), Тихоокеанский океанологический институт ДВНЦ АН СССР (ТОИ), Институт морской геологии и геофизики ДВНЦ АН СССР (ИМГиГ), Институт океанологии (Атлантическое и Южное отделения) АН СССР (ИОАН), Ростовский государственный университет (РГУ).

Проект подразделяется на пять частей, посвященных отдельным аспектам изучения осадочного чехла Мирового океана.

Н1. Корреляция позднемезозойских и кайнозойских геологических событий на севере Тихого океана и определение структурной эволюции этой области. Руководитель — д-р геол.-минерал. наук В.А. Кра-

шенинников. Исполнители: ГИН, ИОАН, НПО "Севморгео", ВНИИ-Зарубежгеология.

Н2. Исследование геологии осадочного слоя и палеогеографии Атлантики и построение крупномасштабных палеогеографических карт. Руководитель — чл.-кор. АН СССР П.П. Тимофеев. Исполнители: ГИН, ИОАН, ВНИИморгео, ПО "Южморгеология", НПО "Севморгео", ВНИИЗарубежгеология.

Н3. Исследование строения и истории формирования осадочного слоя внутренних морей и характеристика их происхождения и развития. Руководитель — д-р геол.-минерал. наук А.Е. Шлезингер. Исполнители: ВМНПО "Союзморгео", ИОАН, ГИН, ИГН, НПО "Южморгео", ИГиРГИ, МГУ, РГУ.

Н4. Изучение геохимических и минеральных преобразований океанических пород и выявление основных параметров процессов вторичных изменений базальтов и влияния их на аутигенное минералообразование. Руководитель — д-р геол.-минерал. наук А.Г. Косовская. Исполнители: ГИН, ИЭМ, ДВГИ.

Н5. Исследование космического вещества и оценка роли космических факторов в образовании осадочного чехла земной коры. Руководитель — д-р геол.-минерал. наук Э.М. Собонович. Исполнитель: ИГФМ АН УССР.

До исследований по проекту "Седимент" изучение осадочного чехла носило узкорегionalный характер, и в настоящее время большинство организаций, участвующих в выполнении проекта, выполняют частные региональные задачи, которые позволяют дополнить отдельные аспекты изучения осадочного чехла в целом. Наиболее значительное обобщение материалов по проекту "Седимент" сделано ГИН АН СССР. Оно охватывает главным образом вторую и частично первую части проекта. Это исследования, касающиеся эволюции осадочного чехла всего Атлантического и отдельных регионов Индийского и Тихого океанов. С этой целью изучались керны глубоководного бурения, были привлечены также материалы по геологии и литологии необходимых стратиграфических подразделений мезозоя— кайнозоя континентов. В настоящее время заканчивается построение палеогеографических карт для основных интервалов мезозойского и кайнозойского развития Атлантического океана в связи с развитием окружающих континентов и написаны главы, которые войдут в обобщающий 6-й том монографии "Проблемы литологии Мирового океана".

Основные результаты исследований следующие.

На основании палеогеографических построений подтверждено, что дробление Гондваны и заложение впадин океанических бассейнов началось в раннеюрское время. При этом происходили неравномерное опускание и разрыв континентальной коры в зонах зарождавшихся океанов и активизация трансгрессивно-регрессивной деятельности палеоокеана Тетис. Это привело к локализации в наиболее пониженных участках коры серии меридионально вытянутых внутриконтинентальных остаточных осолоняющихся водоемов озерного типа. Водоемы располагались как в зоне зарожда-

шегося Атлантического океана, так и на окружающих его континентах.

В меловое время происходило расширение бассейнов Атлантического океана. В начале раннего мела продолжались раскол, опускание, раздвижение континентов и усилилось проникновение палеоокеана Тетис в зону зарождавшегося океана. Происходило расширение ранее существовавших водоемов в зонах опусканий, возникали вначале замкнутые мелководные моря, а затем сообщающиеся мелководные моря с заливами и лагунами. При этом с областей поднятий континентов интенсивно сносился обломочный материал. Это проявилось в повышении содержания терригенных компонентов в осадках зарождавшихся океанов.

В аптско-альбское время происходило еще более интенсивное раздвижение, опускание и соответственно поднятие в зонах прилегавших к развивавшемуся океану территорий Африканского и Американского континентов, что вызвало усиление трансгрессии Тетиса с севера и увеличение зоны мелководных морей; поднятия на раздвигавшихся континентах вызывали усиление выноса реками терригенного материала, в мелководные морские бассейны проникали реки, образовавшие обширные подводные дельты. В периферических частях дельт в условиях своеобразных седиментационных ловушек оседало органическое вещество, привносимое с континента, образовавшее в последующем "черные сланцы".

В позднем мелу трансгрессия усилилась и глубоководный морской бассейн занял всю северо-западную часть Атлантического океана и часть южной.

В конце позднего мела в Атлантическом и на западе Индийского океанов установились условия относительного глубоководья, при этом особую роль в процессах седиментации играл обломочный материал, поступавший с Африканского континента.

В раннем эоцене в Атлантическом океане осадконакопление происходило в условиях океанского глубоководья с бентосным карбонатонакоплением, при незначительном привносе терригенного материала с краевых частей континентов.

Средний эоцен для указанных акваторий явился временем наиболее интенсивной биогенной седиментации кремнезема.

В позднем эоцене—олигоцене биогенная седиментация, происходившая в краевых частях бассейна, вновь несколько подавлялась притоком терригенного материала за счет размыва поднятий на Африканском континенте, поставлявших в значительном количестве палыгорскит в Атлантический и Индийский океаны.

Миоценовый этап характеризовался преобладанием биогенной седиментации и накоплением осадков на глубинах ниже критических.

В плиоцене вновь усилился привнос терригенного материала в бассейны седиментации вследствие подъема территорий прилегающих континентов.

В плейстоцене повсеместно установились условия биогенно-карбонатной седиментации.

Основное отличие Атлантического океана и западной части Индийского океана от Тихого — тесная связь развития первых с эволюцией окружающих континентов. Питание терригенным материалом зарождавшихся океанов с прилегающих континентов происходило на протяжении всей мезозойско-кайнозойской истории. Трансгрессия в пределах Атлантического океана Тетис осуществлялась одновременно с трансгрессиями в пределах Африканского континента.

В Северной Атлантике снос с поднятий происходил не всегда. В северо-западной части приток был незначительным, там, где на континенте к зоне зарождавшегося океана прилегала зона опускания, снос терригенного материала не происходил и развитие прилегающей акватории шло иным путем.

Влияние континента определялось в первую очередь появлением терригенной примеси, преобладанием в ряде случаев терригенной составляющей над карбонатной, преимущественно аллотигенным набором глинистых минералов. Основной приток их, а также органики происходил с континентов. Речные выносы с континентов оказывали влияние на седиментацию на протяжении всей мезозойско-кайнозойской истории.

Вулканические процессы затухали за счет сильного привноса материалов с континента. Роль Срединно-Атлантического хребта была невелика; возможно, что глубоководные глины могли формироваться за счет преобразования терригенного материала, сносимого с континента, который опускался на глубину. В целом в пределах Атлантического и западной части Индийского океанов глубоководные глины не имеют такого широкого площадного развития, как в Тихом.

Восточная часть Индийского океана характеризуется общими чертами эволюции с центральной частью Тихого океана.

Коллективом литологов ГИН АН СССР изучена история осадконакопления в южной части Атлантического океана (район Фолклендского поднятия). В истории накопления осадочной толщи выявлены два крупных седиментационных этапа. Первый — позднемезозойский. Он характеризовался мелководно-морскими условиями осадконакопления: аккумуляция материала происходила в полузамкнутых бассейнах. Второй — кайнозойский, седиментация нормально пелагическая при опускании дна и удалении фронта антарктической конвергенции. Изучение органического вещества "черных сланцев" из скв 511, 513, 513а показало наибольшее содержание его в "черных сланцах" юрско-мелового возраста и закономерное уменьшение вплоть до полного исчезновения в кайнозое.

Для Тихого океана коллективом литологов ГИН проведено детальное комплексное литолого-фаціальное изучение осадков районов впадин Науру, Срединно-Тихоокеанского хребта и поднятия Хесса по материалам 61-го и 62-го рейсов "Гломар Челленджера". Составлены литолого-фаціальные профили и восстановлена эволюция осадконакопления от середины мела до плейстоцена. Установлен отчетливый трансгрессивный характер осадконакопления, что выразилось

в смене более мелководных (вплоть до прибрежно-морских) осадков начальных этапов глубоководными океаническими.

Полученные данные по Атлантике согласуются с результатами работ коллектива ВНИИОкеангеологии НПО "Севморгео", который на протяжении 1981—1984 гг. проводил исследования по теме "Палеогеография Центральной Атлантики в мезозое". Они включали стратиграфическое изучение колонок донных отложений по Анголо-Бразильскому геотраверсу, описание общих особенностей морфоструктуры Центральной Атлантики. Изучался также осадочный чехол Северной Атлантики. На основании анализа распределения мощностей осадков выполнена серия палеорекоkonструкций, отражающих основные этапы образования и развития Северной Атлантики. Составлены палеогеографические схемы Центральной Атлантики для поздней юры и начала позднего мела, показано, что до позднего мела Центральная Атлантика была связана со средиземноморским палеоокеаном Тетис, а южная — с южными бассейнами.

Коллективом исследователей ВНИИЗарубежгеологии составлены карты масштаба 1:25 000 000 распределения мощностей трех крупных комплексов осадочного чехла океанов и морей: верхнеюрско-нижнемелового, верхнемел-эоценового и олигоцен-плейстоценового. Для каждого из комплексов выделены формации глубоководного, мелководного и континентального генезиса. Для каждого комплекса подсчитана площадь распространения, объем и количественные параметры, интенсивность седиментации. Показано, что темпы седиментации определяются тремя главными факторами: направленностью и интенсивностью тектонических движений, необратимостью эволюции земной коры, климатической зональностью в океанах.

Исследователями Атлантического отделения ИОАН СССР изучалось строение, состав и условия формирования возвышенности Сьерра-Леоне в Экваториальной Африке, выявлены глубинные разломы и восстановлена история развития, установлено, что в конце мела возвышенность Сьерра-Леоне представляла собой приподнятый участок дна, и лишь в конце палеоцена наступило погружение возвышенности и завершение островного магматизма.

Сотрудниками ИГН АН УССР работы по изучению формирования месторождений фосфоритов проводились в Экваториальной и Полярной Атлантике, а также на континентальной атлантической окраине Африки — на шельфе и материковом склоне Гвинеи. Изучены также конусы выноса Амазонки, где обнаружены фосфатные глины. Анализ положения железомарганцевых конкреций в различных структурах дна тропической части Атлантики позволил решить ряд вопросов, связанных с генезисом конкреций.

Коллективом ВНИИОкеангеологии НПО "Севморгео" исследовались закономерности распространения металлоносных осадков в Тихом океане, при этом основное внимание уделялось изучению ассоциаций малых и рудных элементов и их изменений в зависимости от состава осадков, скорости осадконакопления, тектоники и ландшафтно-геоморфологических обстановок дна океана. По проблеме гидротермально-осадочного рудообразования в Тихом океане

дана общая геохимическая характеристика выделенных типов металлоносных осадков, а также типизация рудопроявлений по вещественному составу. Показано, что геохимический эффект растворения и замещения биогенного пелагического осадочного материала на глубинах карбонатной компенсации определяет железомарганцевый рудогенез. Выявлена связь благоприятных условий для железомарганцевого рудогенеза с олиготрофными донными областями, полимодальностью гранулометрии илов.

По проблеме осадочного чехла внутренних морей коллективом ИМГиГ ДВНЦ АН СССР выполнялись комплексные геолого-геофизические исследования в северо-западной части Тихого океана, включая моря Восточной Азии. Построены карты распространения осадочного чехла, перекрывающего фундамент, выделены структурно-формационные комплексы. Описаны ряд систем дуга—желоб—океан, сочленения желобов Тонга и Кермадек, Идзу-Бонинского и Японского. На основании распределения мощностей осадочного чехла Северо-Западной Тихоокеанской плиты установлена ее гетерогенность. Институтом изучалась южная часть Охотского моря. Показано, что заполнение терригенным материалом происходило с окружающей суши и массива в центральной части моря. Установлено, что Охотское море является перспективным с точки зрения концентрации рудных образований путем вторичного природного обогащения. Верхняя часть шельфа и современное побережье моря могут рассматриваться как продуктивная рудогенная зона. Вторая полоса рудных образований может располагаться на шельфе, на глубине порядка 100 м.

Коллективом исследователей ПО "Южморгеология" проводились исследования по распределению осадков в зоне разлома Кларинг—Клиппертон Тихого океана. На основании сейсмоакустических данных построены карты распространения и схема расчленения осадочных образований. При этом показано, что мощность осадочного чехла в седиментационных бассейнах, обрамляющих континенты, достигает 3—15 км, что служит основанием для оценки перспектив нефтегазоносности Тихого океана. Помимо того, съемкой покрыта вся глубоководная черноморская впадина, откартирована ее сложная структура и восстановлена история формирования кайнозойского осадочного чехла впадины. Установлено, что Черноморская впадина в течение всего кайнозоя постепенно погружалась и заполнялась осадками и представляла собой относительно глубоководный бассейн. Мезозойская история Черноморской впадины продолжает детально изучаться. Отложения мела выявлены на валу Шатского, на крымском, северо-западном и болгарском шельфах.

Литоологи МГУ исследовали строение осадочного чехла Черного моря. На основании сейсмофациального анализа для северо-западной части моря построены литолого-палеогеографические карты для интервала времени с олигоцена до плиоцена, отражающие историю формирования осадочного чехла. Закартированы также все зоны осадочного чехла с оползневыми явлениями.

Исследователи ИГиРГИ проводили работы в Черном и Каспийском морях. В пределах Черного моря была подтверждена седиментационная

природа хребта Моисеева, показана перспективность нефтегазоносности северо-восточной части шельфа Болгарии. Кроме того, детально изучена осадочная толща континентального склона западного сектора Черного моря. Отложения северной части глубоководной котловины сопоставлены с результатами глубоководного бурения "Гломар Челленджера". Полученные выводы говорят о том, что Черноморская впадина была заложена на месте существовавшей в начале мезозоя глубоководной зоны палеоокеана Тетис, прогибание этой зоны началось в конце мела. Современный облик Черноморская впадина приобрела в олигоценовое время. Опускание впадины в конце мела и в кайнозое сопровождалось активным воздыманием в горных областях обрамления и интенсивным сносом обломочного материала, что привело к накоплению толщи пород мощностью около 16 км.

Специалисты ТОИ ДВНЦ АН СССР изучали закономерности распределения осадков в современных окраинных морях Азии. Ими составлена карта скоростей осадконакопления для Японского моря, выявлены зоны повышенных скоростей осадконакопления — прибрежные области, батимальные котловины, подножия материкового и островного склонов. Минимальная скорость осадконакопления характерна для зоны внешнего шельфа Японского моря, для вершин подводных возвышенностей и центральной части Центральной глубоководной котловины.

Разработаны принципы генетической типизации процессов современного седиментогенеза, проведена корреляция голоцен-плейстоценовых отложений Японского моря на основе литологических маркирующих горизонтов, выполнены палеогеографические реконструкции для пяти интервалов позднего плейстоцена—голоцена, установлены закономерности распределения осадков Восточно-Корейского залива и широкое распространение глауконитовых песков.

Для Охотского моря составлена карта донных отложений, изучен седиментогенез на шельфе северо-восточной части Сахалина, проведена генетическая типизация отложений мелководий Охотского моря.

Исследовались основные закономерности на южном и юго-западном участках вьетнамского шельфа, в том числе в районе, прилегающем к устью р. Меконг, а также во внутренней и внешней частях шельфа. Составлена карта донных отложений Южно-Китайского моря. В Филиппинском море исследования выполнялись на створе скважин б/с "Гломар Челленджер" (рейсы 58—60) и изучен детально вещественный состав отложений на трех полигонах.

Институтом НИИ Моргеофизика ПО "Южморгеология" выполнены исследования в Баренцевом, Азовском морях и на северо-западном шельфе Черного моря. Составлены структурные карты и проведены палеогеографические реконструкции, выявлены ловушки для углеводородов.

По проблеме исследования геохимических и минеральных преобразований океанических пород и осадка на основании расчета баланса вещества для базальтов срединно-океанических хребтов установлено, что масса вынесенных химических элементов составляет 1000 млрд т и оказывает существенное влияние на кайнозойское океанское

осадконакопление, включая образование рудных скоплений. Показано, что в кайнозойе основным источником гидротермального вещества в океане явились стекловатые базальты срединно-океанических хребтов. При этом марганец в гидротермальном растворе практически полностью состоит из марганца, извлеченного из пород базальтового слоя, и составляет от накопления общего марганца на дне океана не менее 24%, а в пелагических областях не менее 60% (по данным ДВГИ ДВНЦ АН СССР).

Выполнялись экспериментальные исследования процессов гидротермального изменения смектита, это позволяет установить характер влияния различных компонентов сложных растворов (ИЭМ АН СССР).

По проблеме исследования космического вещества и оценки роли космических факторов в образовании осадочного чехла земной коры коллективом ИГФМ АН УССР исследовались осадки окраинных морей методом нейтронно-активационного анализа, оценен радиоуглеродным методом их возраст, изучено распределение редкоземельных элементов. Полученные данные позволили уточнить возраст наиболее древних осадков в глубоководной части Черного моря (23—26 тыс. лет) и скорости осадконакопления там же (1—5 см/1000 лет).

В сентябре 1984 и 1985 гг. в г. Одессе членами Научно-координационного совета проекта "Седимент" совместно с членами рабочей группы "Литология и стратиграфия" Комиссии по проблеме Мирового океана АН СССР проведены I и II Всесоюзные школы "Литология, стратиграфия и микропалеонтология мезозойского и кайнозойского осадочного чехла Мирового океана".

Большим затруднением в работе по изучению осадочного чехла Мирового океана является отсутствие в СССР соответствующих буровых установок, способных бурить дно на большие глубины, до базальтового слоя. Необходимо создать подобные установки и широко применять их при изучении осадочного чехла.

В заключение приведем основные опубликованные и представленные к публикации работы.

В 1983 г. вышли в свет тома коллективного труда сотрудников ГИН АН СССР "Проблемы литологии Мирового океана": Том 1. Литология и геохимия Атлантического океана. (Тр. ГИН; Вып. 347); Том 2. Литология и геохимия Тихого океана. (Тр. ГИН; Вып. 387). В 1984 г. вышли в свет: Том 3. Минералогия и геохимия Атлантического океана. (Тр. ГИН; Вып. 397); Том 4. Минералогия и геохимия Тихого океана. (Тр. ГИН; Вып. 398).

Опубликованы коллективные труды сотрудников ТОИ ДВНЦ АН СССР по проблеме проекта "Структура осадков и фации Японского моря": "Южноприморский шельф Японского моря в позднем плейстоцене и голоцене".

Изданы коллективные работы сотрудников ИГН АН УССР, тома серии монографий "Геология шельфа УССР": Том 1. Керченский пролив; Том 2. Среда, история и методика изучения; Том 3. Твердые полезные ископаемые. Том 4. Стратиграфия; Том 5. Лиманы; Том 6. Литология; Том 7. Нефтегазоносность. Помимо того, опубликовано 60 статей.

П. П. Тимофеев, В. В. Еремеев

МЕЗОЗОЙСКАЯ И КАЙНОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Восстановление эволюции седименто- и литогенеза в океанах невозможно без всестороннего изучения строения, состава осадочного чехла Мирового океана, а также истории зарождения и становления современных океанических бассейнов.

Осадочные породы и осадки содержат первичные генетические признаки, отражающие их происхождение. Изучение этих признаков позволяет проследить не только ход седиментогенеза, но и геологическую историю океанического бассейна, так как в осадочных породах и осадках запечатлены основные геологические события регионального масштаба. Выяснение генезиса осадков позволяет восстановить палеогеографию бассейна седиментации осадконакопления.

В настоящее время по осадкам поверхности дна океана накопился обширный фактический материал, пробурено много глубоководных скважин. Уже давно встал вопрос о детальном исследовании этого материала с генетических позиций и дальнейшей его систематизации с целью выявления эволюции осадконакопления в океанах и истории геологического развития океанических блоков земной коры в целом. Решить его без применения детального комплексного литолого-фациального анализа невозможно, поскольку лишь восстановление природы каждого слоя в отдельности и изучение закономерной смены осадков в разрезе и на площади позволяют осветить историю формирования толщ и сопоставить их с другими разновозрастными толщами.

Метод литолого-фациального анализа, разработанный Ю.А. Жемчужниковым, П.П. Тимофеевым для осадочных формаций, нашел в настоящее время широкое применение, поскольку позволяет всесторонне и с высокой степенью детальности подойти к выяснению условий образования осадочных формаций и проследить эволюцию их в истории Земли.

Методами литолого-фациального анализа, сочетавшегося с детальными минералого-петрографическими исследованиями, нами впервые было проведено всестороннее изучение отложений, слагающих глубоководные разрезы и вскрытых скважинами б/с "Гломар Челленджер". При этом непосредственно в процессе бурения послойно описывался керн, проводилось первичное изучение макроскопических признаков и текстур, делались зарисовки и фотографии, измерялись мощности слоев, углы наклона, выделялись генетические типы и фации. В итоге для каждого разреза осадочной толщи наметился последовательный ряд, объединяющий литологические типы в генетические, генетические — в фациальные, фациальные — в макрофациальные [Проблемы..., 1982].

Прослежена их эволюция с целью понять условия формирования осадочных образований различных регионов и решить ряд общегеологических вопросов. Выявленные макрофации отвечают главным этапам седиментации, существовавшим длительное время на всей территории современного Атлантического океана.

Нами установлены: отложения озерно-морских водоемов с макрофациями осадков слабосоленатоводных, соленатоводных и осолоненных бассейнов; подвижного прибрежно-морского мелководья с макрофациями осадков подводной дельты, заливов и лагун, прибрежно-морского подвижного мелководья, прибрежно-морского мелководья; отложения удаленного от берега мелководья с макрофациями осадков относительно удаленного и удаленного мелководья; мелководного моря с макрофациями осадков относительного мелководья и морского мелководья; глубоководного моря с макрофациями осадков относительного морского глубоководья и морского глубоководья; относительного океанического глубоководья с макрофациями карбонатно-кремнистых и карбонатно-глинистых осадков; отложения океанического глубоководья с макрофациями органогенно-карбонатных и глинистых осадков. Отложения озерно-морских водоемов, подвижного прибрежно-морского мелководья, удаленного от берега мелководья, мелководного и глубоководного моря детально описаны авторами ранее. Остановимся на них кратко, а детально рассмотрим отложения океанического глубоководья.

Озерно-морские мелководные отложения, накапливавшиеся на глубинах до 200 м, — это макрофации осадков осолоненного и соленатоводного озера.

Отложения лагунно-морские и мелководного моря, накапливавшиеся на глубинах 200—800 м, включают осадки макрофаций подводной дельты, заливов и лагун, подвижного прибрежного морского мелководья, прибрежно-морского мелководья, прибрежно-морской зоны и удаленного от берега мелководья и представлены терригенно- и органогенно-обломочными осадками. Макрофация подводно-дельтовой седиментации сложена в основном терригенными гравийно-песчано-глинистыми отложениями с подчиненными прослоями галечников с хорошей сортировкой и косой одно- и разнонаправленной слоистостью. Макрофация прибрежно-морской подвижной мелководной седиментации залегает в разрезе выше отложений подводной дельты, все вместе они составляют группу осадков, накапливавшихся в прибрежной зоне океана. Это обломочные песчано-алевритовые породы темно-серого, почти черного цвета за счет обилия гумусового терригенного материала. Они характеризуются прерывистой горизонтально-волнистой, участками косой разнонаправленной слоистостью.

Макрофация осадков зоны прибрежно-морской мелководной седиментации включает комплекс "черных сланцев". К ним относятся глинистые, алеврито-глинистые слабокарбонатные и карбонатно-глинистые осадки с четко выраженной горизонтальной слоистостью, легко раскалывающиеся на тонкие плитки и имеющие прямую излом, с повышенным содержанием $C_{орг}$. Содержание его колеблется от 20 до 30% и более и лишь в переходных слоях снижается до 6—2%.

Отложения, слагающие макрофазию осадков прибрежно-морской зоны, накапливались в несколько большем удалении от берега, чем описанные выше. Это фации мергелистых осадков с примесью сапропелевого материала, фация калкарениито-кремнисто-глинистых осадков с примесью сапропелево-гумусового материала, а также фация глинисто-калкарениитовых осадков с примесью сапропелево-гумусового и гумусового материала.

Макрофазия осадков удаленного от берега мелководья представлена отложениями, формировавшимися на некотором удалении от прибрежной зоны на глубине 500 м, а также сложенными терригенно-органогенными обломочными отложениями.

Осадки, накапливавшиеся в зоне мелководного моря, формировались на глубинах 500—800 м. Это глинисто-биогенные, биогенные, смешанного состава отложения. Выделяются макрофации осадков зоны мелководной морской седиментации и зоны относительно мелководной морской седиментации. Макрофазия осадков зоны мелководной морской седиментации представлена сильно литифицированными породами. В прослоях известково-сугликовых песчаников — цемент, явно вторичный, перекристаллизованный зернистый кальцит. Макрофазия осадков зоны относительно мелководной морской седиментации сложена туфогенными органогенно-карбонатно-кремнеземистыми, органогенными карбонатными глинистыми, алеврито-глинистыми с примесью органогенно-карбонатно-кремнистого материала отложениями с горизонтальной волнистой, мелкой косою штриховатой, мелкой косою выполаживающейся слоистостью, а также пологоволнистой слоистостью. Характерно присутствие обрывков обугленных растительных остатков и пятен гумусового вещества.

Макрофазия осадков относительно глубоководного моря включает глинистые и глинисто-алевритовые осадки, формировавшиеся на глубинах до 1000 м. Макрофазия осадков глубоководного моря сложена органогенно-карбонатными осадками, формировавшимися на глубинах до 1500 м. Собственно океанические осадки формировались на глубинах 2—4 км и более, где накапливались биогенные и глинисто-биогенные и глинистые илы. Осадки относительно океанического глубоководья накапливались на глубинах 2—4 км. Это органогенно-кремнеземистые с примесью карбонатного материала, а также органогенно-карбонатные осадки с обилием остатков кремнистых организмов.

Макрофазия осадков зоны относительно глубоководной океанической седиментации представлена органогенно-кремнистыми с примесью карбонатного материала, а также органогенно-карбонатными с обилием остатков кремнистых организмов отложениями. Повсеместно наблюдается большая или меньшая примесь вулканогенного, а в ряде случаев — глинистого материала, характерна горизонтальная, горизонтально-волнистая и линзовидная слоистость.

Гумусовое вещество и растительный детрит отсутствуют. Выделяются фации: 1) туфогенно-органогенно-карбонатно-кремниевых осадков с остатками кремниевых организмов и органогенных карбонатов; 2) туфогенно-органогенно-кремниевых осадков без остатков

известковистых организмов; 3) алевроито-глинистых известковистых осадков — алевроитовые мергели с редкими раковинами фораминифер, панцирями диатомей, кремниевых губок и прослоями известковистых глин; слоистость тонкогоризонтальная, участками горизонтально-волнистая и микролинзовидная, реже мелкая косая выполаживающаяся; 4) глинистых органогенно-карбонатно-кремнистых осадков, характеризуется тонкогоризонтальной, горизонтально-волнистой и линзовидной слоистостью (много тридимита и кристобалита); 5) известковистых диатомитов, состоит из панцирей диатомей, спикул кремневых губок.

Низкое содержание в осадках минерального терригенного материала и отсутствие аллохтонного растительного детрита и гумусового вещества свидетельствуют о достаточной удаленности зоны седиментации этих осадков от береговой линии. Характерные черты отложений данной макрофазии — преобладание биогенного кремнезема над органогенным карбонатом, присутствие вулканогенного материала. Постоянное и обильное поступление в рассматриваемый участок акватории вулканогенного материала служило добавочным источником питательных веществ для планктона, в результате чего получила особенный расцвет диатомовая флора, продуктивность которой была велика. В ряде случаев накапливались глинисто-органогенные сильноизвестковистые либо существенно кремнеземистые отложения без прослоев, обогащенных пирокластикой, но с примесью вулканогенного материала.

Полное отсутствие в осадках терригенного материала, аллохтонного растительного детрита и гумусового вещества, текстур оползания, обилие кремнистой и вулканогенной составляющей свидетельствуют об удаленности зоны седиментации осадков от береговой линии и накоплении их в пределах континентального склона (возможно, подножия).

Необходимо подчеркнуть, что набор фаций карбонатных осадков несколько более ограничен по сравнению с терригенными отложениями. Осадки, формировавшиеся за счет планктонных организмов и материала, поступавшего с континента, часто отлагались в среде со сходной динамикой. Вулканическая деятельность влияла на фации, однако она носила локальный характер и зависела от близости вулканического очага. Это выражалось, с одной стороны, в воздействии поствулканических процессов на осадкообразование, а с другой — в появлении примеси вулканического пепла и текстур, обусловленных процессами вулканизма.

Глубоководные осадки являются биогенными, в разной степени глинистыми илами, которые накапливались на глубинах 2,5—4 км. Органические остатки — скелетные части нанопланктона и раковины фораминифер. Осадки абсолютного глубоководья отлагались на глубинах 4 км и более. Фации глубоководных глин накапливались на глубинах ниже критического уровня растворимости карбонатов (тонкоотмученные глины с рассеянными гидроокислами железа с кислым вулканическим стеклом).

Макрофазия осадков зоны глубоководной океанической седи-

ментации — это сугубо биогенные кокколит-фораминиферовые отложения с тонкой горизонтальной слоистостью, с примесью, но без преобладания диатомей, спикул кремниевых губок. Весьма характерны осадки с обилием гигантских водорослей — энтмодискусов. В отдельных прослоях остатки этих водорослей составляют основную массу осадка. Остатки энтмодискусов располагаются ориентированно, придают горизонтальную слоистость и обуславливают листоватое сложение. Наблюдения показывают, что в настоящее время накопление в осадках панцирей энтмодискусов приурочено к экваториальному поясу Тихого океана и характерно для седиментации в глубоких впадинах подводного рельефа. В современных осадках Атлантического океана скопления остатков энтмодискусов не обнаружены.

Фация органогенно-карбонатно-глинистых осадков — кокколитовые мергели с мелкими раковинами фораминифер, примесь панцирей диатомей, углистой пыли. Слоистость тонкая горизонтальная, подчеркнутая ориентированным расположением глинистых частиц.

Фация органогенно-карбонатных осадков в условиях постоянного привноса терригенного материала льдами — серые, коричневатые, в отдельных прослоях почти белые фораминиферовые илы с постоянной, местами очень обильной примесью разнообразного по составу несортированного терригенного материала — глинистого, песчано-алевритового, галечного и даже валунного. Осадки данной фации также накапливались в глубоководной зоне океана, но при систематическом засорении фораминиферовых илов терригенным материалом, заносившимся айсбергами.

Глубоководные участки океана характеризуются резко расчлененным рельефом дна и многообразием движений водных масс (конвекция, турбулентность), в том числе и придонных. Вследствие этого условия осадконакопления не могут быть одинаковыми. В разных частях океанического глубоководья образуются различные отложения с главными отличительными чертами осадков глубоководной области океана. Эти типы очень специфичны и не находят прямых аналогов среди фациальных типов субаквальных континентальных отложений и области океанического шельфа. На континенте и в зоне шельфа широко распространены терригенные осадки, в процессах седиментации большую роль играет дифференциация обломочного материала по гранулометрическому признаку. Гранулометрия осадков здесь является одним из важнейших фациальных признаков. В отложениях глубоководной части океана доминируют органогенные осадки. На обширных пространствах океанического дна абиогенная часть осадков бывает представлена лишь тонким пелитоморфным глинистым материалом. Исключение составляют глубоководные отложения, связанные с переотложенными продуктами разрушения местных вулканических построек, или некоторые турбидиты, кристаллолитокластиты. Здесь гранулометрия не может служить одним из индикаторов фациальных условий осадконакопления.

Органические остатки глубоководных отложений представлены преимущественно карбонатом, то кремнеземом. В первом случае — это скелетные части нанопланктона и раковины фораминифер, во

втором — спикулы губок, скелеты радиолярий и панцири диатомей. Количественные соотношения перечисленных групп организмов непостоянны, в их изменениях улавливаются определенные закономерности. Спорадически в илах находят в значительном количестве витрокластические частицы кислого состава, кое-где единичные осколки основных стекол.

Анализ распределения макрофаций и фаций в разрезе и на площади позволил выявить основные этапы развития Атлантического океана.

Юрские отложения вскрыты 12 скважинами, расположенными в краевых зонах Атлантики. Они представляют собой самые низы разреза осадочного чехла и относятся к макрофации солоноватоводных и осолоненных водоемов.

Низы нижнего мела (березиан, валанжин, готерив, баррем) сложены осадками макрофаций подводной дельты, заливов и лагун прибрежно-морской и прибрежно-морской мелководной зоны, прибрежно-морской подвижно-мелководной зоны, удаленного от берега мелководья и мелководного моря. Верхи нижнего мела (апт—альб) сложены отложениями макрофаций мелководного и глубоководного моря, а также удаленного от берега мелководья. Отложения низов верхнего мела (сеноман, турон, коньяк) представлены макрофациями осадков морского мелководья, прибрежно-морской подвижной мелководной зоны, а также относительно глубоководной океанической седиментации. Отложения верхов верхнего мела (сантон, кампан, маастрихт) представлены макрофацией морского мелководья прибрежно-морской подвижной мелководной зоны. В северо-западной части Африки отложения этого интервала представлены осадками макрофации относительного океанического глубоководья.

Палеоцен — ранний эоцен, как и более молодые отложения, вскрыт значительным числом скважин; указанный интервал сложен органогенно-карбонатными отложениями океанического относительного глубоководья. Средний эоцен представлен отложениями органогенно-карбонатными и органогенно-карбонатно-глинистыми океанического относительного глубоководья. Поздний эоцен—олигоцен представлен отложениями океанического относительного глубоководья.

Миоцен сложен органогенно-карбонатными и глинистыми отложениями океанического глубоководья.

Плиоцен представлен органогенно-карбонатными с терригенной примесью отложениями относительного океанического глубоководья.

Плейстоцен представлен отложениями органогенно-карбонатными, участками глинистыми, формировавшимися ниже уровня растворимости карбонатов океанического глубоководья.

Анализ распределения фаций и макрофаций в разрезе и на площади позволил построить палеогеографические карты для основных интервалов эволюции Атлантического океана в мезозое и кайнозое и выявить основные стадии развития океана в связи с развитием окружающих континентов.

Мезозойская история Атлантики — юрский, ранне- и позднемеловой

этапы развития — описана нами ранее, поэтому здесь остановимся на ней кратко, а детально рассмотрим кайнозойский этап формирования осадочного чехла.

Низы осадочного чехла Атлантики — меловой и особенно юрский интервалы разреза — вскрыты относительно небольшим числом скважин. Вместе с тем начальные этапы развития океанов представляются наибольшим интерес и тесно связаны с эволюцией прилегающих континентов. При построении палеогеографических схем был привлечен также литературный материал по литологии и геологии отложений соответствующих стратиграфических интервалов на прилегающих континентах.

Юра. Как следует из анализа распределения фаций, юрский этап характеризовался образованием на территории современной Атлантики и прилегающих континентов солоноватоводных и осолоненных водоемов озерного типа, в которых накапливались пелитоморфные известняки, гипсы, соли. Это можно объяснить тем, что юрская эпоха представляла собой особый момент в истории Земли, когда продолжался начавшийся еще в триасе раскол Пангеи; в раннеюрское время началось дробление Гондваны и заложение впадин современных океанических бассейнов. Согласно мобилистской модели расположения материков юрское время характеризовалось наличием узкой щели между Южно-Американским и Африканским материками. Эта щель сочленялась севернее оконечности Африки с палеоокеаном Тетис, при этом В.Е. Хаин [1982] указывает на существование центральной части Атлантического океана с конца юры. В связи с этим формирование и развитие Атлантического океана на всех стадиях, особенно на ранних, происходили в тесной связи с эволюцией окружающих континентов.

Как считают авторы, в раннеюрское время при дроблении Гондваны, в начальную стадию заложения впадины Атлантического океана, происходило раздвижение континентов, неравномерное опускание и разрыв континентальной коры с одновременной трансгрессией палеоокеана Тетис с севера. Трансгрессия сменилась регрессией, и в наиболее пониженных участках континентальной коры в пределах раскальвавшейся Гондваны как в зоне зарождавшейся впадины океана, так и на континентах образовались замкнутые меридионально-вытянутые водоемы типа остаточных засолявавшихся озер. После регрессии в этих водоемах происходило осаждение карбонатов при привносе с поднятий терригенного материала, а также испарение в условиях тропического аридного климата. Это приводило к формированию сульфатных алевроито-глинистых и глинистых известняков с примесью чисто терригенного материала, привносимого с поднятий.

Мел. Начало мелового периода (берриас, валанжин, готерив), как следует из анализа распределения фаций и макрофаций, характеризовалось распространением на территории развивавшегося Атлантического океана мелководно-морских и заливно-лагунных условий осадконакопления. Это связано с тем, что в начале раннемелового периода продолжался распад Гондваны, опускание, раздвижение континентов. При этом происходило погружение вдоль атлантической

периферии Северо- и Южно-Американской платформ, в западной части Северо-Американского континента начал развиваться Приатлантический периокеанический прогиб. В зоне современной Атлантики, прилегающей к Приатлантическому прогибу, накапливались глинисто-биогенные и биогенные осадки в условиях сообщавшегося моря при привносе материала с континента. Южно-Американская платформа характеризовалась продолжением начавшихся в титоне погружений атлантического побережья, и здесь располагались лагунообразные водоемы, в которые продолжало поступать значительное количество терригенного материала. В начале мела завершилось обособление Африкано-Аравийской континентальной платформы, и в пределах ее происходило расширение площади осадконакопления. При этом в восточной оконечности Африканской платформы в заливно-лагунных условиях накапливались глинистые отложения, а на востоке Аравии располагалось мелководное море. На западной оконечности Африканской платформы также существовали условия заливно-лагунного побережья. В зоне Атлантики, в полосе от современного Сенегала до Марокко, сохранялись заливно-лагунные условия с накапливавшимися глинистыми осадками. Севернее сохранились условия подводной дельты, опоясанной зонами заливов и лагун. В пределах Капской складчатой зоны в начале мела существовал расчлененный рельеф и накапливались грубообломочные делювиально-пролювиальные отложения, которые выносились в лагуны и заливы, вдающиеся в побережье. В пределах Аквитанского бассейна, в Адурском прогибе и бассейне Парантис, как и в прилегающей зоне Атлантики, существовали заливно-лагунные условия.

В конце раннемелового времени — в аптско-альбское время — в пределах зарождавшейся Атлантики формировались осадки мелководных морей, заливов, лагун и дельт. Это связано с тем, что в это время происходило еще более интенсивное раздвижение опускание и соответственно поднятие в зонах прилегавших территорий Африканского и Американского континентов, усиливалось проникновение палеоокеана Тетис в зону зарождающегося океана. При этом происходило расширение ранее существовавших водоемов в зонах опусканий и образование вначале замкнутых, а впоследствии сообщавшихся мелководных морей с сетью заливов и лагун. С поднятий постоянно происходил интенсивный снос обломочного материала реками, формировавшими дельты. Это проявилось также в повышении содержания терригенных компонентов в осадках зарождавшихся океанов. Так, южная часть Аппалачей на рубеже раннего и позднего мела испытывала поднятие. При этом в океан рекой, переходящей в обширную дельту, поставлялся обломочный материал. В краевых частях дельты в условиях прибрежно-морской мелководной седиментации накапливалось органическое вещество, переходившее в "черные сланцы". Западнее и юго-западнее, в мелководном море, накапливались глинисто-биогенные осадки. Продолжалось также интенсивное погружение атлантического побережья Южной Америки с отложением осадков в заливно-лагунных условиях, переходящих в широтном направлении в мелководно-морские. Интенсивно прогибалась также северная часть

Андийской геосинклинали, в то время как южная испытывала поднятие и с нее происходил вынос обломочного материала в сторону Атлантики рекой, переходящей в дельту, в краевой части которой накапливалось органическое вещество.

Таким образом, в аптско-альбское время господствовавшее до того в пределах Африки континентальное осадконакопление во многих районах сменилось морским, что связано с усилением трансгрессии палеоокеана Тетис. При этом на территории современных Габона, Анголы, побережья Танзании, низовий р. Конго в апте осадконакопление происходило в прибрежно-морских условиях. В альбе прибрежно-морские и заливно-лагунные условия сохранялись на площади северной части впадины Конго, Нигерии, в зонах бассейнов Гвинейского и Сенегальского заливов.

В районе скв. 370 в альбское время располагалась дельта реки, бравшей свое начало в Атласе; южнее накапливались карбонатно-глинистые отложения, включающие органическое вещество. В пределах Капской складчатой зоны в аптско-альбское время продолжал сохраняться расчлененный рельеф, отсюда вытекала река, впадавшая в южную Атлантику. В краевой части дельты этой реки накапливалось органическое вещество. Скв. 372 в Ангольской котловине также вскрыла отложения подводной дельты, сменяющиеся в апикальных частях заливно-лагунными отложениями.

В пределах Аквитанского бассейна в апте и альбе интенсивно проявилась соляная тектоника, что вызвало поднятия, оживление речной деятельности и снос обломочного материала реками в направлении юга Бискайского залива. В это время здесь же располагалась дельта крупной реки, берущей свое начало на Иберийских горах [Объяснительная..., 1978]. Активизация речной деятельности была связана с поднятиями, обусловленными блоковыми движениями, которые вызвали изменение палеогеографических условий на границе юры и мела.

В северной части Бискайского залива в это время располагалась дельта, в краевых частях которой накапливалось органическое вещество. В целом усиление вертикальных движений земной коры вызывало усиление трансгрессии палеоокеана Тетис с севера на юг, в зону зарождавшихся впадин, и увеличение зоны мелководных морей. Поднятия на раздвигающихся континентах вызывали оживление деятельности рек и усиление выноса терригенного и органического материала с континентов. При этом реки проникали в мелководные морские водоемы, формировались обширные подводные дельты, в периферических частях которых и оседало органическое вещество, привносимое с континента. В условиях своеобразных седиментационных ловушек оно давало значительные скопления, формировавшие в последующем "черные сланцы".

В пределах развивавшегося Атлантического океана органическое вещество "черных сланцев" накапливалось вдоль западной оконечности Африканского континента, а также в зонах, окаймляющих Северо- и Южно-Американский континенты. В западной части Индийского океана накопление органического вещества в небольших количествах про-

исходило лишь в зоне современной Мозамбикской впадины. Отсутствие скоплений "черных сланцев" в зоне Индийского океана по сравнению с Атлантикой объясняется лишь характером поступления органического вещества с континента.

В позднем мелу в северо-западной и частично южной областях Атлантического океана установились глубоководно-морские условия осадконакопления. Это связано с усилением трансгрессии палеоокеана Тетис. В это же время в краевых частях Африканской платформы, которая к этому времени приобрела контуры, близкие к современным, установились мелководно-морские условия седиментации.

В начале позднего мела продолжалось опускание Приатлантической зоны Северо-Американского континента и сохранялись мелководно-морские условия осадконакопления. В это же время в прилегающей к континенту зоне Атлантики располагался глубоководный морской бассейн с накапливавшимися там преимущественно глинистыми осадками, а в зоне, тяготеющей к Северо-Американскому континенту, — с песчано-алевритовой примесью. Привнос терригенного материала с Северо-Американского континента в начале позднемелового этапа подавлял осаждение органогенно-карбонатного материала в нормально-глубоководных условиях.

В начале позднего мела продолжалось погружение северо-восточного и юго-западного ограничeний Южно-Американской платформы. В сеномане мелководно-морские условия достигли побережья современной Патагонии. Восточнее это мелководное море переходило в глубоководное с накапливавшимися там глинистыми отложениями. Мелководное море опоясывало также весь Южно-Американский континент. Местами с возвышенных частей Южно-Американского континента реками, впадавшими в мелководное море и образовавшими подводные дельты, выносился терригенный материал.

В позднем мелу интенсивные погружения охватили все обрамление Африканской платформы и Африканский континент приобрел свои современные очертания. Трансгрессия происходила неодновременно в разных районах. На западе континента располагалось позднемеловое эпиконтинентальное море, оно протягивалось также полосой вдоль индоокеанского побережья. В пределах западного побережья Африки, от современных Марокко до Сенегала, в начале позднего мела существовал мелководно-морской бассейн с сетью заливов и лагун, где накапливались терригенно-карбонатные отложения. На запад, в пределы Атлантики, этот бассейн простирался до зоны вблизи современных Сьерра-Леоне и о-вов Зеленого Мыса и севернее, где накапливались терригенные и терригенно-карбонатные отложения. В прилегающей к Африканскому континенту зоне Южной Атлантики также располагался мелководно-морской бассейн с накапливавшимися терригенно-карбонатными (скв. 530) и терригенно-глинистыми (скв. 361, 364) отложениями.

Таким образом, в первую половину позднемелового времени в окраинных частях Северо- и Южно-Американского континента, а также западного и восточного побережий Африки господствовали преимущественно мелководно-морские условия осадконакопления.

Мелководное море опоясывало всю западную часть Африканского континента и часть Европейского, далее на север оно переходило в глубоководно-морское.

В целом позднемеловой этап, особенно начало его (сеноман, турон, коньяк), характеризовался тем, что континенты в это время были в значительной мере сближены и вдоль Европейского и Африканского континентов были развиты отложения прибрежно-морского мелководья.

В конце позднего мела (сантон, кампан) в южной части Атлантического океана происходила глубоководная океаническая седиментация. В северо-западной части условия океанического мелководья чередовались с условиями относительного мелководья. В северо-восточной части Атлантики сохранялась обстановка подвижного прибрежно-морского мелководья — подводной дельты, прибрежно-морского подвижного мелководья, переходящая в обстановку удаленного от берега мелководья; вдоль Африканского континента сохранялись условия мелководного моря, южнее экватора — условия глубоководной и относительно глубоководной седиментации.

Кайнозой характеризовался следующими фазами — позднезоеновой, среднелиоценовой и среднелистоценовой, разделенными длительными эпохами выравнивания.

Палеоцен. На атлантическом побережье Африки палеоцен-эоценовые отложения распространены, как и верхнемеловые, с небольшими перерывами от Сенегала до Богенфелса в Юго-Западной Африке и имеют карбонатно-терригенный состав, местами чисто терригенный, при этом в палеоценовых отложениях терригенные компоненты играют более значительную роль, чем в верхнемеловых. На территории Ливии, Египта и на Аравийском полуострове в палеоцене накапливались карбонатные отложения.

В начале палеогена—палеоцене—раннем эоцене в пределах Африканского континента море занимало территорию такую же, как и в позднем мелу. Некоторые районы на рубеже мела и палеогена снова были покрыты морем. По составу отложения палеогена сходны с верхнемеловыми.

В зоне, охватывающей современные Ливию, Египет и Аравийский полуостров, в палеоцене и эоцене располагался морской водоем, в пределах которого накапливались карбонатные отложения. Максимум распространения моря относится к раннему и среднему эоцену.

В северо-западной части Атлантики в палеоцене существовали глубоководные океанические условия, способствовавшие отложению карбонатных и глинистых осадков. Вдоль восточной оконечности Европы и Африки зоны мелководья чередовались с зонами относительного мелководья. В Южной Атлантике в глубоководных условиях накапливались преимущественно карбонатные глубоководные и глинистые отложения с цеолитами.

В целом в палеоцене в Атлантическом бассейне осадконакопление происходило в условиях океанического мелководья с бентосным карбонатонакоплением, при незначительном привносе терригенного материала с краевых частей континентов.

Эоцен. На атлантическом побережье Африки, в эоцене произошла регрессия, но общего осушения не было. На территории современных Ливии, Египта и Аравийского полуострова в эоцене накапливались карбонатные отложения. В Аравии в раннем эоцене от Южного Ирака до Хадрамаута шло накопление эвапоритов. В раннем—среднем эоцене для атлантического побережья Африки было характерно распространение мелководного моря. Среднеэоценовые отложения развиты от северного Сенегала до Южной Африки и характеризуются терригенно-карбонатным составом. В пределах океанического бассейна вдоль границы Европы и Африки сохранялись условия относительно глубоководья, в северной части Атлантики — условия лагунно-морского и мелководного моря, в южной — средний эоцен явился временем наиболее интенсивной биогенной седиментации кремнезема.

Конец эоцена—начало олигоцена представляет собой начало неотектонического этапа, в ходе которого происходило усиление тектонических движений и вулканической деятельности. В целом продолжительность этого этапа в Африке бо́льшая, чем в Европе. Начальная фаза этого этапа в общем соответствует пиренейской орогенической эпохе Альпийского пояса Евразии. К этой фазе, охватившей значительную часть олигоцена и начало миоцена (аквитанский век), приурочены проявления вулканической деятельности. Неотектонические поднятия сменились относительным ослаблением тектонических деформаций, сопровождавшимся трансгрессией моря, затронувшей все берега Африканского континента и побережья современного Мадагаскара. Хронологические рамки неотектонического этапа в Африке совпали с таковыми для Средней и Центральной Азии.

На территории Ливии, Египта, Аравийского полуострова верхний эоцен представлен карбонатными отложениями. На атлантическом побережье Африки палеоцен-эоценовые отложения с небольшими перерывами распространены от северного Сенегала до Богенфелса в Юго-Западной Африке и имеют карбонатно-терригенный, местами чисто терригенный состав. В этих отложениях терригенные компоненты играют большую роль, а прибрежный характер выражен более отчетливо. В позднем эоцене на площади современных Сьерра-Леоне и Нигерии на месте отступившего моря возникла заболоченная прибрежная равнина, ставшая местом накопления лигнитов.

В позднем эоцене в пределах Атлантического океана существовали условия глубоководной океанической седиментации, накапливались органогенно-карбонатные и глинистые осадки, лишь в северной части сохранились условия относительно глубоководной океанической седиментации. При этом в окраинных частях бассейна биогенная седиментация вновь несколько подавлялась притоком терригенного материала, поступавшего в результате размыва главным образом поднятий на Африканском континенте, которые возникли при усилении тектонических движений. В указанное время в океан с континента поставлялся палыгорскит.

Олигоцен. Олигоцен для Приатлантической равнины Северной Америки представлял собой эпоху регрессии. Интенсивность восхо-

дящих движений в области Аппалачей возросла, что привело к возникновению горного рельефа.

В олигоцене сводовое поднятие Аппалачей повлекло за собой врезание речных долин. В северной части Атлантики накапливались отложения преимущественно алеврито-глинистые и органогенно-кремнистые, с примесью алеврито-глинистого материала относительного океанического глубоководья. В западной части Атлантики, вдоль обрамления Северо-Американского континента, развиты глубоководные океанические отложения, глинистые и органогенно-карбонатные.

Вдоль границы Европейского и Африканского континентов развиты отложения относительно глубоководной седиментации. В Центральной Атлантике распространены карбонатные отложения океанического глубоководья. Как и в позднем эоцене, биогенная седиментация несколько подавлялась притоком терригенного материала с Африканского континента за счет размыва поднятий.

Миоцен. Миоценовые осадки в пределах Африканского континента представлены в северной части известняками, южнее они переходят в песчаники. В северной Сахаре и Ливийской пустыне карбонатные миоценовые отложения подстилаются красноцветной обломочной серией. Мощность морского миоцена на побережье Красного моря — 600 м, в Сенегале — 350 м, в Габоне — более 1000 м. В начале миоцена на периферии Африканского континента происходило врезание и разработка долин средних течений главных рек. В среднем миоцене в северных районах, от современного Сенегала до Красного моря, продолжалась трансгрессия, формировались карбонатные и терригенные осадки. На территории современного Габона существовал морской водоем. Со среднего миоцена на территории Восточной Африки началась новая фаза тектонической активности, достигнувшая максимума в позднем миоцене. В эту фазу образовывались грабены Красного моря, Суэцкого и Аденского заливов, происходило обособление озерных бассейнов, приуроченных к развивавшимся грабенам.

Фаза тектонической активности Африканской платформы во второй половине миоцена совпала с началом основного горообразования в альпийском поясе Северо-Западной Африки и Европы. В конце миоцена — начале плиоцена происходило некоторое ослабление тектонической активности. При этом на севере Сахары накапливалась серия красноцветных отложений. В целом в миоцене происходила преимущественно биогенная седиментация в условиях океанического глубоководья, на отдельных участках на глубинах ниже критических.

Плиоцен. В среднем плиоцене имела место новая фаза тектонической активности, закончившаяся оформлением грабена Красного моря и восточной рифтовой зоны Кении.

Воздымание Африканской платформы было сопряжено с опусканием впадин Атлантического и Индийского океанов. Переход от поднятий к погружениям происходил вдоль прибрежной зоны флексур и разломов. В среднем плиоцене в пределах Северо-Американского континента происходило заключительное поднятие Аппалачей, что создало современный хребет. Поднятию Аппалачей к западу от зоны водопадов

противостояло опускание Приатлантической равнины и образование эстуариев к востоку от этой зоны. В результате поднятий на континентах усилился привнос терригенного материала в океан, где формировались осадки с примесью алеврито-глинистого материала.

В течение позднего плиоцена—антропогена в пределах Африканского континента реки прорезали каньоны, возникали пороги и водопады. В конце плейстоцена происходило затопление океаном устьевых частей речных долин, образование эстуариев и лагун, что было связано с послеледниковым повышением уровня океана.

В дальнейшем вся история Африканского континента характеризовалась постепенным ослаблением дифференцированных движений и затуханием вулканизма. Общее поднятие Африки по отношению к прилегающим океанам и морям продолжалось, что привело к интенсивному врезанию рек, впадавших в океаны, и к перехвату ими притоков внутриматериковых водоемов. Образование крупных пресных водоемов в позднем плиоцене (эоплейстоцене) в Экваториальной Африке свидетельствует о повышенной влажности. Наступление иллювиального режима в Африке совпало с началом покровного оледенения в Европе. Возникшие горные массивы также испытали оледенение.

Общее снижение тектонической и вулканической активности в пределах Африканского континента прекратилось во время риссворского межледниковья Европы.

Плейстоцен. В плейстоцене повсеместно установились условия глубоководной органогенно-карбонатной седиментации, местами ниже уровня растворимости карбонатов. В северо-западной и юго-западной частях Атлантического океана в глубоководных условиях формировались осадки с примесью алеврито-глинистого материала. Подобные же условия сохранялись вдоль границы Северо- и Южно-Американского континентов.

В центральной части Северной Атлантики формировались преимущественно органогенно-карбонатные, в южной — органогенно-карбонатно-кремнистые и органогенно-карбонатные осадки с примесью алеврито-глинистого материала.

Таким образом, в раннеюрское время в связи с расколом Гондваны происходило равномерное опускание и разрыв континентальной коры в зоне современной Атлантики. При этом с севера происходила трансгрессия палеоокеана Тетис, затем его регрессия и образование в наиболее пониженных участках меридионально-вытянутых осолоняющихся остаточных водоемов озерного типа. Эти водоемы располагались в зоне зарождавшегося океана, на континентах, смыкавшихся к океану, а также в зоне, расположенной восточнее Африканского континента на месте современного Индийского океана. Для водоемов был характерен общий состав отложений и единый ход эволюции осадконакопления. Повсеместно накапливались отложения с прослоями гипса и ангидрита.

В начале раннего мела продолжался раскол, опускание, раздвижение континентов и усиливалось проникновение палеоокеана Тетис в зону зарождающегося Атлантического океана, а также в область восточ-

ной оконечности Африканского континента. Происходило расширение ранее существовавшего водоема в зонах опусканий и образование вначале замкнутых мелководных морей, а затем сообщавшихся с сетью лагун и заливов. При этом с поднятий континентов интенсивно приносился терригенный материал, что проявлялось в повышенном содержании терригенных компонентов в осадках зарождавшихся океанов.

В аптско-альбское время на фоне раздвижения континентов происходило еще более интенсивное опускание участка земной коры и соответственно поднятие на прилегавших территориях Африканского и Американского континентов. Более интенсивные опускания вызвали усиление трансгрессии палеоокеана Тетис с севера и увеличение зоны мелководных морей. Поднятия раздвигавшихся континентов усилили вынос терригенного материала реками. В морских водоемах формировались подводные дельты, в апикальных частях которых в условиях своеобразных седиментационных ловушек оседало органическое вещество, приносимое с континента. Органическое вещество дало в последующем "черные сланцы". Они накапливались в пределах Зеленомысской, Капской, Ангольской котловин вдоль западной оконечности Африканского континента, а также в двух зонах возле Северо- и Южно-Американского континентов. "Черные сланцы" с сапропелевым и смешанным составом органического вещества являются потенциально нефтематеринскими толщами. "Черные сланцы" с гумусовым составом органического вещества могут быть отнесены к категории потенциально газоматеринских толщ [Боголюбова, Тимофеев, 1978].

Комплексное изучение "черных сланцев", включающее детальный фациальный анализ, а также углепетрографический, химический, физический, показало, что они являются типичными образованиями зон прибрежно-морской, мелководной седиментации. Накапливавшийся в этих условиях гумусовый и сапропелевый материал является исходным для нефте- и газообразования; конечным продуктом постседиментационных эволюций являются месторождения нефти и газа в осадочном чехле Мирового океана.

В позднем мелу трансгрессия усилилась и глубоководный морской бассейн занял всю северо-западную и южную части Атлантического океана. В конце позднего мела в пределах Атлантического океана повсеместно установились условия относительного океанического глубоководья. Таким образом, проведенные нами палеогеографические построения подтверждают, что в меловое время продолжался распад Гондваны и образование бассейнов Атлантического и Индийского океанов.

В палеоцене—раннем эоцене в пределах Атлантики установились условия океанического глубоководья с органогенно-карбонатным осадконакоплением, что было связано с усилением трансгрессии и большим раздвижением континентов. Одновременно усилилась трансгрессия и на Африканский континент, в пределы атлантической бережья и в северо-западную часть — современные Ливию, Египет и Аравийский полуостров. Средний эоцен явился временем наиболее

интенсивной биогенной седиментации кремнезема. При этом на атлантическом побережье Африки, от современного Сенегала до юга континента, существовал морской водоем. Такой же бассейн находился на территории Ливии, Египта, на Аравийском полуострове. В поздне-эоценовое время в пределах Африканского континента усилились тектонические движения, что вызвало усиление притока терригенного материала с континента в океан за счет размыва поднятий. В это же время в океан усиленно поступал палыгорскит.

Со среднего миоцена началась новая фаза повышения тектонической активности, достигнувшей максимума в позднем миоцене. В северных районах Африки, от современного Сенегала до Красного моря, трансгрессия продолжалась в среднем миоцене. Фаза тектонической активности Африканской платформы во второй половине плиоцена совпала с началом главного горообразования в альпийском поясе Северо-Западной Африки и Европы. Миоценовый этап в пределах Атлантики характеризовался преимущественно биогенной седиментацией. Средний плиоцен отвечает новой фазе тектонической активности, в ходе которой происходило воздымание Африканской платформы, сопряженное с опусканием впадины Атлантического океана. В пределах Северо-Американского континента происходило поднятие Аппалачей и опускание Приатлантической равнины. В указанное время за счет поднятий на континентах усилился привнос терригенного материала в океан.

В плейстоцене повсеместно установились условия глубоководной седиментации. Общее поднятие Африки по отношению к Атлантическому океану продолжалось, что привело к интенсивному врезанию рек, впадавших в океаны.

Таким образом, вся седиментация и формирование минерального состава отложений Атлантики определялись сносом с континента. При этом влияние срединно-океанического хребта в формировании и эволюции минерального состава незначительно. В связи с этим роль обломочных компонентов в процессах седиментогенеза в Атлантическом и западной части Индийского океанов велика. Это определилось в первую очередь в появлении терригенной примеси и в преобладании в ряде случаев терригенной составляющей над карбонатной, преимущественно аллотигенном наборе минералов глин. Основной приток глин происходил с континентов, при этом поступление палыгорскита и органики происходило также с континента. Влияние вулканических процессов, происходивших в Срединно-Атлантическом хребте, затушевывалось сильным привносом материала с континента. Глубоководные глины могли формироваться за счет преобразования сносимого с континента терригенного материала, который опускался на глубины. В целом в пределах Атлантического и западной части Индийского океанов глубоководные глины не имеют такого площадного развития, как в Тихом.

Из анализа взаимоотношений развивающегося океана и прилегающих континентов следует, что на протяжении всей истории эволюции южной части Атлантического океана на континентах преобладали поднятия, которые являлись питающими провинциями. В Север-

ной Атлантике снос с поднятий происходил не всегда, в северо-западной части приток был незначительным. Там, где на континенте к зоне зарождающегося океана прилежала зона опускания, сноса терригенного материала не было и развитие прилегающей акватории шло иным путем.

Трансгрессии в пределы Атлантического палеоокеана Тетис осуществлялись одновременно с трансгрессиями в пределы Африканского континента.

Таким образом, основное отличие Атлантического океана и западной части Индийского от Тихого — тесная взаимосвязь с эволюцией окружающих континентов, питание терригенным материалом зарождающихся океанов прилегающих континентов происходило все время на протяжении всей мезозойско-кайнозойской истории.

ЛИТЕРАТУРА

Боголюбова Л.И., Тимофеев П.П. Состав органического вещества "черных сланцев" котловины Зеленого Мыса (Восточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал // Литол. и полез. ископаемые. 1978. № 4. С. 33—35.

Объяснительная записка к Международной геологической карте Европы и смежных областей м-ба 1:250000. М.: Наука, 1978. 588 с.

Проблемы литологии Мирового океана. Т. I. Литология и геохимия Атлантического океана / П.П. Тимофеев, Н.В. Ренгартен, М.А. Ратеев. М.: Наука, 1982. 216 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. М.: Наука, 1982. 548 с.

УДК 552.5:552.14

Л.Э. Левин

ГЛОБАЛЬНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ДНА МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Общий анализ закономерностей строения и эволюции осадочного чехла в Мировом океане основывается на обобщении фактического материала глубоководного бурения на шельфах зарубежных стран и морских геофизических работ. Этот анализ был выполнен раздельно для четырех крупных комплексов чехла: палеозойско-нижнеюрского, среднеюрско-нижнемелового, верхнемел-эоценового и олигоцен-плейстоценового. Обработка материалов по каждому из трех верхних комплексов позволила также наметить, основные особенности изменения седиментации во времени и пространстве, равно как и особенности распределения объемов осадков между крупными тектоническими областями дна морей и океанов [Левин, 1984].

Современная структура вулканогенно-осадочного чехла создана деструктивными и конструктивными процессами, вызванными взаимодействием двух состояний верхней мантии и низов коры — разуплотнения и уплотнения. Оба они, в свою очередь, являются производными конвективных течений в мантии.

Разуплотнение обуславливает как деструктивный, так и конструктивный процесс. Напротив, уплотнение — процесс только конструктивный. Деструкция проявляется многогранно — от крупномасштабного спрединга до ограниченного рифтогенеза, а минимально — в преобразовании континентальной коры на ранней стадии эволюции океанов и краевых морей в кору так называемого переходного типа. Конструктивный процесс отражен в сочетании с деструкцией внутри- и окраинно-океаническим, т.е. островодужным, вулканизмом, а также приобретает ведущую роль при интенсивных нисходящих главных образом вертикальных движениях, характерных для поздней стадии эволюции поясов седиментационных бассейнов пассивных океанических окраин, краевых морей и островных дуг.

Чехол на большей части площади Мирового океана представляет позднемезозойско-кайнозойское образование и только в отдельных районах шельфа включает допозднеюрские слои. Он характеризуется: крайне сложным распределением мощности, варьирующей от 0,1 до 4—8 км, а в исключительных случаях до 10—20 км; залеганием на разновозрастной, гетерогенной поверхности; существенным изменением по латерали стратиграфического диапазона и формационного состава; участием в составе осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных формаций различного генезиса — глубоководного, мелководно-морского, паралического и континентального.

Эволюция чехла происходила при совместном влиянии эндогенных и экзогенных процессов. Первые были обусловлены упомянутым выше изменением состояния верхней мантии, вторые — влиянием климатической зональности на формационный состав и отчасти на распределение мощности во внутриокеанских пространствах. При этом по мере возрастания масштабов океанообразования роль экзогенных процессов увеличивалась.

По особенностям современной структуры чехла отчетливо выделяются две области: 1) внутренних частей океанов, т.е. охватывающая срединные хребты и большую, сопредельную к ним часть площади глубоководных котловин, а также ряда краевых морей, находящихся на ранней стадии эволюции; 2) переходных зон всех типов от континентов к современному и древним (имеются в виду моря запада Средиземноморского пояса и частично Мексиканский залив), океанам, т.е. пассивных и активных в различных модификациях.

В строении чехла внутренних частей океанов и ряда краевых морей, образовавшихся преимущественно в позднемеловое—кайнозойское время, черты сходства явно преобладают над различиями. Сходство определяется двумя признаками: 1) малыми значениями мощности, нарастающей от 0,1 км вблизи осевой зоны срединных хребтов и осей спрединга в котловинах краевых морей до 0,5, изредка 1 км в направлении к подножию континентальных склонов; 2) участием в составе чехла формаций глубоководного генезиса, представленных главным образом неуплотненными осадками. Сокращение мощности до 0,1 км (а местами и полное отсутствие осадков) намечается также на глыбовых и вулканогенных хребтах, осложняющих строение этой

области. Различие вызвано влиянием на распределение мощности в Тихом океане субширотной климатической зоны, выделенной А.П. Лисицыным, тогда как в Индийском и Атлантическом океанах устанавливается зависимость распределения мощностей от горизонтальных перемещений блоков океанической коры по трансформным разломам.

С переходными зонами связаны крупнейшие пояса осадочно-породных бассейнов следующих основных типов: собственно современной активной окраины, или островодужного; колумбийского, характеризующегося трансформацией древней активной окраины в пассивную; переходного к современной активной окраине; переходного к древней океанической окраине, по направленности эволюции близкого к колумбийскому типу; современной пассивной окраины. Общая их значимость определяется сосредоточением 20% стратиформной оболочки (вместе с миогеосинклиналями), или до 65% объема чехла всех седиментационных бассейнов Земли, равного 510 млн км³.

Пояса представляют собой новообразования, наложенные на тектонические элементы разных генераций, и обладают чертами сходства и различия. Сходство вызвано формированием пояса бассейнов типа современной активной окраины и отчасти колумбийского в условиях сложного сочетания деструктивно-конструктивных процессов при ведущей роли деструкции и спрединга с замещением бывлой континентальной коры, так называемой переходной субокеанической и океанической. Соответственно все пояса характеризуются рифтогенной природой, значительной (до 10—18 км) мощностью чехла, повышенным влиянием вулканизма на седиментацию, интенсивными нисходящими движениями блоков коры на поздних стадиях эволюции.

Различие определяется тектонической позицией, направленностью изменений геодинамической обстановки, временем начала формирования. Все эти параметры неоднозначны для отдельных звеньев каждого из поясов, что вызывает необходимость их дифференциации на генетические типы и подтипы осадочно-породных бассейнов.

Формирование поясов современных пассивных окраин и переходного к древней океанической окраине началось на рубеже 150 млн лет с омоложением в отдельных звеньях до 130, 100, 80—60 и 30 млн лет; пояса переходного к современной активной окраине в Беринговоморском звене — на рубеже 120 млн лет, с омоложением во всех остальных звеньях до 50, 32 и 20 млн лет; поясов колумбийского и современной активной окраины в отдельных звеньях — на рубеже 80—60 млн лет, но преимущественно с омоложением в остальных до 50—32, 20 и 10 млн лет.

В строении седиментационных бассейнов внутренней области и осадочно-породных бассейнов переходных зон существенно новым является установленное участие ареалов консолидированных пород не только континентального и мелководно-морского, но и глубоко-водного генезиса.

Основное различие между среднеюрско-нижнемеловыми и верхнемеловым—зоеновым комплексами, с одной стороны, и олигоцен-плейстоценовым — с другой, заключается в том, что в двух нижних комплексах рассматриваемые ареалы пород различного генезиса не

только пространственно тесно совмещены, но и порой наследуют друг друга во времени, т.е. ареалы уплотненных глубоководных отложений в верхнемеловом—эоценовом комплексе располагаются над блоками мелководно-морской седиментации в позднейюрско-раннемеловую эпоху. Подмеченная особенность по принципу обратной связи способствует прогнозированию распространения мелководно-морских отложений (или почти наверняка уплотненных глубоководных) в позднейюрско-раннемеловом комплексе с учетом контуров распространения допозднемеловой океанической коры.

В олигоцен-плейстоценовом комплексе подобные ареалы связаны главным образом с районами лавинной седиментации, т.е. с краевыми морями, внутриостроводужными рифтами, крупными дельтами. В последнем случае, как правило, они имеют дискордантную ориентировку по отношению к структуре нижележащих комплексов.

В тектонической позиции рассматриваемых ареалов устанавливаются определенные различия между Тихоокеанским и Индо-Атлантическим сегментами.

В Тихом, относительно более древнем, океане обнаруживается связь этих ареалов с внутренней областью, где переработке вулканическими процессами подвергалась не континентальная, а океаническая кора. В молодых океанах — Атлантическом и Индийском — эти ареалы располагаются преимущественно на их окраинах в области деструкции бывшей континентальной, а ныне коры переходного и океанического типов.

Глобальные, региональные и локальные неоднородности в строении чехла получают отчетливое отображение в количественных параметрах, в том числе неравнозначных величинах объема чехла и интенсивности седиментации, а также в перераспределении темпа седиментации во времени и пространстве, обусловленном миграцией осей спрединга и изменением скорости разрастания океанической коры во времени. Этому разрастанию отвечают низкие скорости седиментации, а вертикальным движениям поздней стадии эволюции седиментационных бассейнов — высокие, достигающие порой уровня лавинной. Предпринятые на основе серии геологических карт масштаба 1:25 000 000 подсчеты дали основание: существенно уточнить распределение объема между тремя основными комплексами чехла океанов и морей (верхнеюрско-нижнемелового, верхнемелового-эоценового, олигоцен-плейстоценового); выяснить объем олигоцен-плейстоценового комплекса и дифференциацию объема каждого из комплексов между тектоническими областями океанов, регионами краевых морей и секторами островных дуг; установить распределение и перераспределение во времени и пространстве скоростей седиментации между упомянутыми областями, регионами и секторами; наметить зависимость между положением депоцентров лавинной седиментации и знаком тектонических движений. Каждый из комплексов индивидуален по распределению объема в Мировом океане.

Верхнеюрско-нижнемеловой комплекс распределен так (млн км³): Тихий океан — 2,6, Индийский — 12, Атлантический — 28,6. Средиземноморско-Персидский регион краевых морей — 3,6, Антарктический

Таблица 1. Количественные параметры седиментации в позднеюрско-раннемеловое время

Океан, тектоническая область океана, регион краевого моря	S		
	шельф, склон, подножие	глубоководные котловины	шельф, склон, подножие
Тихий, западная	—	28,4	—
Индийский, южная	—	6,5	—
северо-восточная	2,5	3,1	6,4
западная	1,7	1,7	3,2
Атлантический, восточная	3	3,8	8,7
западная	6,3	6,6	12,4
северная	1	1,4	1,8
Средиземноморско-Персидский	1,4	—	3,6
Антарктический (частично)	1	1	1,5
В целом	16,9	52,5	37,6

Примечание. В табл. 1 и 3: S — площадь, млн км²; V — объем, млн км³; Q_с V/50 млн лет — объемная скорость седиментации, км³/год; L(V/S·млн лет) — средневозвышенная скорость седиментации, см/10³ лет.

Таблица 2. Количественные параметры седиментации в позднемеловое — эоценовое время

Океан, тектоническая область океана, регион краевого моря	S		
	шельф, склон, подножие	глубоководные котловины	шельф, склон, подножие
Тихий, юго-восточная	—	7,1	—
западная	0,9	55,1	1,3
Индийский, южная	—	14,6	—
северо-восточная	2,5	14,6	1,5
западная	1,8	9,2	3,4
Атлантический, восточная	2,6	12,8	3,8
западная	4,6	20,2	10,8
северная	1,5	3,0	6,4
Филиппинский (частично)	—	1,0	—
Новогвинейско-Новозеландский	0,1	6,6	0,2
Мексикано-Карибский	1,2	1,4	3,4
Средиземноморско-Персидский	1,7	—	3,2
Антарктический (частично)	1,4	1,2	3,1
В целом	18,3	146,8	37,1

Примечание. Временной диапазон седиментации для всех областей и регионов — 65 млн лет, для Филиппинского региона — 15 млн лет.

V		Q _г		L	
глубоководные котловины	шельф, склон, подножие	глубоководные котловины	шельф, склон, подножие	глубоководные котловины	
2,6	—	0,052	—	0,18	
1,3	—	0,026	—	0,3	
0,9	0,13	0,019	5,2	0,61	
0,9	0,064	0,018	3,7	1	
1,7	0,17	0,034	5,6	0,9	
3,5	0,25	0,07	3,9	1	
0,8	0,036	0,016	3,6	1,1	
—	0,072	—	5,2	—	
0,5	0,03	0,01	3	1	
12,3	0,75	0,246	4,4	0,5	

V		Q _г		L	
глубоководные котловины	шельф, склон, подножие	глубоководные котловины	шельф, склон, подножие	глубоководные котловины	
0,6	—	0,01	—	0,1	
7,9	0,02	0,12	2,2	0,2	
1,6	—	0,02	—	0,2	
3,4	0,02	0,05	0,9	0,3	
7,9	0,05	0,03	2,9	0,3	
2,8	0,06	0,04	2,2	0,3	
5,9	0,16	0,09	3,6	0,5	
0,9	0,1	0,01	6,5	0,5	
0,1	—	0,01	—	0,2	
1,8	0,003	0,03	3,9	0,5	
3,9	0,05	0,06	4,3	4,2	
—	0,05	—	2,9	—	
0,6	0,05	0,01	3,4	0,8	
31,4	0,57	0,48	3,1	0,3	

Таблица 3. Количественные параметры седиментации в олигоцен-плейстоценовое время

Океан, тектоническая область океана, регион островной дуги, красного моря	S		
	шельф. склон, подножие	глубоководные котловины	шельф. склон, подножие
Тихий, юго-восточная	0,28	19,4	0,78
западная	0,55	95,9	1,33
широтная	—	(9,7)	—
Индийский, южная	1,7	18,4	2,9
северо-восточная	3,5	23,3	14,7
западная	1,5	14,0	1,1
Атлантический, восточная	1,6	24,3	2,3
западная	5,3	28,4	13,2
северная	1,45	3,9	1,9
Регион морского обрамления островных дуг и горных сооружений, в том числе секторы:			
Южно-Центрально-Американо-Карибский	0,7	—	2,2
Северо-Американско-Алеутский	0,56	—	1,85
Камчатско-Японский	0,68	—	2,7
Филиппинско-Суматринский	3	—	6,1
Новогвинейско-Новозеландский	0,78	—	1,75
Средиземноморский	0,14	—	0,2
Регионы краевых морей:			
Дальневосточный	3,45	1,6	7,8
Индосинийско-Филиппинско-Андаманский	2,6	6,9	6,6
Новогвинейско-Новозеландский	0,9	5,75	1,2
Мексикано-Карибский	2,08	1,83	5,3
Средиземноморско-Персидский	2	1,22	1,8
Каспийско-Черноморский	0,35	0,7	0,08
Арктический (частично)	1,6	—	2,21
Антарктический (частично)	1,8	—	4,3
В целом	37,3	245,6	82,3

Примечание. Условные обозначения см. в табл. 1; временной диапазон седиментации — 35 млн лет, значения в скобках при итоговом подсчете не учитывались.

(часть его площади) — 2 (табл. 1). Распределение верхнемелового-эоценового комплекса иное (млн км³): Тихий океан — 10, Индийский — 18, Атлантический — 21, Новогвинейско-Новозеландский регион — 2, Мексикано-Карибский — 7, Средиземноморско-Персидский — 3, Антарктический (в тех же рамках) — 4 (табл. 2). Оligоцен-плейстоценовый комплекс резко выделяется среди остальных формированием в эпоху, когда подавляющая часть площади континентов представляла собой область денудации. Обращает на себя внимание близость размеров площадей распределения комплекса на платформах Лавразии (23,9 млн км²) и Гондваны (21,4 млн км²). Его суммарный для Земли объем — 177,7 млн км³, или около 15% от общего объема стратисферы. На долю океанов и морей приходится 141 млн км³, кон-

V		Q ₅		L	
глубоководные котловины	шельф, склон, подножие	глубоководные котловины	шельф, склон, подножие	глубоководные котловины	
4,16	0,02	0,12	8,0	0,6	
11,2	0,04	0,32	6,8	0,3	
(3,3)	—	0,09	—	1,0	
3,3	0,08	0,09	4,8	0,5	
4,6	0,42	0,13	12,0	0,5	
3,7	0,03	0,1	2,0	0,7	
4,6	0,07	0,13	4,0	0,5	
7,55	0,4	0,2	7,1	0,7	
1,25	0,05	0,04	3,7	0,9	
—	0,06	—	8,9	—	
—	0,05	—	9,1	—	
—	0,08	—	11,4	—	
—	0,17	—	5,7	—	
—	0,05	—	6,3	—	
—	0,006	—	4,0	—	
3,8	0,22	0,1	6,4	6,6	
3	0,19	0,09	7,2	1,2	
2,4	0,03	0,07	3,8	1,1	
2	0,15	0,05	7,3	2,9	
5,6	0,05	0,16	2,6	13,1	
2,5	0,002	0,07	0,7	9,7	
—	0,06	—	3,9	—	
—	0,12	—	6,8	—	
59,3	2,35	1,7	6,7	4,8	

тинентов — 36,7 млн км³. Различия между отдельными океанами в распределении объема комплекса, которые были отмечены для нижележащих комплексов, напротив, выравниваются. Но значительная его часть приходится на бассейны островных дуг и краевых морей (млн км³): в Тихом океане — 17, Индийском — 30, Атлантическом — 31, островных дугах — 15, краевых морях — 48 (табл. 3).

Раздельный по комплексам подсчет объема чехла для каждого из океанов уточнил его суммарное значение. На долю Тихого океана приходится 30 млн км³, Индийского — 60, Атлантического — 80, Арктического сегмента — 38, Антарктического — 20, краевых морей с островными дугами — 95 млн км³, т.е. в сумме 323 млн км³, или с учетом объема палеозойско-нижнемезозойского комплекса на

шельфах — примерно 340 млн км³. Это значение суммарного объема на 50 млн км³ превышает более раннее его определение в 291 млн км³, о чем свидетельствуют данные о крайне большой мощности чехла во многих районах пассивных окраин континентов.

Распределение объема между седиментационными бассейнами переходной зоны и особенно ложа океанов особенно неравнозначно для Тихого и Атлантического, но довольно близко для Индийского океана, хотя и при наличии тренда в сторону переходной зоны. В Тихом океане это соотношение составляет 2 и 28 млн км³, Индийском — 33 и 26, Атлантическом — 50 и 30 млн км³. Таким образом, общая уникальность переходных зон от континентов к океанам, заключающаяся в аккумуляции более половины объема чехла всех седиментационных бассейнов Земли, получает еще одно подтверждение. Фоновые значения интенсивности седиментации на подводных окраинах континентов (3—5 см/10³ лет) и в глубоководных (0,5—0,7 см/10³ лет) несколько снижаются на позднемеловом—эоценовом этапе и возрастают в отдельных регионах до уровня лавинной (7—10 см/10³ лет) на олигоцен-плейстоценовом этапе. Изотопно-геохимические особенности современных осадков свидетельствуют о еще одном резком, до уровня ураганной, увеличении скорости осадконакопления на отдельных участках шельфа краевых морей со значениями 100—250 см/10³ лет [Соботевич и др., 1983]. Эти данные подтверждают установленной бурением ураганной скоростью седиментации, равной 4500 см/10³, имеющей место в дельте р. Колорадо с начала плейстоцена.

В целом количественный анализ направленности седиментации подчеркивает единство раздвиговой природы океанов и краевых морей. Темп седиментации зависит не от времени, а от трех главных факторов: направленности и интенсивности тектонических движений, необратимости эволюции земной коры, климатической зональности в океанах. Значительное увеличение амплитуды новейших и затем современных движений вызвало неоднократный скачкообразный рост темпа седиментации на протяжении неотектонического типа. Отмеченное обстоятельство еще раз подчеркивает его индивидуальность в общей направленности эволюции земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

- Левин Л. Э. Геология осадочного чехла дна морей и океанов. М.: Недра, 1984. 250 с.
Соботевич Э. В., Бондаренко Г. Н., Ковалюх Н. Н. Изотопно-геохимические особенности морских осадков. Киев: Наук. думка, 1983. 239 с.

Л. П. Кондакова, А. А. Чистяков

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ЮЖНОЙ АЗИИ

Литолого-фациальные комплексы континентальной окраины Южной Азии изучены недостаточно, особенно на материковом склоне и подножии. Здесь проведена редкая сеть сейсмопрофилей МОВ, ГСЗ, часть из которых была увязана с данными бурения глубоководных скважин с "Гломар Челленджера" и скважин, пробуренных на суше и шельфе. На шельфе и особенно в прибрежных районах суши материалов по бурению и геофизике значительно больше, и здесь литолого-фациальные комплексы можно выделять более уверенно и обоснованно. Собранный и обобщенный материал дал возможность выявить закономерности изменения литолого-фациального состава отложений по площади и во времени, а также взаимную связь литолого-стратиграфических комплексов суши, шельфа, материкового склона и его подножия.

От суши в сторону моря происходит смена аллювиальных и дельтовых отложений прибрежно-морскими, морскими и, наконец, глубоководными. При этом преимущественно терригенные отложения сменяются терригенно-карбонатными, карбонатными и снова преимущественно тонкими терригенными. Палеогеновые отложения отличаются от неогеновых значительно большим содержанием карбонатных разностей, среди которых заметную роль играют известняки биогенного происхождения. В период времени от палеоцена к миоцену происходило постепенное сокращение площадей, занятых морем, в районах краевых прогибов суши и некоторое расширение их за счет южной части Индостанской платформы. На фоне общих закономерностей литолого-фациальных изменений отдельные группы осадочных бассейнов в связи с особенностями их геологического развития отличаются специфическими литолого-фациальными комплексами.

По литолого-фациальному составу, тектоническим и генетическим особенностям на континентальной окраине Южной Азии можно выделить четыре основных типа осадочных бассейнов, сформировавшихся: 1) на склонах дорифейской Индостанской платформы; 2) в зоне сочленения древней Индостанской платформы и кайнозойских горноскладчатых сооружений; 3) в межгорных прогибах; 4) на островных дугах. К первому типу относятся Камбейский, Кач-Кативарский, Малабарский, Полк-Манарский, Индо-Ланкийский бассейны. Для них характерно наличие грабенов или серии разломов, по которым фундамент ступенеобразно погружается в сторону континентального склона. Они выполнены кайнозойскими отложениями мощностью 2—5 км, представленными на суше преимущественно дельтовыми песчано-глинистыми, а на шельфе прodelтовыми глинистыми и мелководно-морскими карбонатно-глинистыми осадками, переходя-

щими на континентальном склоне в преимущественно глинистые фации. Многие карбонатные отложения имеют биогенное происхождение. Среди бассейнов первого типа наиболее хорошо изученным является Камбейский бассейн, расположенный в юго-западной части Индостана. В этом бассейне палеогеновые отложения на суше представлены песчано-глинистой толщей мелководно-морских, дельтовых и аллювиальных пород мощностью 2—3 км. Для них характерны резкие колебания мощностей и значительная литологическая изменчивость. В акваториальной части мощности увеличиваются, дельтовые песчано-глинистые фации сменяются сначала прodelьтовыми алевритистыми и илистыми фациями, далее к юго-западу мелководно-морскими карбонатно-глинистыми и карбонатными и, наконец, у материкового склона и на самом склоне преимущественно глинистыми. Миоценовые отложения на суше представлены континентальными и мелководно-морскими, песчано-глинистыми толщами мощностью до 850 м, на шельфе — морскими, преимущественно глинами с редкими прослоями известняков мощностью до 1500 м.

Осадочные бассейны второго типа приурочены к периконтинентальным прогибам, расположенным на стыке древней Индостанской платформы и кайнозойских горно-складчатых сооружений Киртхар и Аракан-Йома. Для них характерны мощные кайнозойские отложения, среди которых на суше и шельфе широкое развитие получили аллювиально-дельтовые, морские, терригенные и карбонатные фации. На материковом склоне и подножии они сменяются алеврито- и песчано-глинистыми осадками крупных глубоководных конусов выноса — Индского, Бенгальского и Никобарского, а также подстилающими их пелагическими отложениями.

В Индском бассейне, расположенном на северо-западе Индостана и в северной части Аравийского моря на прибрежной суше и шельфе, палеогеновый и нижнемиоценовый комплексы характеризуются переслаиванием глин, известняков, часто со значительным преобладанием последних. Их мощность варьирует от 0,25 до 3 км. Среднемиоценовый—плиоценовый и четвертичный комплексы на суше представлены континентальными, аллювиально-дельтовыми, озерными песчаниками, глинами и конгломератами серии сивалик мощностью до 5 км, на шельфе — дельтовыми и мелководно-морскими терригенными отложениями. На континентальном склоне и подножии рассмотренные комплексы прибрежной суши и шельфа переходят, по-видимому, в пелагические отложения крупного глубоководного Индского конуса. Предполагаемые пелагические отложения в северной и центральной частях котловины сформировались, по-видимому, в палеоцен-раннеэоценовое время, в ее южных частях они более молодые — палеоцен-миоценового возраста. По характеру сейсмической записи этот комплекс представляет собой неслоистую или плохослоистую среду, внутри которой прослеживаются отрывочно лишь отдельные оси синфазности. Снизу комплекс ограничен четко выраженной группой волн, связанных с поверхностью второго океанического слоя (IV сейсмический горизонт). Комплексы глубоководного конуса характеризуются наличием протяженных четко выраженных осей синфазнос-

ти, прослеживаемых в целом параллельно дну моря. По типу и динамичной выразительности сейсмической записи можно сделать вывод о их слоистом характере. Нижняя граница комплексов глубоководного конуса в северной части котловины проводится по III отражающему горизонту, соответствующему границе между средним и нижним эоценом. Внутри этих комплексов достаточно уверенно выделяются I и фрагментарно II отражающие горизонты. По сопоставлению сейсмических данных по Аравийскому морю и шельфу Камбейского залива, где эти данные увязаны с материалами бурения, I горизонт относится к бурдигальскому (нижний миоцен), II — к аквитанскому (нижняя часть нижнего миоцена) ярусам [Бабенко и др., 1981; Строев..., 1981]. Рассматриваемый осадочный комплекс, представленный осадками глубоководного Индского конуса, занимает всю площадь Аравийской котловины до Аравийско-Индского срединного хребта. Его мощность, по данным бурения и сейсмическим, достигает более 5 км у вершины конуса и постепенно уменьшается до 500 м у подножий Аравийско-Индского срединного хребта. Мощности сокращаются также в пределах поднятий, осложняющих Аравийскую котловину на севере. Возраст отложений в северной части конуса определяется как среднеэоценовый—четвертичный, в его южной периферической части — как плиоценовый—четвертичный. Отложения Индского конуса были вскрыты несколькими скважинами (скв. 219—224), пробуренными "Гломар Челленджером". В скв. 222, расположенной на восточном склоне хребта Меррей, они представлены илами и глинами плейстоценового и плиоценового возраста, мощностью 700 м, под которыми залегают илы, пески и карбонатные осадки миоценового возраста, мощностью более 620 м. В скв. 219, пробуренной в северной части Лаккадивского поднятия, пройден непрерывный разрез (411 м) от плейстоцена до палеоцена включительно, состоящий из различных илов, подстилаемых песчаниками. Обобщая все имеющиеся сведения по бурению, сейсмике, литолого-геохимическим исследованиям донных осадков и т.д., можно прийти к заключению, что отложения Индского конуса в целом представлены переслаиванием тонких карбонатных глин и алевроитов с линзами песков с косой и линзовидной слоистостью, перекрытых современными фораминиферовыми и кокколито-фораминиферовыми карбонатными илами. В южной части глубоководного конуса на значительном удалении от берега наблюдается возрастание карбонатности современных осадков, толща становится глинисто-карбонатной с алевроитовыми прослоями [Лисицина, Бутузова, 1982]. Формирование осадков происходило в основном в восстановительной среде. Общая мощность отложений Индского конуса изменяется от 1 км на юге до 5 км на севере.

Бенгальский бассейн, расположенный на северо-востоке Индостана и севере Бенгальского залива, на суше и шельфе выполнен карбонатно-терригенными морскими палеогеновыми отложениями общей мощностью до 3 км. Для эоценового комплекса характерно присутствие известняков, в том числе рифогенных. Неогеновый комплекс представлен прибрежно-морскими и аллювиально-дельтовыми терригенными толщами общей мощностью 5—8 км. Разрез заканчивается широ-

ко развитым четвертичным аллювием мощностью до 250 м. На шельфе мощность неогенового и четвертичного комплексов значительно увеличивается. В более глубоководной части бассейна выделяются три литолого-стратиграфических комплекса: меловой—нижнеэоценовый, среднеэоценовый—нижнемиоценовый и верхнемиоценовый—голоценовый. Нижний комплекс сложен пелагическими осадками, два верхних представляют собой отложения Бенгальского и Никобарского глубоководных конусов. Нижний комплекс прослеживается в глубоководной части Бенгальского залива повсеместно и характеризуется скоростями отражающих волн 4—4,5 км/с. Эта толща в некоторых местах характеризуется четко выраженной слоистостью. Она может включать вулканические породы. Скважина 217, пробуренная в северной части Восточно-Индийского хребта, не достигла фундамента, но была закончена близко от акустического фундамента. Самые древние породы, вскрытые этой скважиной, датируются кампанским возрастом (верхний мел). Они, в свою очередь, подстилаются долеритами, кремнистыми и мелоподобными породами неопределенного возраста, которые интерпретировались Ван-дер-Боргом и Склэтером как мелководные. Предполагаемый базальтовый фундамент лежит значительно ниже вскрытых бурением отложений. На основании этих данных возраст вулканогенно-осадочной толщи определяется как раннемеловой—палеоэоценовый—раннеэоценовый. Выше залегают отложения Бенгальского и Никобарского глубоководных конусов позднеэоценового—четвертичного возраста. В осадочной толще этих конусов, по сейсмическим данным МОВ, выделяются два региональных несогласия. В результате сопоставления геофизического материала с данными скв. 217 и 218 возраст этих несогласий был определен как позднемиоценовый и раннемиоценовый. По данным бурения скв. 217, было установлено третье несогласие олигоценового возраста, но по сейсмическим данным оно не везде прослеживается.

Бенгальский и Никобарский конусы являются самыми крупными в мире. Они протягиваются от континентального шельфа и подводного каньона "Swath of no ground" на севере примерно до 5—7° ю.ш. Осадочный материал, приносимый Гангом и Брахмапутрой через подводный каньон, поставлялся в верхнюю часть конуса, расположенную у подошвы континентального склона. Отсюда по веерообразно расходящимся долинам материал распространялся по дну Бенгальского залива. В настоящее время активной долиной, по которой в основном транспортируется материал, является самая западная. Отложения в современных подводных долинах верхнего конуса и в ограничивающих их прирусловых валах образуют широкие линзы осадков, хорошо выделяющихся по сейсмическим данным. В Бенгальском конусе мощности четвертичных отложений подводных долин и окаймляющих их валов достигают 500 м при ширине до 100 км. Во время активной аккумуляции в конусных долинах формировались мощные грубозернистые пески, местами переходящие в гравий. Боковая миграция русел по днищу долин иногда вызывала подрезание и последовательное оползание более тонкозернистых и тонкослоистых отложений склонов долин. Из русел, согласно Нормарку, временами вы-

ходили турбидитные потоки, которые формировали вытянутые параллельно валу линзовидные тела длиной до 1 км. В северной верхней части Бенгальского конуса наблюдаются захороненные конусные русла и латеральное уменьшение крупности обломочного материала по мере удаления от обвалованных прирусловыми валами долин. В средней части конуса нет наложенных конусов и прослеживается обширная система долин (длиной до 2000 км) с крупными прирусловыми валами. Ни одна из долин не оканчивается в средней части конуса. Для них характерно большое количество тонких осадков. Прирусловые валы сложены очень однородными отложениями. Формирование наложенных конусов не происходит из-за присутствия тонких наносов в турбидитных потоках. Вместо этого в конце долин верхнего конуса образуются прирусловые валы и относительно прямолинейные русла, быстро продвигающиеся вниз по конусу.

Максимальные мощности отложений Бенгальского глубоководного конуса 7—10 км. Характер сочленения осадочных отложений Индо-станского континентального склона с отложениями Бенгальской котловины остается неясным. На основании сейсмосъемки МОВ предполагается, что некоторые наиболее древние отложения континентального склона продолжают под более молодые осадки Бенгальского конуса [Curray et al., 1982; Emmel, Curray, 1983—1984]. Непосредственно у подошвы склона расположена узкая полоса осадков, по-видимому принесенных контурными течениями.

Третий тип бассейнов, приуроченных к периконтинентальным прогибам, примыкающим на суше к складчатым областям, представляют Иравадийский и Макранский бассейны. Для них характерны мощные (7—10 км) толщи осадочного чехла, представленные в основном неогеновой молассой и палеогеновыми преимущественно морскими отложениями.

В более детально исследованном Иравадийском бассейне выделяются три литолого-стратиграфических комплекса: палеоцен-эоценовый, олигоцен-среднемиоценовый (серия пегу) и верхнемиоцен-плиоценовый (серия иравади). Два нижних комплекса мощностью 6—9 км представлены преимущественно переслаиванием глинистых и песчаных свит с редкими прослоями конгломератов, известняков и мергелей. Верхнемиоцен-плиоценовый комплекс сложен красноцветными пресноводными песчаниками, галечниками с прослоями глин, конгломератами, общей мощностью до 3 км. На шельфе мощности всех комплексов и особенно верхнего увеличиваются, роль морских фаций резко возрастает. Однако в центральных частях Андаманского моря мощность осадочного чехла резко сокращается до 3—4 км и местами на поверхность дна выходят базальты второго океанического слоя.

Четвертый тип составляют перикокеанические бассейны, приуроченные к островным дугам (Андаманский, Никобарский). Они выполнены кайнозойскими отложениями мощностью 4—5 км. В Андаманском бассейне, в пределах Андаманских островов, выделяются четыре литолого-стратиграфических комплекса: верхнемеловой—палеоцен-эоценовый, олигоценый, миоценовый и четвертичный. Верхнемеловой—палеоцен-эоценовый комплекс сложен черными глинистыми сланцами,

песчаниками и конгломератами с прослоями и линзами водорослевых и фораминиферовых известняков, образующих биостромы. Олигоценый комплекс представлен алевритами и глинами, а также пачками чередования песчаников и глинистых сланцев с подчиненными прослоями известняков. Миоценовые отложения состоят из глинистых сланцев и известняков, четвертичные — из ракушечникового конгломерата, песков, глин и гравия. В сторону шельфа все отложения становятся более тонкими, происходит замещение их преимущественно алеврито-глинистыми и карбонатными разностями. Общая мощность кайнозойских отложений превышает 4 км. В западном направлении увеличиваются мощности миоценового и четвертичного комплексов, которые затем переходят в осадочное выполнение Зондского желоба.

Таким образом, литолого-фациальный состав кайнозойских отложений континентальной окраины Южной Азии весьма разнообразный и включает комплексы от дельтовых, прибрежно-морских до пелагических и отложений глубоководных конусов. Основные осадочные комплексы акватории сопоставляются с одновозрастными комплексами прибрежной суши и связаны с ними взаимными фациальными переходами. Исследуя литолого-стратиграфические комплексы суши с целью выявления закономерностей распределения в них залежей нефти и газа, можно прогнозировать возможность формирования залежей углеводородов на шельфе и в более глубоководных частях акватории.

ЛИТЕРАТУРА

Бабенко К.Л., Панаев В.А., Свицунов Ю.И., Шлезингер А.Е. Тектоника восточной части Аравийского моря по сейсмическим материалам // Геотектоника. 1981. N 2. С. 68—80.

Лисицына Н.А., Бутузова Г.Ю. Влияние выносов рек на пелагическое осадконакопление в Индийском океане (на примере Аравийской котловины) // Литол. и полез. ископаемые. 1982. N 3. С. 23—30.

Строение и нефтегазоносность окраины континентов / А.Н. Волков, А.А. Гегельганц, А.Ю. Юнов и др. М.: Недра, 1981. 250 с.

Curry J.R., Emmel F.I., Moore D.G., Raitt R.W. Structure tectonics and geological history of the North Eastern Indian Ocean // The ocean basins and margins. Vol. 6. The Indian Ocean / Ed. A.E.M. Nairu, Stenli. N.Y.: I., 1982. P. 126—147.

Emmel F.I., Curry J.R. The Bengal submarine fan, North Eastern Indian Ocean // Geo-Mar. Lett. 1983—1984. Vol. 3. P. 119—124.

А. И. Блажчишин

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В КАЙНОЗОЙСКИХ БАССЕЙНАХ СЕВЕРО—ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

В настоящем сообщении изложена история кайнозойской седиментации в бассейне Северо-Западной и Центральной Европы, охватывающем район современного Северного моря и его обрамления, Польскую и Северо-Германскую низменности и юго-восточную часть Балтийской котловины. Используются опубликованные материалы по Северному морю, а также данные по геологии окружающей суши. Обобщение указанных материалов проведено в рамках подготовки Атласа палеогеографических карт для мезозоя—кайнозоя шельфа Евразии.

В позднем палеозое в результате герцинских тектонических движений произошло столкновение Балтийского и Северо-Западного щитов. В Североморском регионе на эродированных каледонидах накапливались девонские и каменноугольные отложения. В пермо-триасе в условиях спокойного внутрикратонного развития отлагались мощные терригенные и соленосные толщи. Мезозойский этап характеризовался широким развитием рифтовых структур. Североморская система включает грабены Центральный, Викинг и Мори-Ферт, на юге ее продолжением является Рейнский грабен. В систему Скагеррак входят огромный по протяженности Датско-Польский трог, грабены Осло и Западно-Норвежский. Рифтовые системы прекратили свое развитие к началу кайнозоя. В грабенах Северного моря накопились мощные толщи осадочных образований, с которыми связаны крупнейшие месторождения нефти и газа [Геология..., 1978].

Тектоническое развитие Североморского бассейна в кайнозое характеризовалось активными региональными опусканиями, мощность третичных и четвертичных осадков в осевой части бассейна достигает 3500 м. Альпийские тектонические движения проявились по периферии бассейна поднятиями, эрозией, активизацией древних разломов. В миоцене в связи с столкновением Африканской и Евразийской плит и закрытием палеоокеана Тетис прекратилась связь между западно- и южноевропейскими бассейнами.

В истории кайнозойского осадочно-породного бассейна Северо-Западной Европы выделяются три крупных этапа: палеоцен-эоценовый, олигоцен-среднемиоценовый и позднемиоцен-четвертичный.

Палеоцен-эоценовый этап характеризовался теплым (в раннем эоцене тропическим) преимущественно гумидным климатом, залесенностью низменной суши. Средние палеотемпературы водной толщи для раннего палеоцена колеблются от 10 до 14°C, для среднего эоцена — от 10 до 30°C. Водная толща отличалась слабой вентиляцией, наличием резкого

пикноклина и стагнацией придонных вод (модель "теплого океана" по А.П. Лисицину и Ю.А. Богданову [1983]).

После кратковременного отступления моря в датском веке раннепалеоценовая трансгрессия охватила центральную и восточную части Датско-Польского бассейна. Последующая (позднепалеоценовая) регрессия связана с постларамийской перестройкой геосинклинальной системы Тетис. В Северноморском регионе быстрое погружение рифтовых структур сопровождалось поднятием Шетландской платформы, широким развитием на окраинах дельтовых фаций и ограниченной циркуляцией в центральной части бассейна.

На ранний эоцен приходится максимум палеоценовой трансгрессии, а также открытие Норвежско-Гренландского, бассейна, который, однако, отделялся от Атлантики Гренландско-Шотландским, а от Арктического океана — Свальбардским порогами. Тектонические движения в конце палеоцена вызвали инверсию Польско-Датского трога с образованием орогенного барьера в виде Куявско-Померанской гряды, поэтому влияние раннеэоценовой трансгрессии в Центральной Европе ограничилось западными районами. Обширная трансгрессия имела место в среднем эоцене.

Со спредингом в Норвежско-Гренландском бассейне и инверсионными движениями связана интенсивная вулканическая деятельность в районе Скагеррака и Гебридских островов, проявившаяся в северноморских разрезах многочисленными пепловыми горизонтами и высокими содержаниями смектита. Вулканизм, пик которого приходится на границу палеоцен—эоцен, в сочетании с апвеллингом вдоль восточной периферии Северноморского бассейна послужил причиной высокой продуктивности диатомовых водорослей и отложения кремнистых осадков. В Дании описаны нижнеэоценовые диатомиты мощностью до 60 м, переслаивающиеся с пирокластикой. Они отлагались в течение 3 млн лет в шельфовой депрессии в условиях периодической стагнации, на что указывает микрослоистость осадков, и локальных непостоянных апвеллингов, подобных центральному апвеллингу современной Балтики. Кремнистые отложения опоконглауконитовой формации известны в северо-восточной краевой зоне Польско-Литовской впадины. Они могут иметь первично-биогенную природу, однако многие исследователи считают силификацию нижнепалеогеновых отложений наложенным процессом [Балтакис и др., 1977]. Вместе с тем парагенез силицитов, глауконитов и фосфоритов может указывать на развитие здесь в палеоцене—эоцене локальных прибрежных апвеллингов.

Вызывает интерес причина бескарбонатности палеоцен-эоценовых осадков в центральной части Северноморского бассейна, где их мощность достигает 1300 м. Содержание CaCO_3 в этих отложениях нигде не превышает 10%, в то время как в Дании распространены мергели и детритусовые известняки, содержащие до 70% карбоната кальция. Карбонатные фации известны и в более восточных районах, ближе к палеоокеану Тетис они становились преобладающими. Хотя по современным реконструкциям глубина бассейна могла достигать 900 м, нет основания считать бескарбонатность палеоцен-эоце-

новых осадков Северного моря следствием влияния положения критической глубины карбонатакопления, которая в кайнозойских океанах не поднималась выше 3 км [Лисицин, Богданов, 1983]. Контролирующим фактором в Северноморском бассейне выступает не глубина, а, скорее всего, стагнация и высокие скорости накопления обогащенного органикой тонкозернистого терригенного материала. В результате в верхнем слое осадков создается кислая среда (низкие рН) и слабовосстановительная обстановка, агрессивные по отношению к карбонатам. Такая модель подтверждается наличием олигоцен-эоценовой агглютинирующей микрофауны флишоидного типа, которая развивалась в условиях формирования глубоководных конусов выноса турбидитового материала. Хотя в эоцене и произошло поднятие Фенноскандии, главные источники питания осадочным материалом Северноморского бассейна располагались на северо-западе — в пределах Восточно-Шетландской платформы и Шотландского массива. Крутые обвальные склоны способствовали формированию гравитационных потоков и переносу дельтовых песков в депрессии грабенов Центрального и Викинг.

С палеоцен-эоценовым этапом связано формирование залежей полезных ископаемых. Нижнепалеогеновые турбидиты и дельтовые песчаники североморских трогов являются прекрасными коллекторами для скопления нефти и газа (месторождения Фортис, Фригг и др.). Крупнейшие в мире месторождения янтаря приурочены к верхнеэоценовым отложениям (прусская свита) Самбийского полуострова и его подводного склона [Блажчишин, 1974; Катинас, 1971]. Палеогеновый этап в окраинной части бассейна Северо-Западной и Центральной Европы проявился также в накоплении фосфоритов, кремнистого сырья (опок, трепелов) и бурых углей.

На олигоцен-эоценовую границу приходится резкая смена палеоокеанологических условий. Тектонические движения, связанные с начальной (пиренейской) фазой альпийского орогенеза, вызвали регрессию и перерывы в седиментации. Но последние проявились преимущественно в периферической мелководной части бассейна, в то время как в осевой его части осадконакопление происходило относительно непрерывно, здесь накопилось до 1100 м олигоценовых осадков. Указанное глобальное событие довольно слабо отразилось и в литологии североморских осадков, но граница эоцен—олигоцен хорошо отбивается на сейсмических разрезах. Только со среднего олигоцена, когда произошла обширная трансгрессия, в разрезах отложений Северного моря наблюдается заметное погрубение осадков. С позднего олигоцена отлагаются ритмические серии более темных, обогащенных органическим веществом терригенных глин и алевроитов. Вверх по разрезу возрастает количество малоустойчивых к выветриванию минералов — полевых шпатов, иллита, слюд и уменьшается количество смектита, являющегося основным компонентом глинистого материала палеоцен-эоценовых осадков.

С олигоценом в периферических районах связан пик глауконитообразования, очевидно обусловленный подъемом глубинных вод. Среднегодовые температуры понизились в олигоцене до 6—3°C, что

связано с образованием пролива между Гренландией и островами Свальбард и проникновением на юг холодных арктических вод. Похолодание в олигоцене сопровождалось аридизацией и резкой сезонностью климата. В то же время отсутствие кремнистых фаций в составе наиболее распространенных среднеолигоценовых (рюпельских) толщ может указывать на низкую биологическую продуктивность бассейнов. Вместе с тем олигоценовые отложения в центральной части Северного моря более известковистые, чем эоценовые, что вызвано, видимо, улучшением вентиляции водной толщи.

В олигоцене Североморский бассейн имел открытую связь с Норвежско-Гренландским и Арктическим бассейнами. К этому времени произошло опускание восточной части Фареро-Исландского порога, сухопутный мост Туле между Европой и Северной Америкой перестал существовать и тем самым установился водообмен между Северной Атлантикой и Арктикой. Вместе с тем прекратилась связь между бассейном Северо-Западной Европы и Атлантикой через Ла-Манш, поскольку поднятие антиклинали д'Артуа в конце лютетского века изолировало Северное море от Парижского бассейна. Сообщение с палеоокеаном Тетис имело место на юго-востоке, а также через Рейнский грабен. Таким образом, в олигоцене установился открытый водообмен между арктическими и субтропическими районами.

После регрессии на границе олигоцена—миоцена, связанной с савской орогенической фазой, в восточной части бассейна установился континентальный режим. Среднемиоценовая трансгрессия не распространялась с запада далее долины р. Одер.

Теплый гумидный климат в раннем—среднем миоцене способствовал образованию в регрессирующих заболоченных водоемах крупных месторождений бурого угля. Североморский бассейн в миоцене испытывал дальнейшее погружение, которое сопровождалось поднятием Фенноскандии. Мощные тропические коры выветривания подвергались эрозии, что находит свое выражение в повышенных содержаниях каолинита в осадках позднего олигоцена—среднего миоцена. Вместе с тем в бассейн поступало и большое количество слабыветрелого материала (гидрослюда, полевые шпаты и др.), что указывает на довольно расчлененный к тому времени рельеф Скандинавии. Сметитовый компонент как продукт трансформации пеплового материала, хотя и уменьшается вверх по разрезу, сохраняет свое доминирующее значение вплоть до верхнего миоцена.

Заключительный поздний миоцен-четвертичный этап истории кайнозойской седиментации отличается в Северноморском регионе исключительно высокими темпами накопления терригенного материала. В то же время восточная часть бассейна Северо-Западной и Центральной Европы полностью изолировалась от океана, трансгрессивные этапы в миоцене—плиоцене связаны здесь с коллапсировавшими бассейнами Паратетис. Позднемиоценовое глобальное событие (мессинский кризис солености) выразилось в Северо-Западной Европе аридизацией климата, значительным похолоданием и сопровождалось интенсивным поднятием Фенноскандии. В южной части

Центрального грабена Северного моря накопилось до 600 м верхнемиоценовых осадков, что соответствует скорости седиментации 86 мм/1000 лет. Такая же или еще более интенсивная лавинная седиментация характерна для плиоцена (мощность осадков до 700 м) и плейстоцена (до 1000 м) Северного моря. По новейшим сеймо-стратиграфическим данным, со среднеплиоценовыми тектоническими движениями связано погружение Норвежского желоба, основные массы осадков (три четверти плиоценового разреза) накопились в позднем плиоцене. Начиная со среднего плиоцена (около 3 млн лет назад) в северной части бассейна появляется материал ледового разноса.

С позднего миоцена доминирующим компонентом глинистой фракции в североморских осадках становится гидрослюда, появляется хлорит (до 25%), в то время как содержание смектита уменьшается (до 5%). Каолинита также становится меньше (менее 10%), к этому времени каолиновые коры в Южной Скандинавии и Британии, по-видимому, были большей частью эродированы. Некоторое возрастание количества смектита в плиоцене связано с размывам мезозойских и палеогеновых пород, обогащенных этим компонентом. Обращает на себя внимание и увеличение дисперсности осадков (по сравнению с олигоценом) с максимумом в среднем плиоцене, что указывает на изменение условий седиментации — поступление более тонкозернистого материала, круговую циркуляцию и т.д.

В пределах Польской низменности широкое развитие получили глины познанской серии, сформировавшиеся в результате распространения трансгрессии с юга, со стороны Предкарпатского прогиба. В плиоцене обширный солончатоводный бассейн регрессировал с образованием отдельных крупных реликтовых озер, крупнейшим из которых было Варшавское. Мощности плиоцена в этом водоеме достигает 160 м. Набор аутигенных минералов и геохимические особенности отложений Варшавского плиоценового озера свидетельствуют об аридизации климата, усилении окислительных процессов и общем поднятии территории Центральной Польши. В пределах осушенной депрессии Центральноевропейского бассейна существовала разветвленная речная сеть. Реки Балтийской дренажной системы отложили в неогене и раннем плейстоцене большие объемы материала скандинавского происхождения — так называемая балтийская гравийная ассоциация (кварцевые и каолиновые пески с прослоями гравия, глин и бурого угля), большей частью эродированная ледниками.

Плиоцен-плейстоценовую границу, по новейшим данным, европейские исследователи проводят на уровне палеомагнитной эпохи Гаусс (2,5 млн лет назад). Претегелен Нидерландов (2,2—2,5 млн лет назад) и соответствующая ему перигляциальная серия континентальных осадков на территории Польши и советской части Прибалтики (серые глины и разнозернистые пески с гравием в основании циклитов) формировались в условиях семиаридного климата перигляциальной зоны. В этот период в Скандинавии, видимо, уже существовал небольшой ледниковый покров. Наиболее полные разре-

зы четвертичных отложений мощностью до 500—1000 м известны в Нидерландах и осевой части Северного моря. После холодного претегелена наступил теплый период (тегелен, 1,8—2,2 млн лет назад), в среднем тегелене произошла значительная трансгрессия за пределы современной береговой линии. Циклическая смена холодных и теплых эпох характерна для всего плейстоцена, но первое крупное оледенение Европы имело место в менапии (0,75—0,9 млн лет назад), когда была уничтожена неогеновая Балтийская речная система. В последующее время осадконакопление в Балтийско-Североморском регионе целиком определяется сменой ледниковых и межледниковых эпох. Устойчивое прогибание осевой зоны Североморского бассейна обусловило сохранность не только континентальных, но и морских отложений различного возраста. В среднем плейстоцене ледники по крайней мере дважды покрывали всю акваторию Северного моря. Гольштинское и Эемское моря занимали почти такую же площадь, как и современные бассейны, но уровень их был на 5—10 м выше. В Балтийском регионе более древние плейстоценовые толщи, как правило, эродированы верхнеплейстоценовыми (вислинскими) ледниками и сохранились лишь местами.

Позднеледниковая седиментация в Балтийском регионе происходила в условиях почти полной изоляции, а голоценовая — в условиях затрудненного водообмена с океаном [Геология..., 1976]. В мелководном и открытом Северном море осадконакопление контролируется преимущественно волновыми и приливными факторами.

Основные черты эволюции осадочного процесса в кайнозойских бассейнах Северо-Западной и Центральной Европы хорошо проявляются в вариациях комплексов глинистых минералов. Определяющим компонентом глинистого материала в палеоцене—эоцене является смектит — как продукт преобразования вулканического стекла, так и аллохтонный продукт из эродированных мезозойских пород. Хлорит в нижнепалеогеновых осадках представлен железистой модификацией, что предполагает его формирование в условиях тропического климата.

Подсчитано, что в верхнем палеоцене—нижнем эоцене Североморского бассейна продукты пирокластики, включая смектит, составляют 60—80% вещества осадков, а в более молодых отложениях — менее 20%. Нижнеэоценовый максимум смектита еще резче выражен с учетом скорости седиментации. Широкое распространение туфовые горизонты получили в палеоцене — нижнем эоцене Англии, Дании и Нидерландов. Все это указывает на чрезвычайно большую роль процессов вулканизма в формировании нижнепалеогеновой толщи Североморского региона. Второй (меньший) пик содержания смектита приходится на верхний олигоцен—средний миоцен. Если первый пик концентраций монтмориллонита связан с основным вулканизмом, инициированным раскрытием Атлантики, то второй пик обусловлен щелочно-базальтовым вулканизмом, проявившимся на южной (герцинской) окраине бассейна. Поступательное изменение качественного состава глинистого материала от палеоцен-эоцена до плиоцена определяется не только затуханием эксплозивного вулка-

низма, но и прогрессирующим похолоданием, поднятием суши и изменением характера выветривания.

Изменение характера выветривания в питающих провинциях является важным фактором эволюции осадочного процесса. На европейской суше выделяются две крупные фазы образования каолиновой коры выветривания — мезозойско-эоценовая и позднеолигоцен-среднемиоценовая, причем для второй фазы характерен незрелый профиль. Молодая гидрослюдистая кора формируется с позднего миоцена. Между отдельными фазами развития процессов выветривания располагались периоды формирования эрозионных поверхностей, связанные с определенными тектоническими этапами. В Южной Скандинавии выявленные эрозионные поверхности располагаются на участках древнего пенеплена среди молодого миоценового рельефа.

В периоды формирования этих поверхностей большие объемы выветрелого материала поступали в осадочные бассейны. Повышенные содержания каолинита в осадках могут быть показателями размыва кор выветривания, эти периоды приходятся на ранний палеоцен, ранний—средний олигоцен и средний миоцен. О размыве остатков каолиновой коры в позднем кайнозое свидетельствует накопление каолиновых песков в составе "балтийской гравийной ассоциации".

Изменение палеогеографических условий и характера выветривания в питающих провинциях определило эволюцию не только глинистого, но и обломочного материала. В северной части Центральноевропейского бассейна, тяготеющей к Фенноскандии, произошла эволюция комплексов тяжелых минералов, от гранатового и гранат-эпидотового в палеогене до циркон-кианитового в неогене и амфиболового в плейстоцене [Геология..., 1976]. Гранатовый комплекс, являющийся индикатором интенсивного химического выветривания пород Балтийского щита, характерен для палеоцена Самбийского полуострова и Северной Польши. В среднем эоцене и олигоцене он сменился гранат-эпидотовой и чисто эпидотовой ассоциациями. В результате среднеэоценовой трансгрессии Куявско-Померанская гряда перестала быть барьером для поступления с северо-запада обломочного материала, обогащенного в тяжелой фракции эпидотом. Гранат-эпидотовый комплекс с амфиболами и голубоватым кварцем характерен и для палеогена Англии. Предполагается, что этот комплекс имеет скандинавское происхождение, но такая же ассоциация свойственна и породам Шотландского массива. Так или иначе, перенос указанного минерального комплекса с северо-запада предполагает функционирование в период трансгрессий сильных вдольбереговых течений. Подобный комплекс тяжелых минералов характерен для рюпельских (среднеолигоценовых) и морских миоценовых отложений ФРГ, Нидерландов, Дании, причем содержание малоустойчивых к выветриванию амфиболов и эпидота возрастает в западном направлении.

Кианит-гранатовый комплекс, широко представленный в верхнем миоцене Шлезвиг-Гольштейна, Дании и Нидерландов, форми-

ровался в результате переотложения палеогеновых осадков и дифференциации флювиального материала. Кианит-цирконовая ассоциация, характерная для континентальных отложений буроугольной формации миоцена — плиоцена Северной Польши и Самбийского полуострова, образована не в результате изменения питающих провинций, а в условиях дифференциации материала под воздействием кислого гумусового выветривания. Начиная с позднего плиоцена преобладающим процессом подготовки осадочного вещества являлось механическое выветривание. Вертикальные движения ускорили эрозию глин познанской серии, поэтому перигляциальные осадки в Центральной Польше наследуют минеральный состав этих отложений.

Иная картина наблюдается в Нижнерейнском регионе, для которого характерно устойчивое прогибание со скоростью 0,07 мм/год за последние 3,3 млн лет. Лагунно-дельтовые осадки верхнего миоцена и плиоцена характеризует здесь циркон-турмалиновый комплекс тяжелых минералов, в то время как нижнеплейстоценовые отложения подобного генезиса — совершенно иная ассоциация (гранат-эпидотовая), связанная не с герцинскими массивами, а с Фенноскандией.

В плейстоценовых осадках Балтийского региона доминирующим комплексом тяжелых минералов является гранат-амфиболовый с ильменитом и эпидотом, сформированный из слабовыветрелого материала скандинавского происхождения и многократно переотложенного материала древних осадочных толщ. Полуминеральная морена, обусловленная петрографическим разнообразием ледникового субстрата, наследуется позднеледниковыми и голоценовыми отложениями.

Таким образом, климатический и тектонический факторы являются определяющими в эволюции осадочного процесса кайнозойских бассейнов Северо-Западной и Центральной Европы. Основные глобальные и региональные события кайнозоя в той или иной мере отражены в литологии и геохимии соответствующих отложений. Наиболее наглядно они проявляются в непрерывных разрезах Североморского региона, являющегося в течение всего кайнозоя областью мощной терригенной седиментации. Сложные фациальные и формационные взаимоотношения в разрезах периферических районов бассейна определяются трансгрессивно-регрессивными циклами и неизбежными при этом процессами переотложения, которые затуманивают многие аспекты палеогеографических реконструкций. Одной из важнейших задач таких реконструкций является выяснение условий циркуляции вод в палеогеновом бассейне Центральной Европы.

ЛИТЕРАТУРА

Балтакис В.И. Осадочные формации и литологические комплексы палеогена и неогена Южной Прибалтики // Тр. ЛитНИГРИ. Вильнюс: Минтис, 1966. Вып. 3. С. 279—323.

Балтакис В.И., Радзивицус А.С., Мерклявичене Р. О генезисе окремнения и карбонатных отложений мела-палеогена Прибалтики // Опыт изучения вторичных изменений в карбонатных породах Прибалтики и Белоруссии. Таллин, 1977. С. 48—50.

Блажчишин А. И. Геологическое строение подводного берегового склона Самбийского полуострова // Региональная геология Прибалтики. Рига: Зинатис, 1974. С. 165—172.
Геология Балтийского моря / Под ред. В. К. Гуделиса, Е. М. Емельянова. Вильнюс: Мокслас, 1976. С. 383.

Геология континентального шельфа Северо-Западной Европы: Пер. с англ.; под ред. В. И. Высоцкого. М.: Недра, 1978. 324 с.

Катинас В. Янтарь и янтареносные отложения Южной Прибалтики. Вильнюс: Минтис, 1971. 156 с.

Лисицын А. П., Богданов Ю. А. Главные события мезозоя и кайнозоя океанов // Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, С. 82—103.

УДК 552.5:552.14

В. Т. Фролов, Х. Э. Папастергу, В. В. Янко

К ВОПРОСУ ОБ ЭТАПАХ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ОСТРОВЕ МИЛОС (ГРЕЦИЯ)

Литологическое и палеонтологическое изучение выступающих над уровнем моря на о-ве Милос осадочных образований позволяет вывить основные этапы осадконакопления всей Южно-Эгейской островной дуги, в состав которой входит остров.

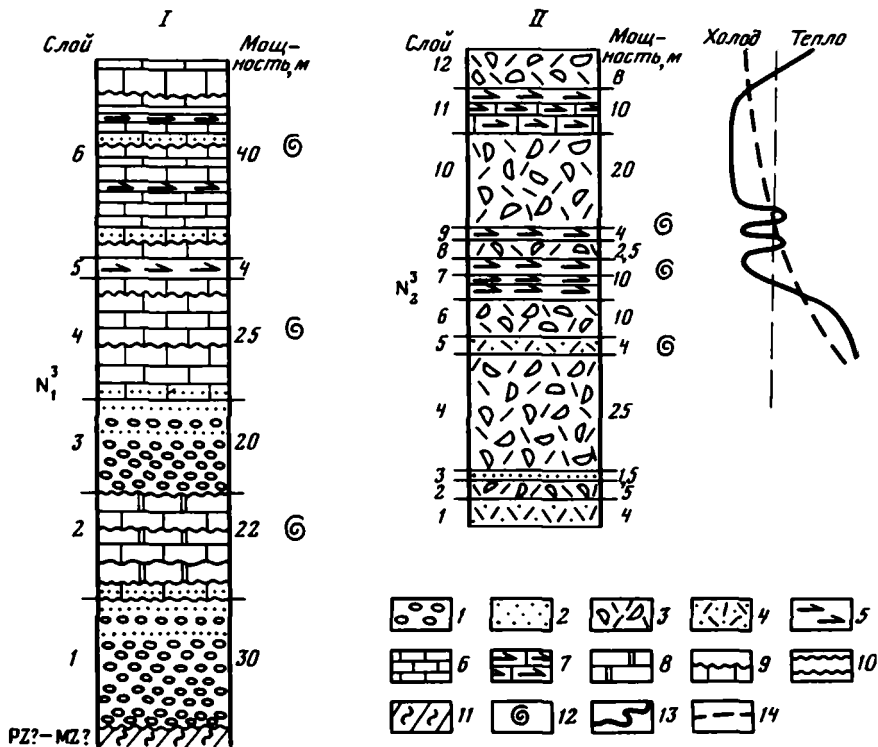
Фундамент острова сложен метаморфическими породами — слюдястыми сланцами предположительно позднеюрского—раннемелового возраста, а также глаукофановыми сланцами, вероятно, позднего мела — палеоцена. Возраст метаморфизма — олигоцен (33 млн лет [Fytikas, 1977]).

Неогеновые образования залегают на метаморфических с резким угловым несогласием и перерывом, отвечающим палеогену и большей части миоцена. По степени литификации и тектонической дислоцированности они четко делятся на два стратиграфических комплекса — верхнемиоценовый и верхнеплиоценовый. По рангу они отвечают принятой в СССР категории свиты. Нижний комплекс, выходящий на поверхность в глубоких долинах южной части острова и по берегам залива Провата, может быть назван проватаской свитой. Верхний комплекс распространен практически повсеместно, но наиболее хорошие его разрезы находятся на севере острова, в частности в местности Саракино (Сарацино), по наименованию которой комплекс можно назвать саракинской (сарацинской) свитой. Стратиграфические контакты их наблюдать не удалось.

Проватаская свита (N^3_1 рг) сложена известняками и конгломератами, образующими пологие складки (падение крыльев до 10—20°), видимо, субширотного простираения оси. Наиболее полный разрез составлен по р. Калямнос, в долине которой на метаморфических сланцах фундамента залегают неметаморфизованные третичные отложения (снизу вверх) (см. рисунок).

Мощность, м

1. Конгломераты базальные красные и пестрые, мелко-, средне- и крупногалечные, с единичными валунами, средне- и плохо сортированные, неслоистые или грубо-горизонтально-слоистые, нередко линзовидно-слоистые, сгруженные и отмытые от песка, с обильным песчаным заполнителем (матриком), в основном кварцевые и кварцито-



Разрезы неогена южной (I) и северной (II) частей о-ва Милос

1 — конгломераты; 2 — песчаники и пески; 3 — пемзовые брекчии; 4 — пемзовые пески; 5 — силициты (кремни и диатомиты); 6 — известняки; 7 — известняки песчаные и кремневые; 8 — доломиты; 9 — поверхности твердого дна (панцири элювиальные); 10 — поверхности размывов; 11 — кристаллические сланцы фундамента; 12 — места находок фауны и флоры; 13 — палеотемпературная кривая; 14 — общий температурный тренд

Мощность, м

кластовые, с гальками сланцев и других пород из фундамента, средней крепости и крепкие, переслаивающиеся с песчаниками разной зернистости, постепенно переходящие вверх в песчаники. Фауна отсутствует. Вероятно, аллювиальные и пролювиальные. До 30

2. Известняки и доломиты неоднородные, неслоистые, часто узловатые, светло-серые и красные, массивные и грубоплитчатые, в основании сильнопесчаные, часто биодетритовые, водорослевые и полидетритовые, средней крепости и крепкие, с тремя прослоями мергелей мощностью 0,3—2 м, часто перекристаллизованные, доломитизированные и замещенные нацело доломитами разнозернистыми и крупнокристаллическими. Метасоматоз, вероятно, нередко совершался сингенетично, в надводных и подводных условиях.

В верхней половине разреза слоя известняки становятся более чистыми и более слоистыми, менее измененными, в основном полидетритовыми, с остатками двустворок, гастропод, с кораллом *Tarbelastria mediterranea*, указывающим на позднемiocеновый, именно мессинский возраст пород. Среди многочисленных бентосных фораминифер в шлифе определен *Borelis melo curdica* Reichel, неизвестный из отложений древневерхнемiocеновых. Известняки весьма крепкие, и фораминиферы из них не выделяются, а определения в шлифах для многих видов недостаточно уверенные. Переход от слоя I резкий. До 22

3. Конгломераты, во многом сходные с слоем 1, но менее грубые, в основном мелко- и среднеталечные, с обильным песчаным заполнителем, с прослоями плохо сортиро-

ванных песчаников с известковым и доломитовым цементом, без органических остатков, вероятно, прибрежно-морские. Граница со слоем 2 резкая с размывом 20

4. Известняки, внизу 3 м аналогичные слою 2, выше — более чистые и более слоистые, отчасти похожие на слой 6, но более светлые, элювированные, полидетритовые, часто преимущественно водорослевые и капролитовые, с фауной двустворок, гастропод, криноидей, морских ежей, брахиопод, с обильными бентосными фораминиферами, сходными с комплексом слоя 2, нередко кавернозные, с пелитовым наполнителем каверн, с прослоями (5—10 см) известняковых песчаников. Граница со слоем 3 резкая 25

5. кремень афакитовый, светло-серый и розовый, неслоистый, криптокристаллический, халцедоновый, крепкий, прослоями глинистый и слабоизвестковый 4

6. Известняки массивные и грубослоистые, темно-серые и серые, биокластовые и микритовые, фарфоровидные, заметно отличаются от слоя 2, с прослоями (до 0,3 м) кремней и песчаных известняков 40

Общая мощность слоев 1—6, составляющих видимую часть проватаской свиты, 141 м. Вероятно, она не сильно отличается от истинной мощности, по-видимому не превышающей 150—200 м, что определяет скорость осадконакопления как малую или среднюю.

Литотипы известняков разнообразны. В слое 2 преобладают мелководные биокластовые полидетритовые известняки, нередко преимущественно из красных, зеленых и синезеленых водорослей, что определенно указывает на литоральную и сублиторальную зоны их накопления. Распространен также литотип комковатых, в основном пеллетовых или биомикритовых, известняков и доломитов, свидетельствующих о широком развитии илоедной фауны. Это первая фаза подводного элювирования. Обычны скелетные остатки пелеципод, гастропод, мшанок, кораллов, криноидей, морских ежей, известковых и кремневых губок, остракод, бентосных и планктонных фораминифер. Встречаются микритовые известняки, первоначально, возможно, не только планктонные, но и химические седиментогенные. Широко распространены метасоматические доломиты от микрозернистых до мелко- и среднезернистых, нередко с реликтами первичной биокластовой и другой биоморфной, а также комковатой пеллетовой структуры известняков. Эти доломиты кавернозные и трещиноватые. Возможно, наиболее тонкозернистые и плотные доломиты первичные, седиментогенные или сингенетичные. Они указывают на эвапоритовые или субэвапоритовые условия седиментации. С этим согласуется угнетенность фауны, нередкая ее бедность, частое преобладание остракод.

О мелководности острова свидетельствует также широкое развитие элювия — не только биотурбаций, но и различных типов физического и химического выветривания: образование твердого дна или панцирей, растворение и образование глинистых и песчано-алевритовых слоев терра-россы. Но наиболее распространенным литотипом, отражающим подводное элювирование, являются узловатые известняки и доломиты. В породах полностью утрачена первичная седиментационная текстура, и они стали неслоистыми, как бы изотропными и массивными, узловатыми и нередко с вертикальными трещинами и ризолитами.

Известняки слоя 4 во многом аналогичны слою 2. Наиболее распространенными литотипами являются литотамниевые, бентосно-фораминиферовые, капролитовые и криноидные известняки. Часто встречаются серпуловые, моллюсковые, коралловые и известняки из остатков зеленых водорослей. Они значительно чище известняков слоя 2 (меньше песчаной примеси), слоистость их правильнее и менее грубая, хотя подводному элювированию подвержено большинство пластов.

Литотипы известняков слоя 6 практически те же, что и в слое 4: литотамниевые, бентосно-фораминиферовые, капролитовые и другие сгустковые, часто смешанные по биокомпонентам, нередко с большим содержанием криноидей, члеников игл ежей, зеленых и синезеленых водорослей, моллюсков, брахиопод, мшанок, кораллов, а также серпул, остракод, спикул кремневых губок и др. Но широко распространены темно-серые, обогащенные органическим веществом породы. Обычны песчаные известняки, а также прослои кремней и смешанных силицито-туфовых пород. Песчаный материал высокозрелый, кварцевый, но встречаются и хлоритизированные андезиты. Нередки микритовые известняки, возможно первично хемогенные (седиментогенные), содержащие также небольшое количество остатков остракод, брахиопод и некоторых других групп. Встречаются вторичные, метасоматические известняки, а также доломиты, указывающие на аридный климат. В кавернах известняков часто наблюдаются аутигенные глинистые смектитовые и полевошпатовые минералы. Кремни вторичные — результат окремнения известняков, в кремнях часто видны реликты комковатой, биокластовой или иной структуры. Структура микрогранообластовая, состав халцедоновый и халцедон-кварцевый. В кремнях довольно много темного органического и железистого пигмента. Местами видны реликты спикул кремневых губок.

Структуры и текстуры известняков и доломитов, а также их биокомпоненты определенно указывают на мелководные условия осадконакопления, теплые и подвижные воды и медленный темп осадконакопления. По биотическому составу карбонатолиты разнообразны, что указывает на разнообразие обстановок. Выделяются их две группы. Первая — богатая по групповому и видовому составу включает водоросли, особенно красные и зеленые, богатый бентос фораминифер, моллюски, брахиоподы, иглокожие. Более редко встречаются планктонные фораминиферы, серпулы, остракоды и кремневые губки. Нередко такие породы не сортированы гранулометрически. Особенно крупны фрагменты красных водорослей (до 10 мм и больше), выделяющиеся как порфиновые включения. Все это указывает на инситность водорослей, а в целом на нормальную соленость воды и открытый их характер. По глубине — это литораль и сублитораль. Широко распространенные сингенетичные метасоматиты, как подводные, так и надводные, указывают на осушения, перерывы осадконакопления, т.е. на крайне неравномерную во времени (и вероятно, на площади) седиментацию.

Вторая группа литотипов — микритовые известняки и доломиты, а также смешанные известняково-доломитовые породы, несущие признаки сингенетичного метасоматоза, — бедна биоконпонентами, из которых часто преобладают остракоды, синезеленые водоросли. Вполне естественно предположить ненормальную, именно повышенную соленость, т.е. лагунные условия седиментации, близкие к эвапоритовым. Это еще раз позволяет сделать вывод о распространении теплых, прогретых вод на открытых побережьях.

Позднемиоценовый возраст проватаской свиты определяется по находкам в верхах слоя 2 тортонских (мессинских) кораллов *Tarbellastria mediterranea* и по одному виду бентосных фораминифер *Borelis melo curdica* Reichel, известному из отложений, не древнее верхнемиоценовых.

Остается неясной принадлежность нижних конгломератов слоя 1 к верхнему миоцену (как и к проватаской свите). Существенно отличаются они бескарбонатностью и высокозрелым составом обломочной части. Это, вероятно, указывает на гумидный климат, тогда как для большей части свиты климат был аридным. Если гумидность климата — эпизод, тогда конгломераты могут относиться к проватаской свите и возраст их будет близок к верхнему миоцену. Но, возможно, они более древние, среднемиоценовые.

Саракинская (N³ sc) резко отличается от проватаской свиты слабой литифицированностью пород, большинство которых остаются мягкими, пачкают руки, как псичий мел или диатомиты. Существенно отличие породного состава: в саракинской свите много витрокластолитов, пемз, туфов риолитов и их тефроидов, а также диатомитов и спикуро-диатомитовых пород. Особенностью разреза также является смешанный трех-четырёхкомпонентный состав пород, нередко почти в равном количестве содержащих витрокласты, диатомей, спикулы кремневых губок и известковый фораминиферовый и другой материал, из-за чего порой трудно назвать породу. Цвет обнажения — белый, стратификация четкая, нередко наблюдается тонкая слоистость. Все эти отличия существенны и показывают, что формирование саракинской свиты отражает существенно иной, самостоятельный этап развития острова, даже если бы не было перерыва между свитами и не было отличий в степени тектонической деформированности.

Наиболее полный и хорошо обнаженный разрез описан в Саракино на севере острова (см. рисунок). От берега моря вверх по склону почти в горизонтальном залегании выходят на поверхность (снизу вверх).

Мощность, м

1. Пемзовый песок белый, разной зернистости, плохо и хорошо сортированный, нередко со следами окатанности зерен, неслоистый или тонко-горизонтально-слоистый, местами с элементами градационности, высокопористый, слабой крепости, без фауны 4
2. Пемза и пемзовые конгломераты и песчаники, сходные со слоем 1. В целом же слой более грубый и менее слоистый. Изредка встречаются моллюски и фораминиферы плохой сохранности 5

3. Песчаники витрокластолитовые, довольно крепкие, тонкослоистые, местами довольно хорошо сортированные, интенсивно смяты в мелкие лежащие складки, т.е. конволотно-слоистые..... 1.5
4. Наиболее грубокlastическая конглобрекчиевая пемза — один или два потока, разделенных песчаниками с градационной слоистостью. Фауны нет. Размер пемзовых обломков до 20—30 см и крупнее 25
5. Песок пемзовый и витрокластовый, биотурбированный, известковый, слоистый, с богатой фауной донных фораминифер, с обильными спикулами кремневых губок, члениками криноидей, обломками пелеципод, гастропод, брахиопод, мшанок. Пирокластический материал в основном переотложенный и смешанный с кремневым и карбонатным биоморфным. Танатоценозы планктонных (26 видов) и бентосных (50 видов) фораминифер богатые. Планктонные фораминиферы представлены в основном тропическими *Globigerinoides guber* (d'Orbigny), субтропическими *Globigerina inflata* (d'Orbigny) и экваториально-тропическими (*Globigerinoides trilobus triloba* Schwager) видами. Умеренные формы встречаются редко (*Globigerina graebulloides* Blow). Большинство из них принадлежит видам, заходящим на мелководье. Среди бентосных фораминифер доминируют представители отряда *Rotaliida*. Довольно много *Bulimina marginata* d'Orbigny. Глубинный диапазон обитания видов, встречающихся в слое, довольно широк (5—800 м), однако здесь присутствуют виды, ныне обитающие на глубинах 5—58 м (*Rosalina globularis* d'Orbigny), 16—203 м (*Bolivina albatrosi* Cushman) [Саидова, 1975] 4
6. Пемзовые конглобрекнии, аналогичные слою 4 10
7. Диатомиты сильнопеплстые, с пемзокластами, с радиоляриями и спикулами губок, слабой крепости, высокопористые, известковые (от 1 до 50%), переходящие в известняки кремниевые и пеплстые, а также в витрокластолиты и пемзокластолиты. Известковый материал — биогенный: бентосные и планктонные фораминиферы, иглы ежей и членики криноидей, обломки раковин пелеципод, гастропод, брахиопод и др. Танатоценозы бентосных и планктонных фораминифер в видовом и количественном отношении беднее слоя 5. Изменяется и общий облик танатоценозов. Среди планктонных увеличивается роль умеренных видов *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg), *Globigerinita glutinata* (Egger). Увеличивается число океанических форм. В составе бентосных резко повышается роль представителей отряда *Buliminida* и *Cassidulinida*, (*Cassidulina neocarinata* Thalman), обитающих на больших глубинах и относительно более высоких широтах. Раковины планктонных и бентосных фораминифер уменьшаются в размерах, в средней части слоя резко падает численность бентосных фораминифер. В диатомовом комплексе преобладают умеренно тепловодные и неритические виды: *Thalassiosira oestrupii* (Ostenf.) Pr.-Lavrenko, *T. lineata* Jouse, *Chaetoceras* sp. (споры). Сублиторальные виды единичны: *Nitzschia punctata* Grun, *Diploneis* sp. Немногочисленные кокколитофориды представлены в основном видами *Cyclococcolithus macintyreii* Bukry, *Helicopontosphaera kamphtheri* Hay, Mohlag и другими мелкими кокколитами. 8—10
8. Пемзовые конглобрекнии и грубозернистые пески и песчаники, сходные со слоями 4 и 6. Фауна и флора не обнаружены 2.5
9. Диатомиты и известняки, переходящие в витрокластолиты, аналогичные слою 7. По распределению фауны и флоры намечаются три горизонта: верхняя и нижняя части близки друг к другу и отличаются от средней. В подошве и кровле слоя среди довольно немногочисленных планктонных фораминифер доминируют умеренные виды, аналогичные видам слоя 7. Среди бентосных, как и в слое увеличивается роль *кассидулинид* и особенно *булиминид*. Комплекс диатомей в подошве обедненный неритический умеренно холодноводной природы: *Thalassionema nitzschioides* Grun, *Rhizosolenia styliformis* Brightw, *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cl., *Triceratium favus* V.H. В кровле диатомей также немногочисленны и представлены неритически-сублиторальной флорой умеренно холодноводной природы: *Diploneis bombus* Ehrenberg, *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cl., *Coscinodiscus perforatus* Ehrenberg. Кокколитофориды по-прежнему немногочисленны и, помимо аналогичных в слое 6, в кровле встречен относительно литоральный вид *Braarudosphaera bigelowii* (Grun., Braarud). В средней части увеличивается роль субтропических, тропических и экваториально-тропических фораминифер. Среди бентосных возрастает доля тепловодных обитателей сублиторали *Ammonia becca-*

gii (Linne), Neosporbina orbicularis (Terquem и др. В составе диатомей появляются умеренно тепловодные виды..... 4

10. Пемзовые конглобрекчи и песчаники, аналогичные слоям 4, 6, 8. Фауна и флора не обнаружены..... 20

11. Диатомиты и известняки, аналогичные слоям 7, 9, переходящие в витрокластолиты. Слоистость тонкая, часто миллиметровая. Планктонные фораминиферы представлены большим набором видов, среди которых много раковин умеренных *Globigerina bulloides d'Orbigny*, *G. pachyderma* (Ehrenberg), *Globigerinoides sacculifer* (Brady). Наряду с ними встречаются тропические *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny), экваториально-тропические *Globigerinoides trilobus* Schwager и др. Фауна бентосных фораминифер богатая (до 60 видов), формы крупные, в основном из отряда *Rotaliida*. Увеличивается роль субтропических обитателей сублиторали *Bolivina albatrossi* Cushman, *Heterolera*, *praecincta* (Karrer), *Rosalina globularis* d'Orbigny и особенно *Nonion grateloupi* (d'Orbigny). Диатомеи образуют смешанные комплексы: а) океанско-неритический, представленный такими видами, как *Thalassiosira lineata* Jouse, *T. oestrupii* Pr. Lavrenko (тропический вид), *Coccolithus perforatus* Ehrenberg; б) литоральный морской — *Grammatophora undulata* Ehrenberg, *Cocconeis scutellum* Ehrenberg, *Diploneis bombus* (Ehrenberg), *Amphiroga* и др. Радиолярии *Litomitra* sp., *Spongodiscus* sp. Кокколитофориды наиболее представительны: *Cyclococcolithus macintyreii* Bramlette, Buhry, *Helicorontosphaera campneri* Nau, Mohlar (литоральный вид); *Rhabdosphaera clavifera* Murray, Blackman, *Pseudoemiliana lacunosa* (Kamptner) Cartner, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Sciller, *Braarudosphaera bigelowi* (Grun. Braarud) Deslandre (литоральный вид) и один переотложенный палеоген-неогеновый вид *Sphenolithus moriformis* (Bronnimann, Strander) Bramlette. Wilcoxon..... 10

12. Пемзовые конглобрекчи и песчаники слабой крепости, аналогичные слоям 4, 6, 8 и 10. 8

Общая мощность слоев 1—12—102 м. Истинная мощность саракинской свиты, — вероятно, 150—200 м, но все равно остается малой. Выше залегают плейстоценовые вулканогенно-осадочные и вулканические образования.

Литологический состав свиты разнообразный, но тем не менее определенный. Все литотипы можно объединить в две группы: пемзовую и диатомитовую. Оба названия условны, особенно второе, так как включает разнообразные петро- и литотипы. Пемзовые породы и слои белые, так как сложены кислым, риолитовым стеклом и пемзой с небольшим количеством вкрапленников кристаллов олигоклаза, андезина, калишпата и кварца или их кристаллокластов. Пемзовые брекчи, конглобрекчи и реже конгломераты несортированные, наряду с крупными (до 0,6 м и более) заключают большое количество более мелкого дресвяно-песчаного материала и пыли. Слоистость отсутствует или плохо выражена. Наряду с угловатыми обломками, часто с рваными контурами, нередко окатанные пемзокласты. Вариации в размерах пустот значительные (от 0,03 до 1—2 мм и более), чаще всего они сплюснутые. Показатель преломления стекла варьирует от 1,476 до 1,495. Мощность таких слоев 1—5 м, реже до 10 м.

Между грубообломочными пемзокластами, обычно сменяя их по разрезу, залегают более тонкие, гравийно-песчаные и пылеватые, чаще всего хорошо слоистые пемзокластолиты с заметной, иногда средней и хорошей сортировкой, с более окатанными зернами, мощностью 0,5—10 м. Это несомненно уже гидродинамически (а возможно, и аэродинамически) переотложенные накопления пемзовых пирокластических потоков, к которым следует относить большую часть

непереотложенных пемзовых брекчий и конглобрекчий. Таким образом слоистые породы — это пемзовые тефroidы. Некоторые литотипы отличаются четкой конволютной слоистостью оползания или солифлюкционного течения (слой 3). Это указывает на первичные уклоны дна островного моря, возможно, на склоны вулканов. Пемзовые пески и гравелиты с клиновидными косослоистыми сериями (мощностью до 0,5 м) могут быть золowymi.

Диатомито-известковая группа литотипов объединяет слои, чаще всего сложенные сильно смешанными двух-, трех- и четырехкомпонентными породами, в которых нередко содержатся поровну витрокласты, скорлупки диатомей, планктонные и донные фораминиферы и известковые микробиокласты с примесью спикул губок и панцирей радиолярий. Глинистого и более крупного терригенного материала, как правило, нет или содержится в малом количестве. Поскольку диатомей чаще всего преобладают (от 30 до 90%) и являются фоновыми компонентами, то породы назывались диатомитами слабопеплистыми (витрокластов 5—15%), сильнопеплистыми (витрокластов 15—30%) или витрокластовыми, слабоизвестковистыми (5—15% CaCO_3) или сильноизвестковыми (15—30%). При преобладании (свыше 35%) витрокластов породы назывались витрокластолитами слабо- или сильнокремнистыми (диатомей, радиолярии и спикулы губок), слабо- или сильноизвестковыми, а при преобладании известкового вещества (свыше 35% CaCO_3) — известняками слабо- или сильнопеплистыми, слабо- или сильнокремниевыми, иногда в той или иной мере глинистыми.

Диатомей — разнообразные в основном морские, дисковидной, шарообразной, треугольной и иной формы, довольно крупных размеров (0,2—0,3 мм, единично — до 0,5 мм). Господствующими становятся мельчайшие (диаметром 0,01—0,02 мм) скорлупки, круглые в сечении, а также нити, составленные из чашечек такого же размера. Радиолярии шарообразные (диаметром 0,05—0,15 мм), с четкой радиально-лучистой биогенной структурой. Реже встречаются концентрически-радиальные панцири, а также башенковидные формы. Спикулы губок чистые, бесцветные, длиной 2—3 мм, диаметром 0,02—0,07 мм. Опал спикул не затронут вторичными преобразованиями. Спикулы одно- и четырехосные.

Более разнообразны известковые биоконпоненты. Часто преобладают донные или планктонные фораминиферы разной сохранности, нередко битые. Стенки первых темные, микритовые, иногда агглютинированные, а стенки планктонных — светлые, прозрачные, т.е. упорядоченные по субпараллельному, радиальному расположению коллоидных фибр — кристаллитов. Это чаще всего глобигерины. Раковины остракод единичные. Часто встречаются монокристаллические членики криноидей и морских ежей, обломки пелеципод, гастропод, брахиопод, мшанок, красных, зеленых и синезеленых водорослей. Встречается также наннопланктонный, кокколитофоридовый известковый материал. Доля диагенетического кальцита невелика, некоторые породы (диатомиты, витрокластолиты, пемзовые породы) нацело неизвестковые. Часто присутствует глауко-

нит (до 5%) в виде сфероагрегатных зерен зеленого цвета — большей частью мобилизованный (перемытый) на дне моря, т.е. эдафогенный. Но местами он выполняет камеры фораминифер или трещинки, т.е. является аутигенным.

Основная часть пород слабосцементированная и остается рыхлой, пачкающей руки. Наряду с ними некоторые участки конкрециевидного типа и прослои сцементированы более крепко кремневым аутигенно-глинистым, чаще всего смектитовым веществом — кальцитом, иногда цеолитами. Пористость пород остается большой (15—50%).

Слоистость горизонтальная, нередко градационная, иногда мелкая (серии до 10—15 см) косая, косоволнистая, волнистая. Возможно некоторые слои и пачки имели золую фазу переработки.

Литогенетические признаки отложений саракинской свиты менее определены, чем в проватаской свите. Их можно толковать и как доказательство мелководности, и как доказательство (хотя и менее весомое) глубоководности. К последним относятся обилие планктона (фораминиферового, диатомового, радиоляриевое и кокколитофоридового), часто тонкий гранулометрический состав, градационная слоистость и др. Однако наличие косоволнистой слоистости, господство прибрежных и мелководных форм биоса (водоросли, кораллы, мшанки, моллюски, криноиды и др.), мощные пемзовые брекчии и т.п. указывают на литоральные, сублиторальные, на контрастные по гидродинамике обстановки: то высокодинамичные, с большой механической энергией, в том числе, вероятно, волноприбойные, то тиховодные, лагунные.

Позднеплиоценовый возраст саракинской свиты устанавливается по богатому комплексу планктонных и донных фораминифер. Во всех слоях разреза свиты, содержащих органические остатки, начиная со слоя 5, постоянно и в значительном количестве встречается планктонный вид фораминифер *Globorotalia inflata* (d'Orbigny), а также в меньших количествах плиоценовые виды *Globoquadrina acostaensis* Blow, *Globigerinoides bolli* Blow и в верхней части разреза (слой 11) *Globigerina bulbosa* Le Roy. В слое 5 в значительном количестве обнаружен планктонный *Globigerinoides oblicuus extremus* Bolli and Bermudez. Постоянно, начиная со слоя 7, встречается, хотя и с различной плотностью (от единиц внизу до 10 экз. в верхней части), *Globigerina rachyderma* (Ehrenberg). Среди бентосных фораминифер, начиная со слоя 7, постоянным является *Vulimina marginata* d'Orbigny, возрастной диапазон которой — конец среднего плиоцена — плейстоцен. Часто встречается *Vulimina corsiniana* Perconig (средний плиоцен—плейстоцен), *V. elongata* d'Orbigny (верхний плиоцен—плейстоцен), *Elphidium advenum* (Cushman) (верхний плиоцен—плейстоцен) и др. Подавляющее большинство обнаруженных бентосных фораминифер относится к отряду *Rotaliida* (роды *Elphidium*, *Nonion*, *Ammonia*), больше характерному для отложений плейстоцена, чем плиоцена. В целом во всех исследованных группах организмов (фораминифер, диатомей, кокколитофорид), за исключением названных выше трех видов планктонных фораминифер, присутству-

ют неоген-четвертичные виды. Чисто плейстоценовые виды не обнаружены, хотя по общему облику вся фауна и флора, особенно начиная со слоя 7, близка к четвертичной.

Окончательного решения вопроса о границе плиоцена и плейстоцена нет. Интервал неопределенности велик: от 1 до 2,8 млн лет. В СССР граница плиоцена и плейстоцена принимается по подошве чаудинских морских слоев в эталонном черноморском разрезе, что отвечает традиционной границе в Италии — между сицилийским (вверх) и виллафранкским (внизу) ярусами. По палеомагнитной шкале этот рубеж соответствует квемонатанебскому (Кобб-Маунтин) событию прямой полярности с возрастом 1,08—1,12 млн лет.

Отложения саракинской свиты, как это ясно из приведенных форм, относятся к верхнему плиоцену и соответствуют, по-видимому, верхней части пьаченского яруса (астийскому региоярусу, слой 5) и калабрийскому ярусу (слои 7—12). По Ф. Барбиери [Barbieri, 1967], граница между ними находится на уровне 2,2-2,4 млн лет. По шкале, предложенной М. Чита [Cita, 1975], для морских отложений Западного Средиземноморья слой 5 может соответствовать зоне MPI 5 (или ее части), а слои 7—12 — зоне MPI 6. Последняя охватывает интервал 2,3—1,8 млн лет и находится в изохроне обратной полярности Матуяма [Шкала..., 1985]. В целом зоны MPI 5 и MPI 6 соответствует зоне N 21 (3—1,8 млн лет) по универсальной шкале У. Блоу [Blow, 1969].

Комплексный анализ фауны и флоры позволяет восстановить основные климатические параметры, батиметрию и эволюцию климата в позднем плиоцене. Но основой климатических построений было распределение планктонных фораминифер и диатомей. При батиметрическом анализе учитывалось распределение всех обнаруженных групп фауны и флоры, хотя и здесь большую часть составляли фораминиферы, но уже бентосные.

Все определенные виды планктонных фораминифер разбиты на климатические группы в соответствии с представлениями об их распределении в открытой части Атлантического океана [Оськина и др., 1982]. В каждом образце было подсчитано число видов разных климатических групп и по их набору определены типы танатоценозов: умеренные, умеренно субтропические, субтропические, контрастные умеренно тропические и тропические. Смена этих танатоценозов по разрезу — основа палеоклиматических интерпретаций. Построенная палеотемпературная кривая хорошо коррелируется с палеотемпературными данными, полученными по скв. 132 DSDP в Западном Средиземноморье [Thunell, 1979].

На палеотемпературной кривой в ее нижней части виден климатический оптимум, отвечающий времени формирования слоя 5, для которого характерно: 1) преимущественное распространение тропических, экваториально-тропических и субтропических планктонных и бентосных фораминифер; 2) частая встречаемость планктонного *Globigerinoides guber* (d'Orbigny), обитающего ныне в поверхностном 50-метровом слое воды; 3) резкое преобладание бентоса над планктоном; 4) преобладание в составе бентосных фораминифер

мелководных теплолюбивых роталиид; 5) обилие спикул губок; 6) отсутствие диатомей, кокколитов и радиолярий, значительная часть которых, как известно, предпочитает глубины открытого моря. Все это позволяет предположить, что накопление слоя происходило в мелководной (литораль или сублитораль) хорошо прогреваемой зоне моря во время второго климатического этапа, именно в течение его 13-й фазы (позднеастийское межледниковье), когда климат был очень теплым, сухим на побережье и влажным в предгорьях, с температурой морской воды летом $+24^{\circ}\text{C}$, зимой $+12^{\circ}\text{C}$ [Зубков, 1983].

После этого климатического оптимума палеотемпературная кривая отражает общий тренд к похолоданию, на фоне которого можно выделить две фазы похолодания (слои 7 и 9) и относительного потепления (слой 11). Для слоев 7 и 9 (за исключением его верхней части), сходных как в литологическом отношении, так и по составу органических остатков, характерно доминирующее значение (особенно в слое 9) холодноводной морской фауны и флоры: планктонных *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg), *Globigerinita glutinata* (Egger), бентосных фораминифер *Cassidulina neocarinata* Thalman, умеренно тепловодных океаническо-неритических видов диатомей *Thalassiosira lineata* Jouse и умеренно холодноводных *Thalassionema nitzschoides* Grun и др. С этим согласуются: более глубоководный характер бентосной фауны фораминифер, например *Gyroidinoides soldanii* (d'Orbigny), которая живет ныне на глубинах до 1196 м [Murray, 1971]; единичная находка в слое 7 литорального вида диатомей *Nitzschia punctata* Grun и отсутствие таковых в подошве и кровле слоя 9; падение численности раковин планктонных и бентосных фораминифер наряду с уменьшением их размеров; резкое увеличение видового разнообразия и количества скорлупок диатомей.

Середина слоя 9 и слой 11 сходны по фаунистической и флористической характеристикам: танатоценозы фораминифер смешанные — наряду с умеренными видами *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg), *Globigerinita glutinata* (Egger) и др. встречаются экваториально-тропические *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny), *Nonion grateloupi* (d'Orbigny) и др. Раковины фораминифер увеличиваются в размерах, повышается их численность. Диатомеи представлены в основном литоральными видами, кокколитофориды обильны, среди них также много литоральных форм.

Из всего этого можно сделать вывод, что средняя часть слоя 9 и слой 11 формировались в условиях холодного субтропического климата. Наличие контрастных танатоценозов (смешанных экваториально-тропических и умеренных форм) свидетельствует о мелководных условиях осадконакопления. Возможно, этим подтверждается гипотеза периодического поступления арктических вод в Атлантику и Средиземное море и, наоборот, вод Атлантики — в Арктику, временами изолировавшейся от Атлантики или соединяющейся с нею. Подтверждением служит факт одновременного обнаружения в калабрийских слоях Средиземноморья (2,3—2,2 млн лет назад) северных форм и атлантических "гостей" в Беринговом проливе. Это могло быть результатом "обрушения" моста Туле или резкого

увеличения глубин на Фареро-Исландском пороге. Тогда холодные и опресненные воды Норвежского моря в виде сильного течения, проходившего вблизи берегов Европы, проникли через Гибралтар в Средиземном море. Это течение могло иметь стоковый характер и действовало на протяжении конца 12-го и всего 11-го суперклимата. Одновременно соленые глубинные воды Атлантики стали поступать в Арктический бассейн и проникать до Аляски. Такое противоборство течений, возможно, определяло климат всего Северного полушария в 3-й климатический период, который характеризовался многочисленными флуктуациями и неустойчивостью [Зубаков, 1983, с. 88—89].

По времени формирования слои 7, 9 и 11 могут отвечать 3-му климатическому этапу, его 10-й фазе развития Средиземноморья (2,03—1,87 млн лет), с температурой воды летом +23°C, зимой +14°C. Вместе с холодными североатлантическими водами проникала холодноводная морская фауна. Но в целом климатический режим был неустойчивым.

Палеотемпературная кривая по фораминиферам уверенно коррелируется с верхней частью генерализованной кривой, построенной по разрезам Южной Атлантики [Zachariasse, Spaak, 1983].

Хотя геологическая летопись осадочных пород, сохранившихся от размыва над уровнем моря, неполна, основные черты истории развития острова восстанавливаются определенно. Отсутствие палеогеновых, а также, возможно, части меловых и миоценовых отложений и залегание верхнемиоценовых (возможно, и среднемиоценовых) слоев на метаморфическом фундаменте острова, по-видимому, надо связывать с континентальным перерывом в осадконакоплении. После него — на 1-м этапе осадконакопления — формировались довольно высокозрелые бескарбонатные континентальные конгломераты и песчаники, вероятно, в гумидных условиях. Но основное содержание позднемиоценового этапа — карбонатное мелководное осадконакопление, главным образом биогенное и лишь отчасти хемогенное, указывающее на аридность климата. Море было мелким, теплым, терригенный снос небольшим, темпы прогибания и осадконакопления слабым и вялыми. В этих условиях перерывы в осадконакоплении превышали периоды седиментации. Во время таких перерывов над и под водой происходило элювиирование осадков и формирование различных типов надводного и подводного элювия — метасоматитов известкового и доломитового состава. В этот период территория о-ва Милос, вероятно, входила в состав более крупной геологической области с субплатформенным режимом развития и без существенного участия вулканизма.

Второй этап осадконакопления — позднеплиоценовый. Он наступил после значительного перерыва (ранний плиоцен). За раннеплиоценовое время произошла определенная перестройка структурного плана, и складчато-разрывная деформация миоценовых отложений в целом не интенсивная. Вероятно, основное содержание этого этапа — заложение современной структуры Южно-Эгейской островной дуги, что связано с растягивающими напряжениями, которые привели к

вспышке вулканизма. Преобладание пемзовых и витрокластических вулканитов риолитового и дацитового состава ясно свидетельствует о зрелости земной коры с хорошо развитым сиалическим слоем. Более основные вулканиты — лишь андезиты, что также указывает на коровый источник магмы.

Осадконакопление происходило в основном в мелководных, неритовых условиях, хотя временами глубины были большими и, возможно, достигали многих сотен метров. Пемзовые кластолиты, нередко перемытые, т.е. тефрогенные (тефроидные), в целом накапливались быстро и документируют извержения вулканов, центры которых находились как в пределах современных границ острова, так и вне его. Широкое развитие смешанных диатомово-известково-витрокластолитовых пород указывает на сильное перемывание и переотложение как первичного пирокластического, так и биогенного материала, что осуществлялось в основном донными течениями и отчасти волнением, иногда мутьевыми потоками.

Небольшие мощности (без пемзокластовых слоев — 50—60 м) определялись малыми темпами седиментации и давали возможность развития подводного элювирования, в частности биотурбирования осадков, а также образования твердого дна, или панцирей. В то же время такие платформенные мощности указывают на вялость тектонических движений и жесткость коры острова и, вероятно, всей островной дуги. Все это подчеркивает энсиаличность Южно-Эгейской островной дуги и заложение ее на гранитно-метаморфическом слое. В ее пределах в неогене преобладали восходящие движения (поднятия), а основное осадконакопление совершалось в глубоководных условиях вблизи островов. В плиоцен-четвертичное время там, вероятно, накапливались турбидиты и коллювиальные отложения, переслаивающиеся с планктоногенными известковыми и кремневыми.

В течение неогена произошла довольно значительная эволюция климата. Вероятно, в первой половине миоцена климат был теплым и влажным, о чем свидетельствует зрелость обломочного материала и бескарбонатность базальных конгломератов. Поздний миоцен более определенно характеризовался аридным жарким климатом, создавшим условия для карбонатакопления, включая и доломитообразование. Если на острове условия были субэвапоритными, то на большей части Средиземного моря происходило в это время массовое соленаккопление, по данным И.С. Чумакова (1981 г.), особенно интенсивное в мессинском веке. После перерыва в раннем плиоцене возобновившееся в позднем плиоцене осадконакопление имело уже другой характер. Хотя климат в начале этого этапа оставался еще теплым и отчасти сухим, но более открытый морской режим, большие глубины и, вероятно, возникший апвеллинг способствовали развитию известкового и кремневого планктона и формированию смешанных известково-кремневых осадков. Существенным компонентом осадочного процесса стал интенсивный кислый вулканизм, также, возможно, способствовавший пышному развитию кремневых организмов. Но особенно существенно его влияние своей твердой

фазой — пемзо- и витрокластикой, слагающими туфы (в основном пирокластические потоки) и тефроидные конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты.

Палеобиотемпературный анализ отчетливо показывает постепенное, хотя и циклически совершающееся похолодание к концу плиоцена, что отражает общее похолодание в Северном полушарии в связи с развивавшимся оледенением, а также и тектоническую перестройку в Северной Атлантике. Палеобиобатиметрический анализ указывает одновременно и на углубление акваторий вокруг о-ва Милос, что отражает заложение современной Южно-Эгейской островной дуги и сопряженных с нею глубоководных впадин. Полевые наблюдения и отбор образцов горных пород проведены Х.Э. Папастергиу, в лабораторном изучении участвовали соавторы. Большую помощь в определении планктонных фораминифер оказали В.Г. Куренкова и Н.С. Блюм, диатомеи определены В.В. Мухиной, а кокколитофориды — О.Б. Дмитренко. Всем им авторы благодарны.

ЛИТЕРАТУРА

Зубаков В.А., Борзенкова И.И. Палеоклиматы позднего кайнозоя. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 214 с.

Оськина Н.С., Иванова Е.В., Блюм Н.С. Климатическая зональность Атлантического, Индийского и Тихого океанов в плиоцене // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264; N 2. С. 400—407.

Саидова Х.М. Бентосные фораминиферы Тихого океана. М.: Наука, 1975. 240 с.

Шкала геологического времени / У.Б. Харленд, А.В. Кокс, П.Г. Ллевеллин и др. М.: Мир, 1985. 139 с.

Barbieri F. The Foraminifera in the Pliocene section Vernesca-Castell'Arquato including the "Piacenzian" stratotype (Piacenza Province) // Mem. soc. ital. sci. natur. 1967. Vol. 15, fasc. 3. P. 145—163.

Blow W.H. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy // Proc. First Intern. Conf. Plankton. Microfossils. Geneva, 1967. Leiden: Brill, 1969. P. 130—138.

Cita M.B. Planktonic Foraminiferal biostratigraphy of the Mediterranean Neogene // Progress in micropaleontology. N.Y., 1975. P. 47—68.

Murray J. An atlas of British recent Foraminiferids. L., 1971. 244 p.

Fytikas M.D. Geological and geothermal study of Milos Island // Geol. and Geophys. Res. 1977. Vol. 18, N 1. P. 221.

Thunnell R.C. Pliocene-Pleistocene paleotemperatures and paleosalinity history of the Mediterranean sea // Mar. Micropaleontol. 1979. Vol. 2, N 4. P. 173—187.

Zachariasse W.J., Spaak P. Middle Miocene to Pliocene paleoenvironmental reconstruction of the Mediterranean and Adjacent Atlantic Ocean: Planktonic foraminiferal record of Southern Italy // Utrecht Micropaleontol. Bull. 1983. Vol. 30. P. 139.

В. И. Мельник, Ю. Н. Демедюк

СТРОЕНИЕ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЙ ЦИКЛОТЕМЫ ГЛУБОКОВОДНЫХ ОСАДКОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Позднечетвертичные глубоководные осадки южной части Черного моря, образующие единый комплекс, вскрыты нами более чем 200 грунтовыми трубами. Они достаточно четко расчленяются на три литологических горизонта, установленных для всего бассейна ранее [Арангельский, Страхов, 1938].

В нижней части комплекса выделяется новозвксинский горизонт, отложения которого вскрыты повсеместно. Максимальная видимая их мощность — 437 см. Наиболее полные разрезы этих отложений приурочены к выпуклым поверхностям западного и восточного (кавказского) континентальных склонов, а также к северо-восточным склонам хребта Архангельского. Минимальные же мощности наблюдаются в зоне сочленения материкового склона и шельфа.

Отложения новозвксинского горизонта представлены терригенными, в основном пелитовыми, образованиями серого до черного цвета, с повышенными плотностью и вязкостью. Они нередко содержат прослон (до 2 см), обогащенные песчано-алевритовым материалом, и характеризуются мегапелитовой, лептопелитовой и алевропелитовой микроструктурами, беспорядочной, микропятнистой и гнездовой микротекстурами.

На новозвксинских отложениях залегают осадки древнечерноморского горизонта максимальной мощностью до 552 см. Повышенные (400 см и более) мощности этих осадков отмечаются в северных абиссальных областях южной части Черного моря и в Центрально-Анатолийской области, пониженные (25—100 см) — на Анатолийском и восточном континентальных склонах минимальные (1—25 см) — в русловых частях подводных долин и каньонов.

Древнечерноморские осадки представлены переслаивающимися терригенными, терригенно-биогенными и биогенными пелитовыми породами плотными и мягкими. В этих осадках иногда встречаются прослон, линзы, гнезда (мощностью до 5 см), обогащенные песком и песчано-алевритовым материалом. Для осадков этого горизонта характерны фитопелитовые, пелитовые (лептопелитовые, мегапелитовые), алевропелитовые, реже псаммопелитовые микроструктуры и микрослоистые (микролинзовидные), более редко микропятнистые и беспорядочные микротекстуры.

В верхней части разреза позднечетвертичного осадочного комплекса южной части Черного моря залегают осадки новочерноморского горизонта, мощностью 1—437 см. Повышенные (более 200 см) их мощности наблюдаются на абиссальной равнине вдоль Анатолийского континентального склона, низкие (до 100 см) — в осевых частях

подводных каньонов, долин и их конусов выноса на абиссальной равнине. Мощность этих осадков в западных областях южной части Черного моря выше, чем в восточных, соответственно 120—180 и 80—110 см.

Новочерноморские осадки представлены переслаивающимися терригенными, терригенно-биогенными и биогенными (кокколитовидными), обычно пелитовыми разностями различной консистенции. Часто в разрезе этих осадков встречаются прослои и линзы (гнезда) с повышенным количеством песка и алеврита, мощностью до 5—12 см. Новочерноморским образованиям присуща мегапелитовая, фитопелитовая и лептопелитовая, реже алевритовая, псаммопелитовая, фитоалевритовая, псаммоалевропелитовая, микроструктуры; из микроструктур — микролинзовидная, хлопьевидная, чешуйчатая, струйчатая, беспорядочная и микропятнистая.

Характерная черта позднечетвертичного комплекса осадков южной части Черного моря — наличие в них макро- и микрослоистости, степень выраженности которой в разрезе неодинакова. Яснее всего она выражена в осадках древненовочерноморской толщи, где четко проявляются черты цикличности. В строении этой толщи можно выделить ряд циклитов, в основании которых залегают слойки терригенных образований, выше — терригенно-биогенных, а завершают циклит биогенные осадки. Мощность таких единичных циклитов изменяется от долей миллиметра до 65 см. В разрезе древненовочерноморского чехла осадков количество циклитов изменяется от 1 до 60 (редко более). Часто встречаются и асимметрично построенные циклиты или в их строении отсутствует какая-либо часть.

Проведенное сопоставление установленной цикличности показывает, что в южной части Черного моря общие тенденции строения сохраняются во всех осадочных разрезах. И в то же время весьма затруднительно провести детальную корреляцию осадков, иногда даже по двум рядом расположенным изученным разрезам. На формирование циклитов в каждом конкретном месте большое влияние оказывали местные гидрологические, гидродинамические и гидрохимические факторы, а также биопродуктивность этих участков бассейна на этапе формирования определенных циклитов. Эти взаимосвязанные характеристики условий накопления глубоководных осадков показывают уровень гидроэнергетического потенциала как бассейна седиментации в целом, так и отдельных его участков.

Чем выше уровень гидроэнергетического потенциала, тем выше гидродинамическая активность водных масс, которая способствует гидрологической однородности, устойчивым гидрохимическим условиям и вместе с тем снижает биопродуктивность бассейна седиментации. И наоборот, чем ниже гидроэнергетический потенциал, тем меньше гидродинамическая активность, появляется гидрологическая и гидрохимическая расслоенность, а также повышается биопродуктивность бассейна седиментации или его участка.

В условиях повышенного уровня гидроэнергетического потенциала бассейна седиментации формируются главным образом терригенные образования обычно с плохо выраженной слоистостью. Падение же

уровня гидроэнергетического потенциала, влекущее за собой изменение всех взаимосвязанных характеристик условий накопления осадков, приводит к накоплению терригенно-биогенных, а при наиболее низких значениях этого уровня — биогенных осадков. Незначительные по масштабам проявления как во времени, так и по площади пульсации уровня гидроэнергетического потенциала участков бассейна седиментации в конечном итоге обуславливают (наряду с возможным процессами миграции седиментационных обстановок) наблюдаемую мелкую цикличность в строении древненовочерноморских осадков босфоро-анатолийской части Черного моря.

В строении всей позднечетвертичной толщи осадков южной части Черного моря также проявлен элемент цикла, но более высокого ранга. Это дает возможность рассматривать комплекс позднечетвертичных осадков изучаемой части Черного моря как циклотему (в трактовке Н.Б. Вассоевича, М.Г. Бергера [1983]), представляющую собой сложно построенный единый закономерно-слоистый осадочный чехол.

Формирование позднечетвертичной циклотемы глубоководных осадков южной части Черного моря происходило в две фазы. Новозвксинские терригенные отложения, слагающие основание циклотемы, сформировались в условиях повышенного гидроэнергетического потенциала бассейна седиментации и знаменуют первую фазу в накоплении позднечетвертичной циклотемы. Верхнюю часть циклотемы слагают древненовочерноморские терригенно-биогенные и биогенные образования, характеризующиеся достаточно хорошо выраженной цикличностью. Они сформировались во вторую фазу в условиях более низкого пульсирующего, но с тенденцией к повышению уровня гидроэнергетического потенциала бассейна седиментации. Характерной особенностью позднечетвертичной циклотемы глубоководных осадков босфоро-анатолийской части Черного моря являются мощные зоны постепенных переходов между слагающими ее элементами.

Проведенные исследования позволяют прийти к заключению, что в условиях южной части Черного моря накопление терригенных образований возможно при повышенном уровне гидроэнергетического потенциала бассейна седиментации, а накопление биогенного материала, наоборот, — при более низком. Эта закономерность проявлена как в строении позднечетвертичной осадочной толщи по всей площади изучаемой части Черного моря, так и в пределах локальных ее участков в строении отдельных интервалов разреза этой толщи.

ЛИТЕРАТУРА

Арахангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.

Вассоевич Н.Б., Бергер М.Г. Седиментационная цикличность // Справочник по литологии / Под ред. Н.Б. Вассоевича, В.Л. Либровича, Н.В. Логвиненко, В.И. Марченко. М.: Недра, 1983. С. 68—85.

В.П. Усенко, И.Б. Щербаков, С.Н. Довбыш

ДОННЫЕ ОСАДКИ КОНУСА ВЫНОСА РЕКИ АМАЗОНКИ

(литолого-геохимическая характеристика)

Во время 28-го рейса НИС "Академик Вернадский" в пределах полигона, расположенного в 300 милях от устья р. Амазонки по нормали к береговой линии, были подняты четыре колонки донных осадков. Две из них (ст. 4166, глубина 3370 м и ст. 4120, глубина 3720 м) находятся в нижней части выноса, две другие (ст. 4212, глубина 3285 м и ст. 4199, глубина 3012 м) — в его периферической зоне на поднятии Демерера.

Разрезы, вскрытые на этих станциях до глубин 437—585 см от поверхности дна, имеют как сходные черты, так и различия, фиксируемые визуально и более тонкими методами исследования. Сходство заключается в том, что разрез на всех станциях сложен (сверху вниз) горизонтом окисленных коричневых илов (мощностью 21—47 см), железисто-фосфатным уплотненным прослоем 4—8 см и горизонтом серых до оливково-серых восстановленных илов (вскрытая мощность 398—539 см).

Вся толща представлена пелитовыми илами с высоким содержанием фракции $<0,01$ мм (до 90% и более) и фракции $<0,001$ мм (до 40%) (табл. 1). При этом в осадках подножия континентального склона отмечаются горизонты, обогащенные более грубозернистым материалом, преимущественно фракции 0,5—0,25 мм. Этим же материалом обогащен повсеместно и поверхностный слой осадков на всех станциях. Однако в первом случае крупные фракции сложены аутигенными образованиями гидротроилита и терригенными минералами, во втором — преимущественно фораминиферовым материалом.

Донные осадки подножия конуса выноса отличаются от осадков его периферической части, особенно в пределах нижнего восстановленного горизонта. Они представлены в верхних 30—40 см серыми до светло-серыми пелитовыми терригенными илами со слабым зеленоватым оттенком. В нижней, большей, части этого горизонта илы становятся серыми с оливковым оттенком, появляются гнезда и точечные выделения сажистого и сгусткового гидротроилита, приуроченные к горизонтальным плоскостям, расстояние между которыми 5—10 см.

Осадки восстановленного горизонта периферической части конуса выноса представлены серыми пелитовыми пластичными слабокарбонатными илами с диффузными желтовато-охристыми горизонтами и зонами, с обильными мелкими ходами илоедов, иногда с точечными выделениями гидротроилита. Карбонатность горизонта восстановленных илов у подножия конуса выноса изменяется снизу вверх от нуля до 6% CaCO_3 , в периферической зоне — от 18 до 24% (табл. 2).

Осадки подножия конуса выноса более восстановлены. Их Eh изменяется от -170 до -390 мВ в нижней, полностью бескарбонатной части

Таблица 1. Гранулометрический состав донных осадков конуса выноса р. Амазонки, %

Интервал, см	Фракция, мм						
	>1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,01	<0,01	<0,001
Станция 4166, глубина 3370 м							
0-12	—	3,48	16,27	6,12	3,48	70,63	9,01
212	—	5,76	11,52	5,34	2,48	74,90	18,94
580	—	Сл.	0,03	0,06	0,09	99,79	31,56
Станция 4120, глубина 3720 м							
15-18	—	1,04	6,68	2,56	1,83	87,89	1,56
230	0,03	0,11	0,31	0,06	0,31	99,17	19,14
470	—	0,03	0,06	0,06	0,06	99,77	18,41
Станция 4212, глубина 3285 м							
0-5	—	3,30	11,79	6,60	5,18	73,11	9,43
20-32	—	0,10	3,71	1,18	4,74	91,26	15,94
95-100	—	0,10	6,32	2,53	3,08	88,13	17,50
240	—	Сл.	0,18	0,19	0,19	99,51	40,71
492	—	0,09	3,51	1,83	2,18	92,57	12,76
Станция 4199, глубина 3012 м							
0-3	0,04	1,17	20,30	4,08	16,02	63,53	4,24
10-15	—	Сл.	0,72	0,03	0,35	98,63	27,26
60	—	0,19	5,61	1,95	2,21	89,98	20,23
200	—	0,58	5,79	1,92	1,92	89,89	31,98
437	—	0,21	6,36	4,49	3,79	85,62	17,67

Таблица 2. Карбонатность донных осадков Амазонского полигона

Ст. 4120		Ст. 4212		Ст. 4120		Ст. 4212	
Интервал, см	CaCO ₃ , %	Интервал, см	CaCO ₃ , %	Интервал, см	CaCO ₃ , %	Интервал, см	CaCO ₃ , %
0-2	55	0-2	69	240	0	310	27
15	25	20	15	242	0	495	24
21-25	2	32	15	340	0	550	18
30	6	39	12	440	0		
48	1	43	15	490	0		
235	1	150	24				

разреза, от -100 до -220 мВ в верхней, где появляется незначительное количество карбонатного вещества (табл. 3). В периферической части конуса выноса Eh восстановленного горизонта изменяется от -200 до -280 мВ в нижней части, до -50 мВ в верхней.

Залегающий выше восстановленного горизонта железисто-фосфатный прослой имеет различные строение и мощность на разных участках фациального профиля конуса выноса. У подножия континентального склона он более четко выражен, имеет меньшую мощность,

Таблица 3. Eh (мВ) и pH дождевых осадков в разрезах колонок Амазонского полигона

Ст. 4166			Ст. 4120			Ст. 4212			Ст. 4199		
Интервал, см	pH	Eh	Интервал, см	pH	Eh	Интервал, см	pH	Eh	Интервал, см	pH	Eh
0—2	—	+255	0—2	7,10	+390	0—2	—	+290	0—2	—	+350
10	—	+180	10	—	+340	10	—	+170	7	—	+280
15	7,22	—	17	7,60	+340	20	—	+180	10	7,23	+210
20	—	+180	20	7,55	+340	31	—	+175	25	—	+170
30	7,50	+180	23	7,61	+100	32	—	+180	30	—	+190
32	—	+70	25	—	-40	36	—	+175	40	—	+140
40	—	-60	30	—	-100	39	—	+150	46	7,30	+200
43	—	-100	37	—	-120	43	—	+80	47	—	+180
46	7,87	—	50	7,53	-140	44	—	-65	50	—	+120
50	—	-140	70	7,57	-160	50	—	-100	55	—	+150
65	7,73	—	100	—	-180	53	—	-110	57	—	+60
70	—	-150	150	7,60	-180	100	7,64	-130	62	7,42	-50
90	—	-170	205	—	-190	131	—	-170	90	7,76	-130
110	—	-160	238	7,61	-240	150	—	-150	110	—	-150
140	7,62	-220	240	7,59	-290	177	—	-190	123	—	-250
170	—	-170	300	—	-330	202	—	-180	130	—	-170
200	—	-210	350	—	-270	212	—	-210	150	7,60	-150
220	—	-160	400	—	-400	290	—	-180	160	—	-140
250	—	-270	450	—	-300	348	—	-250	180	—	-190
280	—	-240	519	—	-400	390	—	-170	200	—	-170
300	7,42	—	525	—	-240	435	—	-170	220	7,39	-160
310	—	-190	—	—	—	495	7,48	-280	238	—	-170
340	—	-170	—	—	—	550	—	-190	280	—	-220
370	—	-290	—	—	—	—	—	—	292	—	-200
400	—	-230	—	—	—	—	—	—	310	—	-200
430	7,61	-380	—	—	—	—	—	—	325	—	-190
460	—	-390	—	—	—	—	—	—	328	—	-170
490	—	-210	—	—	—	—	—	—	330	7,78	-220
520	—	-220	—	—	—	—	—	—	340	—	-180
550	—	-220	—	—	—	—	—	—	360	—	-200
580	—	-300	—	—	—	—	—	—	380	—	-200
									400	—	-200
									430	7,64	-200
									435	—	-200

характеризуется отрицательными значениями Eh (от -40 до -60 мВ) в своей подошве. В периферической части этот прослой более диффузный, мощность его увеличивается на несколько сантиметров, значения Eh в подошве возрастают и становятся положительными (от +80 до +150 мВ). Содержание карбонатов в этом прослое, определенное в единичной пробе на ст. 4120 в интервале 21—25 см, составляет 2% CaCO₃. Верхний горизонт окисленных осадков представлен коричневыми, светло-коричневыми, серовато-коричневыми кокколито-фораминиферовыми илами. Осадки поверхностного слоя сильно карбонатны и содержат 55% CaCO₃ у подножия конуса выноса и 69% этого компонента в периферической его части. В интервале между поверхностным слоем и железисто-фосфатным горизонтом они слабокарбонатны — 12—25% CaCO₃ (см. табл. 2). Eh осадков окисленного горизонта

изменяется вверх по разрезу колонки от +70 до +390 мВ у подножия конуса выноса и от +175 до +350 мВ в его периферической части (см. табл. 3).

Активная реакция осадков на всех станциях слабощелочная. Однако верхний окисленный горизонт имеет в целом на всех станциях более кислую реакцию (рН 7,10—7,60), чем нижележащий восстановленный (рН 7,39—7,87).

Содержание в осадке карбонатного компонента, представленного преимущественно фораминиферами и кокколитами, хорошо иллюстрирует влияние на процесс седиментации в этом районе, расположенном выше уровня компенсации, терригенного бескарбонатного вещества твердого стока р. Амазонки и карбонатного биогенного океанского.

Глинистая часть илов представлена гидрослюдой, монтмориллонитом и каолинитом, т.е. минералами комплекса взвеси Амазонки. Встречаются хлорит и гиббсит. Дисперсный кварц составляет 9—13%. Кристаллических фаз в 2—5 раз больше, чем аморфных (по Е.М. Емельянову).

Показателен также состав терригенной части алевритового ила в нижней части колонки ст. 4120 (интервал 500 см). Здесь установлено около 8% силикатных минералов мелкоалевритовой (0,02—0,04 мм) размерности. Зерна неокатанные угловатые. Небольшая часть более крупных зерен представлена слюдой, фораминиферами, стяжениями пирита. Кислый и средний плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц составляют 70% силикатных минералов. Среди прочих минералов преобладают роговая обманка, эпидот, цоизит, клиноцоизит; а также имеется немного биотита, хлорита турмалина (шерл), циркона анатаза.

Состав терригенных минералов, характерный для пород амфиболитовой фации, не оставляет сомнений в том, что их источником являются докембрийские породы Гвианского и Бразильского щитов.

Особого внимания заслуживает прослой фосфатной глины (железисто-фосфатный уплотненный прослой). Ранее никаких проявлений фосфоритов возле северо-восточных берегов Южной Америки известно не было.

На ст. 4120 фосфатная глина состоит из чередования ржаво-бурых слоев (1—2 мм) при преобладании серых. Она содержит конкреционные образования, агрегаты коллофана, глауконита и немного терригенного материала. Фосфатные конкреционные образования приурочены к ходам илоедов, окружая их в виде довольно толстых оболочек, имеющих четкие контакты с вмещающей глиной. Толщина ходов вместе с оболочками составляет 1—3 мм, суммарное содержание в породе около 25%. Фосфатное вещество рыхлое, но более прочное, чем вмещающая глина. Содержание P_2O_5 в конкреционных образованиях достигает 19%. Фосфор содержится также и во вмещающей глине. Минеральная форма фосфатного вещества не установлена: оно оказалось рентгеноаморфным. Ходы червей, а также полости раковин фораминифер инкрустированы или заполнены железомарганцевыми оксидами. От железомарганцевых конкреций оксана эти корки отличаются чрезвычайно низким (на 1—2 порядка) содержанием всех элементов-примесей.

В глине установлено несколько генетических видов глауконита и коллофана. Глауконит составляет менее 0,5% объема глины и присутствует в двух видах — плотный и рыхлый, сажистый. Содержание фосфора в плотном глауконите не превышает 0,3%, содержание коллофанового фосфорита в глинах не превышает сотых долей процента.

Терригенная составляющая глины представлена ничтожным количеством кварца и полевых шпатов пелитовой размерности. На фоне этих пылеватых частиц резко выделяются крупные (0,4—0,5 мм) единичные хорошо окатанные зерна плагиоклаза.

Состав терригенных минералов как горизонта восстановленных илов, так и железисто-фосфатного прослоя позволяет считать их источником твердый сток Амазонки. Несомненно, с этим же источником следует связывать и приток значительного количества органики — продуцента фосфора.

Необходимо отметить при этом, что органическое вещество, поступавшее в донные осадки на протяжении позднечетвертичного времени, у подножия конуса выноса и в его периферической части различалось не только количественно, но и качественно. Об этом свидетельствует характер распределения значений щелочного резерва (HCO_3^-) и содержаний сульфат-иона (SO_4^{2-}) в поровых растворах разрезов колонок ст. 4120 и 4212, отражающих особенности процесса сульфат-редукции в осадках. При общей восстановленности осадков нижнего горизонта илов интенсивность процессов сульфат-редукции привела к повышению щелочного резерва и уменьшению содержания SO_4^{2-} вниз по разрезу колонки в осадках подошвы континентального склона.

Периферической части конуса выноса достигало меньшее количество органического вещества, к тому же более инертного. Об этом свидетельствуют кривые распределения HCO_3^- и SO_4^{2-} в разрезе колонки ст. 4212.

В целом разрез рассматриваемых станций отражает историю развития седиментационных обстановок в регионе в позднечетвертичное время в связи с трансгрессией Мирового океана. Это подтверждают и такие чувствительные параметры процесса осадкообразования как Eh и CaCO_3 донных осадков, HCO_3^- и SO_4^{2-} поровых растворов (см. рис. 2), распределение реакционноспособных железа и марганца (табл. 4).

Показателен разрез колонок, представляющих подножие конуса выноса (ст. 4120) и его периферическую часть (ст. 4212). При принципиальном сходстве разрезов карбонатность в первом изменяется вниз по разрезу ступенчато: 0—15 см — 55—25% CaCO_3 , 21—30 см — 2—6%, 48—490 см — 1—0%; во втором 0—2 см — 69% CaCO_3 , 20—550 см — 15—18%.

Рассмотренный материал позволяет сделать ряд выводов палеоокеанологического аспекта: 1) падение значений карбонатности вниз по разрезу колонки ст. 4120, по-видимому, связано с низким уровнем океана, когда устье Амазонки было выдвинуто к бровке современного шельфа; 2) в зоне ст. 4212 давление твердого стока Амазонки ослабевает, в связи с чем в процессах осадкообразования

Таблица 4. Распределение реакционноспособных железа и марганца в донных осадках ст. 4166 и 4199 (% на сухое вещество)

Интервал, см	Fe ²⁺	Fe ³⁺	ΣFe	%Fe ²⁺ от ΣFe	Mn ⁴⁺
Станция 4166					
0—10	4,38	1,31	5,69	76,98	0,077
30	3,51	1,70	5,21	67,37	0,089
42	1,51	1,11	2,62	57,63	0,069
60	1,95	1,47	3,42	57,02	0,075
90	2,46	1,48	3,94	62,43	0,076
140	2,24	1,34	3,58	62,79	0,074
300	3,30	1,32	4,62	71,44	0,062
430	3,17	1,27	4,44	71,40	0,076
436	2,34	1,28	3,62	64,64	0,062
Станция 4199					
0—2	3,99	1,74	5,73	69,63	0,067
10	3,25	2,20	5,45	59,63	0,068
30	2,36	2,40	4,76	49,58	0,072
40	1,90	2,53	4,43	42,89	0,069
62	1,34	2,08	3,42	39,18	0,065
72	0,87	2,04	2,91	29,89	0,066
130	1,35	2,29	3,64	37,08	0,067
220	1,47	1,96	3,43	42,85	0,061
320	1,20	2,25	3,45	34,80	0,060
420	0,99	2,04	3,03	32,67	0,060

возрастает роль биогенного карбонатного компонента; 3) современный этап является благоприятным для развития планктона с карбонатным скелетом, что ведет к расширению зон карбоната накопления и что отмечается также для тропической части Индийского океана; 4) железисто-фосфатный прослой возник в результате процессов диагенеза на границе зафиксированного в осадке окислительно-восстановительного барьера, обусловленного изменением седиментационной обстановки. В этот отрезок времени в связи с подъемом уровня океана сток Амазонки был оттеснен к материку мощным Экваториальным течением. Этот процесс развивался постепенно, о чем свидетельствует гипсометрическое положение железисто-фосфатного прослоя относительно поверхности дна. Вначале условия седиментации сменились в периферической части конуса выноса на самой высокой гипсометрической отметке (ст. 4199), затем примерно одновременно на более низких уровнях (ст. 4212 и 4166). В последнюю очередь слаботрансформированное вещество твердого стока Амазонки перестало поступать в наиболее глубокую часть подножия конуса выноса.

В. А. Емельянов

СОВРЕМЕННОЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ГВИНЕЙСКОГО ШЕЛЬФА (Западная Африка)

В настоящем сообщении представлены результаты изучения условий современного осадкообразования и донных осадков прибрежной зоны Гвинейского шельфа, простирающегося от устья р. Нуньес на северо-западе до устья р. Форекарья на юго-востоке, от береговой линии до глубин примерно 20 м. Было изучено более 140 проб современных донных отложений, отобранных дночерпателем Петерсона объемом 0,04 м³ и прямоточной гравитационной трубкой диаметром 70 мм с борта малых экспедиционных судов в 1983—1985 гг. На борту судов проводилось первичное литологическое описание проб, дальнейшее изучение которых осуществлялось в лабораторных условиях Научно-исследовательского центра г. Конакри. Методики анализов и определений известны [Безруков, Лисицын, 1960; Логвиненко, 1967; Физико-механические..., 1981] и не нуждаются в специальном описании.

Современное шельфовое осадкообразование определяется большим числом разнообразных факторов и процессов, характерных для того или иного исследуемого района и действующих определенной промежуток времени. Среди них следует назвать физико-географическое расположение и геолого-геоморфологическое строение водосборного бассейна и шельфа, основные способы и время транспортировки осадочного материала, гидрологические, гидрохимические и гидробиологические условия его осаждения и др.

В физико-географическом отношении водосборный бассейн и шельф Гвинейского сектора Атлантического океана расположены в пределах северной тропической зоны, что обуславливает основные климатические особенности этого района с четко выраженной сезонностью. Два сезона — влажный и сухой — различаются между собой температурным и ветровым режимами и количеством выпадаемых осадков, интенсивностью речного стока, гидродинамическими и гидрохимическими характеристиками прибрежных вод.

В сухой сезон (январь—апрель) наиболее развит северо-восточный пассат, ослабевает межпассатное течение, в пределы Гвинейского шельфа вторгается или подходит близко Канарское течение. Взаимодействие указанных течений приводит к возникновению прибрежного апвеллинга. Осадков практически в этот сезон не выпадает, резко ослабевает речной сток, значительно повышается соленость прибрежных вод, постоянно наблюдается приливной фронт, совпадающий с изохалинами 34,5—35⁰/₀₀, практически отсутствует стоковая фронтальная зона. В период с января по апрель поверхность прибрежных вод в среднем выпадает 75 мг/м² золотого материала, представленного в основном кварцем, каолинитом, монтмориллонитом, иллитом, гидроокислами железа, органическими остатками.

Во влажный сезон (июль—сентябрь) северо-восточный пассат ослабевает, развивается Межпассатное противотечение, а Канарское течение не распространяется южнее 20° с.ш. Количество атмосферных осадков достигает в среднем 1300 мм. Наиболее интенсивное развитие получает и речной сток. В прибрежной зоне шельфа, особенно вблизи устьев рек, понижается соленость вод. Линия приливного фронта прослеживается по резкому изменению прозрачности воды.

В сторону берега от приливного фронта, простираемого между изохалинами примерно 26—29‰, располагаются более мутные и опресненные воды, а мористее — более прозрачные и соленые. Во влажный сезон четко проявляется стоковая фронтальная зона, вызванная резким повышением интенсивности речного стока, активизируется денудация поверхности прибрежной территории, в океан смывается значительное количество минерального и органического вещества.

Водосборный бассейн Гвинейского шельфа по комплексу различных характеристик подразделяется на две крупные части, имеющие довольно четкую границу: западную окраину плато Фута-Джаллон и прибрежную равнину.

Западная окраина плато Фута-Джаллон сложена осадочными породами палеозоя, характеризуется существенной расчлененностью рельефа, значительными превышениями высот над уровнем моря (средний уровень примерно 500 м, но нередки вершины около 1000 м) и, как следствие, высокой энергией эрозионных процессов. В геоморфологическом плане здесь выделяются два основных типа рельефа денудационной поверхности: ступенчато-пластовый крутосклонный и плоскостный [Селиверстов, 1978].

Прибрежная равнина, отделенная от плато обрывистыми уступами, вытянута вдоль побережья океана полосой, ширина которой в разных местах колеблется от 50 до 90 км. Поверхность равнины слабо расчленена неглубоко врезанными пологосклонными речными долинами. Рельеф осложняется лишь грядами мыса Верга (абс. отм. 200—280 м) и п-ова Калум (абс. отм. до 100 м), а также отдельными небольшими возвышенностями останцового типа, абсолютные высоты которых колеблются от 105 до 227 м. Преобладающими типами рельефа равнины является эрозийный или аккумулятивный, плоский или волнистый, волнисто-грядовый рельеф разновозрастных комплексов речных и морских террас [Селиверстов, 1978].

Геоморфологические особенности гвинейского побережья и прибрежной зоны шельфа обусловлены как структурно-геологическими факторами, так и спецификой гидродинамического режима прибрежных вод. Береговая линия изобилует многочисленными речными протоками и заливами — эстуариями, план которых определяется направлением развития зон основных тектонических нарушений северо-восточного простираения и физико-механическими свойствами горных пород, слагающих различные участки побережья.

Площадь прибрежного шельфа, периодически затопляемая и осушаемая в результате приливо-отливной динамики океана (так называемая осушка), характеризуется выровненным абразионно-аккумулятивным рельефом. Здесь накапливаются в основном илстые отложения

и лишь на отдельных участках побережья в районе мыса Верга, п-ова Калум, о-вов Лос осадки сложены более грубым материалом (песок, дресва, галька, валуны и др.).

До глубин примерно 5—8 м формируется выровненный, пологий, в основном аккумулятивный рельеф, характеризующийся непостоянством во времени и пространстве. Особенно характерен данный тип рельефа для приустьевых участков шельфа, где отдельные геоморфологические тела часто изменяют свою форму и местоположение от сезона к сезону или в зависимости от фазы приливных колебаний уровня океана.

На основе различий в минералогических комплексах отдельных районов площади сноса в пределах западной части Гвинеи выделяются три основные крупные питающие провинции (по названиям геолого-тектонических структур, в пределах которых они располагаются): Бове, Леоно-Либерийская, Мавритано-Сенегальская.

Питающая провинция Бове характеризуется продуктами разрушений осадочных пород — кварца, биотита, мусковита. Леоно-Либерийская провинция поставляет большое количество плагиоклаза, полевого шпата, роговой обманки, биотита, граната. Отложения палеогена, хотя и не обнаружены в естественных обнажениях в пределах Мавритано-Сенегальской питающей провинции, дренируются реками, что ведет к поставке в океан кварца, глауконита, фосфатных минералов.

Четвертичные отложения, сформировавшиеся в названных провинциях, отличаются соответствующим набором основных породообразующих минералов и являются источником кварца, полевых шпатов, биотита, рудных, ценных и других минералов для современных прибрежных осадков.

Среди глинистых минералов, поступающих в океан, преобладает каолинит. Монтмориллонит и гидрослюды носят подчиненный характер. Локальное значение для формирования состава прибрежных донных осадков носят продукты разрушения интрузивных пород, массивы которых широко развиты на прибрежной территории. Среди основных ценных минералов, поставляемых в результате разрушения этих пород, можно назвать циркон, ильменит, магнетит, рутил, монацит, турмалин. Их концентрация в отдельных районах ведет к образованию россыпей, подобных ильменит-цирконовым месторождениям пляжей и прибрежных участков шельфа в районе мыса Верга.

Большое, а в ряде случаев определяющее влияние на современное осадкообразование в прибрежной зоне Гвинейского шельфа оказывают приливные колебания уровня океана. Амплитуда этих колебаний в районе исследований изменяется от 1 до 4 м, а период составляет около полусуток. В результате приливных колебаний возникают сильные приливо-отливные течения со скоростью 0—120 м/с. Приливо-отливные течения в прибрежной зоне шельфа вызывают турбулентность и интенсивное перемешивание вод, в результате чего образуется однородная по вертикали водная масса, насыщенная взвешенным материалом. С мористой стороны приливного фронта водная масса, как правило, менее перемешана, стратифицирована и по океа-

нологическим характеристикам отличается от прибрежных вод. Между указанными водными массами существует значительный градиент плотности. Вследствие этого проникновение вод и взвешенного материала из прибрежной области шельфа в мористую затруднено, и вещество, поступающее в воды прибрежной зоны шельфа с континента или в результате размыва берегов и дна, практически лишается возможности интенсивно мигрировать в сторону океана.

Специфика седиментационного режима прибрежной зоны, своеобразия происходящих в ней биогеохимических процессов позволили автору вместе с А.А. Безбородовым выделить зону перемешанных вод на приливном Гвинейском шельфе как геохимический барьер.

Ширина приливной барьерной зоны у гвинейского побережья непостоянна и достигает нескольких десятков километров. Биогеохимические и физико-химические процессы, развивающиеся в приливной зоне за счет интенсивной динамики и продолжительного времени регулярного опреснения, обуславливают специфический состав воды, взвеси и осадков [Безбородов, Емельянов, 1985].

Гранулометрический спектр современных прибрежных осадков Гвинейского шельфа очень разнообразен и изменяется от пелитовых глинистых илов до крупнозернистых песков с всевозможными беспрерывными переходами. Среди современных осадков наиболее развиты терригенные, формирующиеся в настоящее время на площадях, простирающихся преимущественно от мангровой зоны побережья до глубины примерно 10 м.

В результате приливо-отливных колебаний уровня океана почти все побережье Гвинеи представляет собой зону накопления терригенных иловых осадков с широко развитой мангровой растительностью, общая площадь массивов которой около 3000 км². При этом конфигурация береговой линии, рисунок сети протоков и их глубина постоянно изменяются. Из мангровой зоны в океан реками и отливами выносятся большое количество растительных остатков, значительная часть которых захороняется непосредственно в береговых и прибрежных отложениях.

Преобладающим гранулометрическим типом современных прибрежных осадков являются пелитовые, алевритовые, алеврито-пелитовые и пелито-алевритовые илы, ареалы которых имеют наиболее широкое развитие в приустьевых районах. Илы накапливаются также в понижениях дна, на участках "гидродинамической тени". Определенное распространение получили в прибрежной зоне Гвинейского шельфа также терригенные песчанистые илы и илистые пески. Образование терригенных глинистых осадков у самого побережья пояса происходит благодаря большому поступлению тонкого материала с материка и существованию приливной барьерной зоны, о которой говорилось выше и которая не позволяет значительной части взвешенного вещества быстро уходить за пределы воздействия приливо-отливных течений и волнового воздействия. Выпадению взвешенного вещества в прибрежной зоне также способствуют активные процессы флокуляции, происходящие в зоне смешения пресных речных и соленых океанских вод.

Современных терригенных песчаных осадков у гвинейского побережья образуется мало. Они, как правило, слагают различные морфологические аккумулятивные формы в приустьевых районах. В качестве примера можно назвать косу-бар, образовавшуюся на выходе из правого рукава р. Конкуре. По вещественному составу (кварц составляет более 90% валовой пробы) и гранулометрическим особенностям ($Md = 0,3$ мм) накапливающиеся здесь пески представляют промышленный интерес как строительный материал, поэтому этот участок рекомендован для дальнейших более детальных исследований.

Вообще минеральный состав современных терригенных песчаных осадков определяется в основном кварцем (до 90% валовой пробы песков), плагиоклазами, обломками латеритных кор выветривания, слюдами (биотит, мусковит). Определенную роль играют рудные минералы (магнетит, ильменит, циркон и др.) и биогенный материал (раковины и обломки раковин моллюсков, скелетов и игл морских ежей, спикулы губок, растительный детрит и др.), содержание которого достигает иногда 5—8% валовой пробы осадка.

Минеральный состав современных терригенных прибрежных илистых осадков значительно изменяется от крупных к мелким фракциям. Состав фракций 0,1—0,01 мм в основном такой же, как у песков и алевритов соответствующих терригенно-минералогических провинций материка. Пелитовая часть представлена преимущественно глинистыми минералами, составляющими иногда до 85% валовой пробы осадка. Среди глинистых минералов наиболее распространены каолинит, источником которого в основном являются широко развитые на побережье Гвинеи латеритные коры выветривания.

Монтмориллонит, иллит и хлорит встречаются в подчиненном количестве. В качестве примесей определенную роль играют детритораковинный материал и растительный детрит, однако содержание их обычно не превышает 2% валовой пробы осадка. Химический состав прибрежных илистых и песчаных осадков определяется в основном их минеральным составом и дисперсностью (см. таблицу).

Современные прибрежные отложения обладают наибольшими пределами изменения характеристик своего физического состояния. Влажность их 35—300% и более, объемная масса 1,14—2,00г/см³, пористость 55—80% и более. Наиболее влажные пористые и наименее плотные илы встречаются в пределах приливо-отливной барьерной зоны, в эстуариях рек, бухтах, заливах. Как правило, они имеют при общем сером цвете палевый оттенок, который наиболее интенсивен у менее плотных осадков — в верхнем придонном слое. Периодическое взмучивание, которому илы подвергаются в результате турбулентности, возникающей при значительных приливо-отливных течениях, особенно на приливных и стоковых фронтах, препятствует образованию достаточно прочных структур. Поэтому, несмотря на большое количество участвующего в осадконакоплении материала, довольно мощный (до 50 см) верхний слой донных осадков часто имеет текучую консистенцию.

В интервале глубин примерно 10—20 м поверхность шельфа покрыта преимущественно илистыми с примесью песка и песчаными

Химический состав основных типов донных осадков прибрежной зоны Гвинейского шельфа (в % от валового состава характерных проб осадков)

Состав	Терригенные пелитовые илы	Терригенный песок	Биогенно-терригенный песчаный ил	Биогенно-терригенный илистый песок
SiO ₂	45,05	95,16	73,13	61,23
Al ₂ O ₃	21,74	1,38	7,45	7,89
Fe ₂ O ₃	4,57	0,30	2,92	7,10
FeO	2,48	0,27	0,86	1,89
TiO ₂	1,34	0,06	0,73	0,58
MnO	0,056	0,015	0,039	0,106
CaO	0,73	0,97	2,93	5,50
MgO	1,94	0,15	1,30	2,65
P ₂ O ₅	0,157	0,026	0,071	0,117
K ₂ O	1,01	0,06	0,29	0,46
Na ₂ O	3,28	0,36	1,21	1,10
SO ₃	0,99	0,07	0,50	0,42
SO ₃ раствор	0,70	0,05	0,29	0,05
S	0,12	0,03	0,08	0,17
C _{орг}	3,87	0,36	1,27	0,91
CO ₂	0,23	0,46	1,84	3,95
П.п.п.	16,77	1,37	8,40	11,25
Сумма	99,95	100,15	99,70	100,05
H ₂ O [—]	2,94	4,0	0,78	1,30

с примесью ила отложениями. Встречаются также мелкозернистые пески. Илистые составляющие характеризуются пелито-алевритовой, алеврито-пелитовой размерностью. Минеральная часть песчаной и алевритовой фракций, особенно за пределами приливо-отливной барьерной зоны, представлена, по-видимому, переотложенным реликтовым терригенным материалом. Нельзя исключать и вероятность того, что тонкий пелитовый материал также может поставляться на эти глубины в результате размыва более древних глинистых отложений, формировавшихся здесь несколько тысячелетий назад. По минералогическому составу пелитовая фракция отвечает каолинит-монтмориллонит-иллитовому комплексу с примесью дисперсного кварца, хлорита, гидроксидов железа и других минералов.

Большое значение в формировании состава и свойств этих генетических типов современных шельфовых осадков играет биогенный материал, составляющий до 80% объема валовой пробы. В этих осадках часто находится значительное количество живых бентосных организмов — различных моллюсков, ежей, офиур, полихет и др. Текстура и структура этих отложений носит на себе следы их жизнедеятельности. Фрагменты скелетов, раковин, водорослей, кораллов, различных твердых наростов, имеющих преимущественно кальцитовый, реже кремниевый состав, входят после гибели этих животных и растительных организмов в состав донных осадков. Наличие значительных

по площади участков накопления биогенно-терригенных и терригенно-биогенных (CaCO_3 , 10—50%) осадков в интервале глубин 15—25 м обусловлено комплексом факторов, создающих благоприятную для развития жизни экологическую обстановку именно в этой зоне шельфа. Среди таких факторов следует прежде всего назвать относительную близость источников поступления питательных веществ с материка, с одной стороны, и из океана — с другой, а также относительно стабильные гидрохимические характеристики вод, приближающиеся к океаническим, ослабление воздействия на дно волн и течений, что наряду с выровненным рельефом дна не способствует возникновению зон повышенной турбулентности в придонных водах. Кроме того, в этом интервале глубин можно ожидать также активную субмаринную разгрузку подземных вод (особенно подруслового стока), которые поставляют сюда дополнительные порции питательных веществ.

Подводя итог сказанному, можно сделать следующие выводы.

1. Среди определяющих условий современного осадкообразования в прибрежной зоне Гвинейского шельфа можно назвать климат, приливо-отливные колебания уровня океана, геолого-тектоническую структуру области сноса и особенности ее орогидрографии. К локальным факторам можно отнести удаленность того или иного рассматриваемого участка от устьев рек, его геоморфологические особенности, удаленность от выходов на дне древних литифицированных пород и от берега и др.

2. Важную роль в прибрежной зоне шельфа играет терригенное осадконакопление. Собственно терригенная седиментация условно ограничена с мористой части изобатами 10—15 м. Для нее характерно главным образом накопление илистых, песчано-илистых, илисто-песчаных, пелитовых, алевроитовых гранулометрических типов осадков. Образование этих осадков обусловлено значительными количествами тонкого осадочного материала с материка и существованием приливо-отливной барьерной зоны. Распределение донных осадков в прибрежной зоне шельфа зависит в основном от морфологии берегов и дна, удаленности от устьев рек, гидродинамических процессов, изменяющихся в значительной степени от сезона к сезону. Последнее позволяет говорить о непостоянстве картины распределения отдельных типов поверхностного слоя донных осадков у берегов Гвинеи и о целесообразности изучения этой картины в различные сезоны года.

3. В интервале глубин 10—20 м на шельфе формируются смешанные генетические типы терригенно-биогенных и биогенно-терригенных осадков. Эти осадки формируются в результате гидродинамической переработки и переотложения современного биогенного вещества, повышенная продукция которого характерна для этой зоны шельфа.

ЛИТЕРАТУРА

Безруков П. Л., Лисицын А. П. Классификация осадков в современных водоемах // Тр. ИО АН СССР. 1960. Т. 32. С. 3—15.

Логвиненко А. В. Петрография осадочных пород. М.: Высш. шк., 1967. 416 с.

Селиверстов Ю.П. Эволюция рельефа и покровных образований влажных тропиков Сахарской платформы. Л.: Недра, 1978. 230 с.

Физико-механические свойства донных осадков Черного моря / А.Е. Бабинец, В.А. Емельянов, А.Ю. Митропольский и др. Киев: Наук. думка, 1981. 200 с.

УДК 551.351:553.3

Е.Ф. Шнюков, В.И. Огородников, К.С. Красовский

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ МОРЕЙ СССР (распространение и морфология)

Железо-марганцевые конкреции известны в осадках многих морей СССР, концентрация их на морском дне носит самый разнообразный характер и в значительной мере определяется особенностями геохимической обстановки в бассейнах седиментации, гидрохимическим режимом водоемов, поступлением рудного вещества с суши и другими факторами.

Морскими железо-марганцевыми конкрециями называются находящиеся в донных осадках концентрически-слоистые, обрастающие какое-либо ядро, обычно круглой или уплощенной формы минеральные стяжения, значительная часть которых состоит из оксидов и гидроксидов железа и марганца. Размеры их колеблются от нескольких миллиметров до десятков сантиметров.

Особой разновидностью железо-марганцевых конкреций являются железо-марганцевые корки, которые представляют собой слоистые уплощенные стяжения и растут на какой-либо поверхности, выступающей на морском дне. Толщина корок колеблется от долей миллиметра до нескольких сантиметров, но их площадные размеры всегда превышают их толщину.

В Черном море железо-марганцевые конкреции встречены на многих участках шельфа [Красовский, 1984]. В пределах основного Каламитского поля они встречаются в интервале глубин 70—190 м, на шельфе Румынии — 40—90 м, на шельфе Болгарии — 90—180 м, в прочих районах — 100—135 м. Нижняя граница распространения конкреций в Черном море лимитируется глубинами развития сероводородной зоны. В Каламитском заливе поверхностная плотность конкреций достигает 2,5 кг/м², а суммарные запасы (с учетом погребенных конкреций) равны 5,6 млн т [Шнюков, 1983].

В Балтийском море железо-марганцевые конкреции распространены очень широко [Варенцов, Блажчишин, 1976; Штеренберг и др., 1984; Winterhalter, 1980]. Выделяются пять основных районов их распространения: Финский, Рижский и Ботнический заливы, Гданьско-Клайпедский и Готланд-Борнхольмский районы (последние два района объединяются в район Центральной Балтики). В Финском заливе железо-марганцевые конкреции встречаются на глубинах 29—78 м, в Рижском — 13—37 м, в Ботническом — 70—140 м, в Гданьско-Клайпедском районе — 48—103 м. Поверхностная плотность конкреций в Ботническом заливе составляет 0,5—5 кг/м [Winterhalter, 1980].

Всего в Балтийском море содержится порядка 100 млн т железомарганцевых конкреций.

Железо-марганцевые конкреции встречаются во всех северных морях Советского Союза. Сведения об их распространении весьма разрознены, и для составления карты их развития, кроме материалов, полученных авторами, были использованы материалы опубликованных работ [Самойлов, Горшкова, 1924; Горшкова, 1931; Кленова, 1948, 1960; Кордилов, 1952; Белов и др., 1968; Куликов, 1970; Калининко, Павлидис, 1982; Кошелев, 1984; Калининко, 1984]. В Белом море железомарганцевые конкреции обнаружены в интервале глубин 28—181 м, в Баренцевом — 70—362 м, Карском — 38—95 м, Чукотском — 14—194 м. К сожалению, мы не располагаем данными по глубинам станций, где были подняты конкреции в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском, но, судя по батиметрии, они находятся в интервале глубин 50—100 м. Содержание конкреций в осадках Карского моря достигает 13 кг/м², а средние запасы на перспективных площадях — около 20 млн т [Кошелев, 1984].

В работе Л.Е. Штеренберга с соавторами [1984] сформулировано понятие о поле конкреций. Указано, что "поле конкреций" локализуется прежде всего в определенной геоморфологической единице морского дна. Для поля конкреций характерны сходство морфологических форм выделения рудного материала, сходство химизма конкреций, по всей вероятности, как итог — сходство условий образования и решающей роли тех или иных генетических факторов.

Для северных морей СССР уже накоплен огромный фактический материал по распространению и некоторым другим характеристикам железомарганцевых конкреций. Исходя из этого нами были намечены следующие поля: в Белом море — Двинское и Кандалакшское, в Баренцевом — Шпицбергенское, Северобаренцевоморское, Новоземельское, Печорское, в море Лаптевых — Янское, в Восточно-Сибирском — Индигирское, в Чукотском — Врангелевское. В Карском море железомарганцевые конкреции имеют чрезвычайно широкое распространение (так, по данным Б.А. Кошелева [1984], конкреции встречаются на 40 станциях, по Н.Н. Куликову [1970], — на 39 станциях, кроме того, карты с точками находок конкреций приведены в работах Н.А. Белова и др. [1968] и И.К. Пушина и др. [1975]). Поэтому нами выделено единое Центрально-Карское поле конкреций.

На Дальнем Востоке железомарганцевые образования встречаются главным образом в Охотском и Японском морях. В Беринговом море, по данным А.П. Лисицына [1966], они не обнаружены. В Охотском море железомарганцевые корки были найдены в его юго-восточной части на значительных глубинах — 600—2300 м [Орлов, 1982].

В Японском море железомарганцевые образования встречаются главным образом на подводных возвышенностях: Первенца, Тарасова, и других на глубинах 860—2900 м [Грамм-Осипов, Репечка, 1975; Пушин и др. 1975]. Кроме того, есть указание о том, что в виде включений в осадках северной половины Японского моря содержатся небольшие железомарганцевые конкреции [Гершанович, 1951].

Что касается Каспийского моря, то сведения о железомарган-

цевых конкрециях на его дне весьма отрывочны. На трех станциях на подводном валу между Баку и мысом Куули на глубине около 200 м поднят грунт, содержащий плотные железисто-известковые образования в виде тонкой прослойки, видимо конкреционного происхождения [Батурин, Копылова, 1956]. Кроме того, изучалась плотная, неправильной формы корка с гладкой темно-коричневой поверхностью с глубины 20 м. Несмотря на детальные исследования, проведенные в Аральском и Азовском морях, железо-марганцевые конкреции в этих бассейнах обнаружены не были.

Морфологически железо-марганцевые конкреции морей СССР весьма разнообразны. В Черном море они обычно представляют собой наросты оксидов и гидроксидов железа и марганца на ядре, которым в большинстве случаев служит раковина (или ее обломок) небольшого моллюска (чаще всего *Modiola phaseolina*) или илистая трубочка червя-илоеда (*Mellina*). Размер конкреций лимитируется величиной ядра и толщиной рудного нароста. Наиболее крупные конкреции были обнаружены в Каламитском заливе [Геворкян и др., 1981] в виде раковин размером до 15 см с каемкой оксидов марганца и железа. Конкреции величиной до 3 мм названы микроконкрециями [Красовский, 1984]. В них ядро обычно представлено обломком раковины, хотя иногда четко оформленное ядро выделить нельзя. Скорее всего, такие конкреции образовались вокруг сгустка уплотненного ила или небольшой терригенной частицы. Возможно также, что рост их начался с соединения нескольких коллоидных частиц гидроксидов железа и марганца.

По толщине рудного слоя железо-марганцевые конкреции Черного моря разделены на налеты и собственно конкреции. Налеты представляют собой очень тонкий (до 1 мм) слой оксидов железа и марганца на поверхности раковины, чаще всего у ее внешнего края. Они являются главной морфологической формой на Ялтинском поле, широко распространены на Калиакринском поле, а также по периферии Каламитского поля.

Собственно конкреции — это образования обычно дискоидальной, округлой или удлиненной формы, в основном определяемой формой ядра. В конкрециях Каламитского поля максимальная величина наростов составляет 5 мм. П.С. Димитров [1984] на южном шельфе Болгарии обнаружил на раковинах железо-марганцевые корки толщиной до 5 мм. Поверхность конкреций довольно неровная, иногда бугристая, кавернозная.

Возле мыса Меганом И.И. Волков обнаружил железистые корки, представляющие собой плоские неправильной формы стяжения. Поверхность стяжений, обращенная к воде, имеет буровато-коричневый цвет, обращенная к осадкам — покрыта зеленовато-серой пленкой. Поверхностный слой стяжений более плотный, в нем иногда наблюдается микрослоистость. Внутри этих стяжений среди основной массы коричнево-охристого вещества встречаются сгустки почти черного цвета.

В Балтийском море выделяются следующие морфотипы конкреций.

1. Сфероидальные конкреции имеют размеры до 5 см. И.М. Варен-

цов и А.И. Блажчишин [1976] по размеру выделяют бобовые (более 1 см) и дробовидные (менее 1 см) разновидности. Внутри конкреции состоят из чередующихся темно-коричневых (обогащенных марганцем) и светло-бурых (обогащенных железом) слоев роста. Обычно они имеют небольшое ядро из терригенных частиц, уплотненного ила и т.д., хотя довольно часто ядро инородного происхождения отсутствует. Сфероидальные конкреции являются главной морфологической формой конкреций Рижского залива, широко развиты в Финском и Ботническом заливах и почти не встречаются в Центральной Балтике.

2. Дискоидальные (монетовидные) конкреции представляют собой нарастания гидрооксидов железа и марганца в форме горизонтально-вытянутых концентрических слоев вокруг ядра — небольшого обломка породы или изредка сфероидальной конкреции. Верхняя сторона у них обычно выпуклая и мелкобугристая, нижняя-вогнутая и гладкая. Размер их достигает 15 см. Дискоидные конкреции широко распространены во всех районах Балтийского моря.

3. Обрастания гидроксидами железа и марганца гравийно-галечных обломков, наблюдающиеся на верхней части таких обломков, выступающих над границей раздела грунт—вода. Толщина такого гидрооксидного покрытия изменяется от долей миллиметра (пигментация) до 15 мм. В ряде случаев нарастание гидрооксидов марганца и железа имеет характер относительно узких (до 7 мм) каемок, обрамлений либо вытянутых в горизонтальной плоскости концентрических образований. Каемочные образования располагаются непосредственно над границей раздела грунт—вода. Примечательно, что верхняя часть обломка, играющего роль ядра, также свободна от покрытия гидрооксидов, как и нижняя часть, находящаяся в грунте.

4. Корковидные конкреции бывают нескольких разновидностей. В Финском заливе они представляют собой относительно уплощенные, неправильной формы, иногда округлые образования, размеры которых достигают 20—30 см, с мелкобугорчатой поверхностью и выраженными полосами, слоями роста относительно ядра. В Рижском заливе развиты корковидные сростания сфероидальных конкреций. В Центральной Балтике широко распространены плитчатые формы обычно железистого состава, толщиной 5—50 мм на поверхности эродированных гляциальных глин. Верхняя поверхность их кавернозно-ноздреватая. Нижняя поверхность корковидных образований в большинстве случаев представлена глинами субстрата. Средние размеры корок — 10—17 см, но иногда они достигают 40 см. Кроме того, в Центральной Балтике развиты цементационные корки, представляющие собой неправильные образования, сложенные уплотненным измененным веществом, цементирующим гравийно-галечниковые обломки.

Морфология железо-марганцевых конкреций северных морей изучена в гораздо меньшей степени.

В Белом море Т.И. Горшкова [1931] выделила следующие формы конкреционных образований: 1) типичные концентрически-слоистые конкреции; 2) отложения на камнях в виде ободков, сходные с подобными образованиями Балтийского моря; 3) конкреции в виде

глинистых мягких лепешек; 4) конкреции в виде мелких шариков (очевидно, мелкие сфероидальные конкреции).

В Баренцевом море М.В. Кленова [1948] выделила: 1) конкреции неправильной формы, внутреннее ядро которых макроскопически незаметно; 2) образования, имеющие форму обломков камней с гладкой поверхностью, при раскалывании обнаруживающие той или иной толщины железистую корку, часто слоистую, с внутренним светло-окрашенным ядром, представленным рассыпчатой светло-серой породой; 3) различные песчаники с глинистым, железистым, иногда гипсовым цементом, покрытые бурой коркой оксидов железа, часто пропитывающих образец целиком; 4) типичные концентрически-слоистые плоские конкреции. Кроме того, другие авторы отмечают следующие морфотипы: отложения на камнях, начиная от примазок и кончая крупными конкрециями размером до 12 см [Самойлов, Горшкова, 1924]; ржаво-бурые налеты на мертвом ракушечнике (створки *Molinaia* и *Astrate*) в виде пятен на внутренней поверхности раковин или часто в виде сплошного слоя на внешней поверхности; ожелезненные стенки норок морских червей и других роющих организмов [Калиненко, 1984].

В Карском море главным морфологическим типом конкреций является обрастания вокруг камней. Эти конкреции имеют вес до 300 г и размер до 14 см [Куликов, 1970]. Кроме того, развиты блюдцеобразные конкреции до 15 см в диаметре [Кленова, 1948], конкреции по ходам червей, микроконкреции, конкреции по створкам раковин моллюсков.

В море Лаптевых конкреции представляют собой образования в виде твердых лепешек с грубой поверхностью ржаво-бурого цвета, размером до 20 см. У них скорлуповато-концентрическая структура с ядром из галек и неокатанных обломков пород [Кордилов, 1952]. Наблюдались также трубчатые конкреции, явно связанные с норками животных. Аналогичные трубчатые конкреции встречены и в Восточно-Сибирском море [Калиненко, 1984].

В Чукотском море нами в основном обнаружены мелкие конкреции в виде наростов на гальке (обычно кварцевой) или на раковинах моллюсков. В Колючинской губе развиты дискоидальные конкреции диаметром до 4 см, кольцевые валики вокруг гальки и различные трубчатые конкреции длиной до 4 см [Калиненко, Павлидис, 1982].

В Охотском море по морфологическим признакам выделяются три типа железо-марганцевых образований [Орлов, 1982] 1) корки на оруденелых кремнистых губках толщиной до 2 мм, слоистые, внутри более темные и плотные; 2) корки на донных отложениях толщиной до 2 мм; 3) корки на гальках и обломках толщиной до 5 мм.

В Японском море на подводных возвышенностях распространены следующие разновидности марганцевых образований: 1) породы, представляющие собой агрегат мелких (2—30 мм) сросшихся округлых конкреций; 2) корки толщиной до 10—15 см, облегающие породы различного возраста; 3) породы неогенового и четвертичного возраста, пропитанные окислами марганца (до 50—60% объема породы).

Таким образом, железо-марганцевые конкреции распространены почти во всех морях СССР (кроме Берингового, Аральского и Азовского). Они встречаются на глубинах от 13 м (Балтийское море) до 2900 м (Японское море), как правило, среди маломощных окисленных осадков в зоне замедленной седиментации. В северных морях нами намечено 10 полей конкреций.

По морфологическим признакам можно выделить следующие основные типы железо-марганцевых конкреций морей СССР: 1) сфероидальные; 2) дискоидальные; 3) отложения на камнях в виде ободков; 4) наросты на раковинах моллюсков; 5) конкреции-трубочки по ходам червей; 6) корки на породах дна моря (глинах, кремнистых губках, базальтах и т.п.); 7) сросшиеся в корку сфероидальные конкреции. Кроме того, изредка встречаются конкреции в виде глинистых мягких лепешек, конкреции неправильной формы, а также породы, пропитанные оксидами железа и марганца.

В целом, как показали проведенные исследования, конкрециеобразующий рудный процесс в морях Советского Союза представляет большой интерес как с научной точки зрения, ибо он фиксирует и помогает раскрыть сложную обстановку районов формирования железо-марганцевых конкреций, так и с практической — как один из критериев перспективности указанных акваторий на поиски рудных полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

Батурин В.П., Копылова Е.К. Геологический очерк южной и средней частей Каспийского моря // Современные осадки Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 272—302.

Белов Н.А., Куликов Н.Н., Лапина Н.Н., Семенов Ю.П. Распределение железа, марганца и карбонатов в осадках Северного Ледовитого океана // Тр. Аркт. и Антаркт. ин-та. 1968. Т. 285. С. 67—73.

Варенцов И.М., Блажчишин А.И. Железо-марганцевые конкреции // Геология Балтийского моря. Вильнюс, 1976. С. 307—348.

Геворкян В.Х., Павлов А.В., Митин Л.И. и др. Подводные исследования Каламитского поля конкреций с помощью глубоководного аппарата // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1981. N 1. С. 6—9.

Гершанович Д.Е. Особенности современного глубоководного осадкообразования в северной половине Японского моря // Метеорология и гидрология. 1951. N 11. С. 36—41.

Горшкова Т.И. Химико-минералогическое исследование Баренцева и Белого морей // Тр. Гос. ин-та океанол. 1931. Т. 1, вып. 2/3. С. 83—123.

Грамм-Осипов Л.М., Репечка М.А. Марганцевые корки на дне Японского моря // Океанология. 1975. Т. 15, вып. 4. С. 672—674.

Дмитров П.С., Стоянов А.С. Железо-марганцевые конкреции западной части шельфа Черного моря // Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей. Киев: Наук. думка, 1984. Ч. 2. С. 3—6.

Калиненко В.В. Погребенные конкреции в отложениях арктических морей // Геология океанов и морей: Тез. докл. 6-й Всесоюз. школы морской геологии. М., 1984. Т. 3. С. 63—64.

Калиненко В.В., Павлидис Ю.А. Железистые конкреции Чукотского моря // Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. М.: Наука, 1982. С. 115—129.

Кленова М.В. Геология моря. М.: М-во просвещения РСФСР, 1948. 495 с.

Кленова М.В. Геология Баренцева моря. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 367 с.

Кординов А.А. Осадки моря Лаптевых // Л.: Недра, 1952. 152 с. (Тр. НИИГА; Т. 40).

Кошелев Б.А. Железо-марганцевые конкреции Карского моря // Тр. Аркт. и Антаркт. ин-та. 1984. т. 368. С. 119—127.

Красовский К.С. Железо-марганцевые конкреции Черного моря: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Одесса, 1984. 16 с.

Куликов Н.Н. Распределение основных химических компонентов в донных отложениях Карского моря // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. 1970. Т. 102. вып. 3. С. 220—233.

Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 574 с.

Орлов А.А. Формы железо-марганцевых образований Охотского моря // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 101—106.

Пуцин И.К., Береснев И.И., Береснев Ю.И. и др. О находке железо-марганцевых конкреций в северо-западной части Японского моря // Тр. ТОИ. ДВНЦ АН СССР. 1975. Т. 7. С. 94—95.

Самойлов Я.В., Горшкова Т.Н. Осадки Баренцева и Карского морей // Тр. Плавучего морского науч. ин-та. 1924. Вып. 14. С. 3—40.

Шнюков Е.Ф. Железо-марганцевые конкреции Черного моря // Геология шельфа УССР: Твердые полезные ископаемые. Киев: Наук. думка, 1983. С. 93—106.

Штеренберг Л.Е., Антипов М.П., Деркачев А.Н. Особенности конкреционного Fe-Mn рудообразования в современных морях // Литология и полез. ископаемые. 1984. N 1. С. 62—69.

Winterhalter B. Ferromanganese concretions in the Baltic Sea // Geology and Geochemistry of manganese. 1980. Vol. 3. P. 227—254.

УДК 552.5:552.14

Л.И. Лебедев

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ КАСПИЙСКОГО И ЧЕРНОГО МОРЕЙ

Проводившееся ИГиРГИ в рамках проекта "Седимент" изучение строения верхней части осадочной толщи Черного и Каспийского морей было направлено на установление закономерностей строения и формирования осадочного слоя впадин внутренних морей.

Основным методом являлось геоакустическое профилирование, которое позволяет освещать строение осадочной толщи на глубину 1,5—2 км ниже поверхности дна с высокой разрешающей способностью (10—20 м). Техника и методика геоакустического профилирования неоднократно описывались ранее [Геологическое ..., 1976; Лебедев, 1978; и др.].

К настоящему времени в пределах Каспийского и Черного морей выполнен значительный объем геоакустического профилирования (несколько десятков тысяч километров), который позволяет установить основные черты строения и формирования верхней части осадочной толщи этих морей.

В Каспийском море выявлена серия отражающих горизонтов, которые удалось стратифицировать на основании сопоставления с данными бурения и геологической съемки в прибрежных частях моря. В частности, в Среднем Каспии основные отражающие горизонты связаны с кровлей верхнего мела, средним сарматом, подошвой четвертичных и других отложений, в Южном Каспии — с кровлей нижнеба-

кинских отложений, с верхним и средним плиоценом. По особенностям строения осадочной толщи Средний Каспий разделяется на западную, северо-западную и восточную части, а также центральную глубоководную зону. На западе и северо-западе четкий отражающий горизонт связан с среднесарматскими отложениями, моноклинально падающими в восточном направлении. В вышележащей толще осадков имеется серия отражающих горизонтов, среди которых наибольшим региональным распространением отличается горизонт, связанный с подошвой четвертичных отложений.

В юго-западной части Среднего Каспия среднесарматские отложения погружены на значительную глубину и не фиксируются геоакустическим профилированием. Здесь развита крупная клиноформа четвертичных отложений, приуроченная к Северо-Апшеронской впадине. Толща четвертичных отложений в более северных участках, связанных с Терско-Сулакской впадиной, имеет в поперечном сечении форму линзы с максимальной мощностью отложений в осевой зоне прогиба. Все эти данные свидетельствуют об интенсивном прогибании Терско-Каспийского прогиба в четвертичное время, причем в Терско-Сулакской впадине это прогибание полностью компенсировано осадконакоплением, а в Северо-Апшеронской, очевидно, имеется избыток обломочного материала в осевой зоне и на юго-западном борту впадины и дефицит его на северо-восточном борту, что приводит к формированию проградационной клиноформы.

Глубоководная зона — Дербентская котловина характеризуется субгоризонтальным залеганием отражающих горизонтов. Здесь наблюдается переслаивание четких отражающих горизонтов с хорошо разрешенной записью с пачкой с хаотичной записью отражений. Эта пачка выклинивается в западном направлении, а в восточном резко переходит в серию четко выраженных отражающих горизонтов. Она связана с деятельностью турбидитных течений, существовавших в период предбакинской регрессии. Относительно невысокая мощность четвертичных отложений в глубоководной зоне Среднего Каспия (200—300 м) свидетельствует о некомпенсированном ее прогибании по крайней мере с бакинского века по настоящее время. При этом образование турбидитных отложений в добакинское время свидетельствует о морфологической выраженности Дербентской котловины и в позднелиоценовое время.

На востоке Среднего Каспия осадочная толща характеризуется серией четко выраженных отражающих горизонтов, имеющих моноклинальное падение в западном направлении. Основной отражающий горизонт здесь приурочен к поверхности мела, кроме того выделяются отражающие горизонты, связанные с подошвой четвертичных отложений и кровлей миоцена. Отмечается некоторое увеличение мощностей четвертичных отложений в верхней части склона.

В строении осадочной толщи на востоке Среднего Каспия фиксируются следы крупной среднеплиоценовой регрессии, выраженной в виде погребенных речных долин на шельфе Прикарабагэзья и в центральной части Среднего Каспия. Из внутриформационных особенностей осадочной толщи Среднего Каспия следует отметить современные и

древние клиноформы, к последним относится погребенная палеодельта р. Самур. Современные клиноформы отмечаются в верхней части восточного склона Среднего Каспия, наиболее четко они выражены на широте залива Кара-Богаз-Гол. Близка к ней по типу уже упоминавшаяся клиноформа, связанная с Северо-Апшеронской впадиной. Формирование указанных геологических тел обусловлено современными процессами седиментации по оси течений (как придонных, так и поверхностных), действующих вдоль склона Среднего Каспия. Это клиноформы бокового наращивания.

В Южном Каспии верхняя часть осадочной толщи построена достаточно сложно. На значительной площади Южного Каспия на формирование осадочной толщи оказывали влияние процессы диапиризма и грязевого вулканизма, активные неотектонические движения по разломам и т.д.

На востоке Южного Каспия развит гигантский проградационный комплекс, очевидно образовавшийся в результате деятельности Узбоя. Мощность четвертичных отложений в этом районе достигает 3000 м. Проградационный комплекс наилучшим образом фиксируется в четвертичных отложениях. Он состоит из серии клиноформенных пачек слоев, наращаваемых в западном направлении. Область развития этого комплекса охватывает Туркменский шельф и склон. Это позволяет сделать вывод о том, что указанные геоморфологические элементы сформировались в четвертичное время за счет аккумуляции осадков. Интересно отметить, что подстилающие проградационное тело осадки образуют пологую мульду. Видимо, прогибание этих осадков произошло за счет веса указанного тела. Подобные явления известны для целого ряда современных дельт.

Западная часть Южного Каспия характеризуется высокой плотностью молодых поднятий, наличием большого числа новейших разрывных нарушений, интенсивными неотектоническими движениями, грязевым вулканизмом. В связи с этим плиоценовые и четвертичные отложения этого района смяты в складки и разбиты дизъюнктивными дислокациями. Существенное влияние на формирование осадочной толщи оказывает грязевулканическая деятельность, что выражается в наличии зон хаотических отражений в районах, прилегающих к грязевым вулканам. В связи с активными неотектоническими движениями и большим объемом поступающего осадочного материала за счет различных источников в западной части Южного Каспия наблюдаются участки переотложения осадков, заполнения ими выраженных в рельефе тектонических депрессий и частичное выравнивание этих депрессий осадками. Участки срыва осадочных толщ фиксируются на лентах геоакустического профилирования в виде выходов на поверхность дна серии отражающих горизонтов. Расположенные ниже по склону участки характеризуются хаотичными отражениями. Это, на наш взгляд, свидетельствует о переотложении осадочных толщ. Причем мощность сползших осадков достигает 300 м и более, т.е. масштабы процессов довольно значительны. На западе Южного Каспия, в районе устья р. Куры, наблюдается небольшая клиноформа, видимо обусловленная наличием проградации осадков в дельтовых условиях.

В центральной части Южного Каспия интенсивность неотектонических движений по сравнению с западной частью ослабевает, количество выраженных в рельефе поднятий сокращается, соответственно сокращается число грязевых вулканов, уменьшается их влияние на процессы седиментации. Отражающие горизонты осадочной толщи прослеживаются на большей площади, по одним горизонтам отмечается сокращение мощности отложений на поднятиях и увеличение ее во впадинах, по другим — изменение мощности отсутствует. Это свидетельствует о неравномерности проявления во времени неотектонических движений, т.е. о том, что этапы роста поднятий и опускания депрессий сменяются периодами относительного тектонического покоя.

В южной части центрального района, который, по сути дела, относится к северному борту Иранской котловины, в осадочной толще наблюдается серия пологих поднятий, не выраженных в рельефе дна. Этот район, по-видимому, со второй половины четвертичного времени характеризовался пассивным тектоническим режимом. Таким образом, проявляется разный характер неотектонических движений в Южном Каспии не только во времени, но и в пространстве, что обусловлено блоковой природой Южно-Каспийской впадины.

На основании обобщения геологических данных по строению впадины Каспийского моря и обрамляющих ее районов суши история геологического развития этого региона в мезозойско-кайнозойское время трактуется как постепенное превращение его из зоны, охватывающей краевую и центральную части палеоокеана Тетис, во впадину внутреннего моря. Проведенными исследованиями зафиксированы крупные регрессивные фазы Каспия в предбакинское и среднеплиоценовое время, наличие крупных изменений палеогеографической обстановки в плиоцен-четвертичное время, в частности поступление значительного обломочного материала за счет выносов рек и временных потоков с восточного побережья Каспийского моря.

Установлено также, что, помимо морфологии бассейна и географической обстановки, на формирование осадочной толщи существенное влияние оказывает характер геоструктурных элементов и связанные с ними неотектонические движения. Так, две крупные впадины Терско-Каспийского прогиба — Терско-Сулакская и Северо-Апшеронская — отличаются повышенными мощностями четвертичных отложений. Изолинии мощностей этого комплекса параллельны бортам указанных депрессий, что свидетельствует об их активном погружении в четвертичное время, и наоборот, стабильная перемычка между этими впадинами в районе р. Самур характеризуется сокращенной мощностью четвертичных и подстилающих отложений, более высоким залеганием меловых пород, прекрасной выраженностью предбакинской поверхности выравнивания и ее стабильным положением. Платформенная часть Среднего Каспия характеризуется пологим моноклинальным падением пород в восточном направлении. Вдоль восточного борта Карабогазского свода наблюдается выклинивание многих горизонтов плиоцен-четвертичного комплекса пород и общее сокращение их мощности в восточном направлении.

В строении плиоцен-четвертичных пород Южно-Каспийской впадины хорошо отражаются пликвативные и дизъюнктивные дислокации. В Черном море на западе отражающие горизонты связаны с карбонатным комплексом юрско-валанжинского возраста, с верхнемеловым-эоценовым комплексом, олигоценowymi отложениями и неогеном (Мизийская плита). С двумя последними комплексами связаны отражающие горизонты в Нижнекамчийском прогибе. К отложениям мела и палеогена—неогена приурочены отражающие горизонты Бургасского прогиба [Геолого-геофизические..., 1980].

На морском продолжении Мизийской плиты осадочная толща (мел-неогеновые породы) характеризуется слабой дислоцированностью, пологим залеганием. По характеру строения осадочной толщи различаются западная и восточная части этой плиты, отделенные Калиакринской разломной зоной. К западу от нее указанные отложения залегают субгоризонтально. При этом здесь наблюдается серия погребенных эрозионных врезов в палеогеновых и верхнемеловых отложениях, образовавшихся в палеогене—неогене. К востоку от Калиакринского разлома происходит сокращение мощностей кайнозойских отложений в приразломной зоне, их моноклиальное падение на восток с одновременным ростом мощностей. Для данного участка Мизийской плиты отмечается несогласное перекрытие олигоценowymi породами нижележащих отложений [Тектоника..., 1985].

В Нижнекамчийском прогибе в неогеновых породах наблюдается проградационный комплекс пород, образующий гигантскую клиноформу. Происходит постепенное наращивание мощности пород указанного возраста в восточном направлении, причем наиболее значительная толщина клиноформы наблюдается в верхней части склона и на внешнем шельфе, а к подножию склона она уменьшается. Таким образом, склон в этом районе, видимо, имеет аккумулятивный характер и сформировался в неогене. Формирование проградационной линзы, очевидно, кроме прочих факторов, обусловлено активным прогибанием Нижнекамчийского прогиба в неогеновое время.

Морское продолжение Стара-Планины характеризуется незначительной мощностью четвертичных отложений, которая постепенно увеличивается в юго-восточном направлении. От соседних депрессионных зон морское продолжение Стара-Планины отделяется Предбалканским и Забалканским разломами, которые четко фиксируются по данным геоакустического профилирования. Достаточно просто построена осадочная толща Бургасского прогиба, образующая пологую асимметричную синклиальную структуру с крутым северо-восточным бортом. На юго-западном борту прогиба отмечается несогласное залегание палеоген-неогеновых отложений на породах верхнего мела.

Осадочная толща континентального склона западного сектора Черного моря построена сложно. Здесь выделяются три участка. Северный из них связан с Мизийской плитой. Для него характерно наличие активных разрывных нарушений, оползневых масс, зон срыва осадков, трансгрессивного прилегания вверх по склону осадочных комплексов, перемещение отложений вниз по руслам подводных долин. Таким образом, этому участку свойствен неустойчивый режим осад-

конакопления, обусловленный, с одной стороны, относительно небольшим поступлением в новейший этап развития осадочного материала, с другой — интенсивными тектоническими движениями по краю Мизийской плиты. Это приводит к тому, что разрывные нарушения отражаются в строении верхней части осадочного чехла, а тектонические движения по этим нарушениям способствуют образованию оползней, т.е. перемещению осадков вниз по склону.

Центральный участок связан с Нижнекамчийским прогибом и представляет собой дистальное окончание проградационного комплекса. Здесь не наблюдается сколько-нибудь заметных оползневых процессов, зон срыва осадочных масс и выходов на поверхность дна довременных отложений. Для этого района характерен устойчивый режим осадконакопления, обусловленный значительным объемом поступавшего материала в неоген-четвертичное время и интенсивными нисходящими движениями. Южный участок представляет собой по особенностям седиментации нечто среднее между двумя описанными выше участками. На дне глубоководной котловины, прилегающей к западному склону, развиты турбидиты.

В результате проведенных исследований в северной части глубоководной котловины были выделены и увязаны с данными глубоководного бурения отражающие горизонты, приуроченные к кровле чаудинских, подошве четвертичных отложений и кровле меотиса. Установлено, что мощность четвертичных отложений изменяется от 400 до 1400 м, наиболее значительна она в районе глубоководного выноса Дуная, представляющего собой крупную клиноформу, сформировавшуюся в основном за счет процессов лавинной седиментации.

Анализ имеющихся данных свидетельствует о том, что Черноморская впадина заложена на месте существования в начале мезозоя глубоководной зоны палеоокеана Тетис. Основное прогибание этой зоны началось с конца мела. Современный облик Черноморская впадина приобрела в олигоценовое время. Опускание впадины в конце мела и в кайнозое сопровождалось активным воздыманием в пределах горных сооружений обрамления и интенсивным сносом обломочного материала, что привело к накоплению толщи осадочных пород мощностью около 16 км.

В плиоцен-четвертичное время на фоне интенсивной седиментации проходила эрозия дна придонными течениями, подводно-оползневыми процессами, суспензионными потоками. Образовались проградационные клиноформы и клиноформенные тела в районах, прилегающих к конусам выноса крупных рек (р. Дунай). Зоны активных тектонических движений, связанные с относительно поднимающимися участками морского дна, лежащими на погружении складчатых сооружений Крыма и Кавказа, характеризуются отсутствием плиоцен-четвертичных отложений.

Рассмотренный материал свидетельствует о том, что в пределах Каспийского и Черного морей по характеру строения верхней части осадочной толщи можно выделить несколько генетических типов клиноформ, отличающихся как специфическими чертами строения, так и особенностями механизма формирования. Прежде всего они делятся

на проградационные латеральные клиноформы и клиноформы бокового наращивания. Первые из них разделяются на три категории: проградационные, дельтовые и конусов выноса. Проградационные и дельтовые клиноформы являются шельфово-склоновыми, а конусов выноса — склоново-котловинными. Клиноформы бокового наращивания — это, по сути дела, транзитные образования, они могут формироваться на шельфе и склоне, а также на склоне и дне глубоководной котловины. Характерная черта проградационных клиноформ — их надстраивание и миграция зоны наибольшего накопления осадков в латеральном направлении по оси действующего потока наносов от берега к глубоководной котловине. В структурном отношении они обычно связаны с тектоническими прогибами. Клиноформы бокового наращивания надстраиваются в латеральном направлении в сторону глубоководных впадин за счет горизонтального перемещения осевой зоны потоков взвешенных частиц. В структурном отношении первоначально они бывают приурочены к склонам положительных структурных элементов, смещаясь с течением времени в сторону депрессионной зоны. При достаточном насыщении потока указанные клиноформы могут компенсировать прогибание депрессионных зон.

ЛИТЕРАТУРА

Геолого-геофизические исследования Болгарского сектора Черного моря. София: Изд-во Болг. АН, 1980. 318 с.

Геологическое строение и нефтегазоносность платформенной части Каспия / Л. И. Лебедев, З. П. Едигарян, Л. С. Кулакова и др. М.: Наука, 1976. 128 с.

Лебедев Л. И. Строение и нефтегазоносность современных гетерогенных депрессий. М.: Наука, 1978. 111 с.

Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.

УДК 552.5:552.14

Г. Г. Ткаченко, Л. П. Пономарева

ПОДВИЖНЫЕ ФОРМЫ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ДОННЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКАХ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Изучение реакционноспособных форм железа, марганца, никеля, меди, кобальта в океанических донных осадках представляется особенно важным в связи с проблемой океанского рудогенеза и возможностями корреляции разнофациальных осадков. К сожалению, опубликованные материалы нередко плохо сопоставимы в основном из-за использования различных вариантов анализа. Авторам представилось возможным на 300 идентичных пробах донных осадков из Западно-Австралийской и Центральной котловин Индийского океана провести изучение реакционноспособных форм указанных элементов в различных вариантах растворения, времени контакта осадков с кислотами, измельчением мелких влажных стяжений. Исследовались илы алеври-

то-пелитовые, иногда слабопесчанистые диатомо-радиоляриевые, или пелитовые глинистые и кремнисто-глинистые, или алеврито-пелитовые фораминиферовые и фораминиферо-глинистые, красные глины и другие осадки, в которых по составу фауны радиолярий установлен четвертичный возраст не древнее 1,2 млн лет.

Определение концентрации реакционноспособных форм рудных элементов в донных осадках, а также их валового содержания выполнено методами атомной абсорбции и химическими (спектрофотометрический и объемный варианты).

При определении реакционноспособных форм рудных элементов в современных осадках используют различные методы выделения. Можно отметить три основных метода, которые использовались различными исследователями в разное время и краткую характеристику которых приводим ниже.

Первый метод был предложен для осадочных пород, а затем применен для современных осадков [Страхов, Залманзон, 1955; Залманзон, 1957; Страхов, 1959]. Сущность метода заключалась в обработке пробы осадков натуральной влажности 0,5 М HCl с кратковременным нагреванием до кипения. Этот метод "жесткий" и имеет ряд недостатков, описанных в многочисленных публикациях, поэтому нет смысла на них останавливаться.

Второй метод выделения, используемый для исследований современных осадков, предложен сотрудниками Института океанологии АН СССР [Романкевич, Петров, 1961; Розанов и др., 1972, 1976]. Сущность метода заключается в выщелачивании осадка раствором 3 М H₂SO₄. В раствор переходят все аморфные формы гидроокислов железа и марганца, а также содержащиеся в карбонатах, растворимых сульфидах и др. Этот метод "мягче" и в достаточной мере извлекает аморфные гидроокислы, не разрушая решетку. Кроме того, аморфные гидроокислы железа могут экстрагироваться и в других условиях -- в смеси 0,2 М раствора оксалата аммония и 0,2 М раствора щавелевой кислоты и др.

Р.Честер и М.Хьюджес провели сравнительное исследование действия различных реагентов на гидрогенную форму металлов в пелагических осадках. В качестве реагентов они использовали раствор ЭДТА, 1М HCl и восстанавливающие реагенты — разбавленную уксусную кислоту и 1 М раствор гидроксилamina солянокислого. Действие каждого из реагентов имело отрицательные эффекты: первый очень медленно связывает металлы; второй (1 М HCl) разрушающе действует на решетку некоторых глинистых минералов; действие третьего реагента — разбавленной уксусной кислоты — оказалось недостаточным для полного растворения гидроокислов железа; четвертый растворяет лишь 50% гидроокислов железа. В результате они предложили комбинированный кислотно-восстановительный реагент, состоящий из смеси 35%-ной уксусной кислоты и 25%-ного раствора солянокислого гидроксилamina (в соотношении 2,5:1).

Как и все методы рационального анализа, перечисленные методы выделения реакционных форм рудных элементов в достаточной мере условны и для получения сопоставимых результатов требуют

проведения сравнительных анализов и, конечно же, строгого соблюдения условий опыта.

При постановке экспериментальных исследований авторами были сформулированы следующие задачи: 1) провести сравнительный анализ содержаний реакционноспособных форм рудных элементов с использованием общепринятого (второго) метода выделения и определения методами атомной абсорбции и химическими (спектрофотометрический и объемный варианты); показать сопоставимость используемых методов непосредственного анализа их содержаний, выявить зависимость подвижных форм от валового содержания как отражения физико-химических условий среды и океанического рудогенеза; 2) провести сравнительный анализ содержаний с использованием различных методов выделения элементов с последующим определением содержаний на идентичных пробах; 3) провести сравнительный фазовый анализ органических и неорганических составляющих подвижных форм рудных элементов с использованием различных методов выделения на примере идентичных проб с некоторыми приемами (параллельные, последовательные), а также определения содержаний валовых их форм; 4) на основе полученных результатов экспериментального исследования дать рекомендацию по определению подвижных форм рудных элементов, в особенности для экспедиционных (судовых) условий.

Результаты анализов, полученных методами атомной абсорбции и спектрофотометрическим, показали хорошую сопоставимость по содержаниям реакционноспособных форм изученных рудных элементов в осадках, для которых допустимые среднеквадратичные отклонения составили 1—3%. Сопоставимости между результатами анализа объемным вариантом и указанными выше методами не наблюдается, колебания составляют 25—30%. Плохая сопоставимость наблюдается в пределах самого объемного варианта на примере анализа параллельных проб и составляет 30% и более.

Результаты сопоставимости с учетом среднеквадратичных отклонений проведены для донных осадков Западно-Австралийской и Центральной котловин Индийского океана на основе методов атомной абсорбции и химических. Статистические расчеты допустимых среднеквадратичных отклонений с учетом диапазонов концентраций проведены согласно инструкциям ВИМСа.

Для анализа соотношения подвижных форм рудных элементов от их валового количества в донных осадках использованы данные атомно-абсорбционного исследования.

Приводим краткую характеристику распределения подвижных форм рудных элементов в пределах изученных котловин.

В пределах Центральной котловины количество подвижных форм железа (по средним данным) распределено во всех типах осадков практически равномерно, несколько снижено оно в глинисто-кремнистых осадках. Для марганца количество подвижных форм повышено приблизительно в 2 раза в глинистых илах и глинах по отношению к другим типам осадков. Подвижные формы никеля, меди и кобальта распределены во всех типах осадков равномерно и содержатся в небольших количествах, согласуясь с валовыми содержаниями. Послед-

нее свидетельствует о том, что эти элементы в основном находятся в подвижной форме и могут участвовать в диагенетическом перераспределении.

Для донных осадков Западно-Австралийской котловины наблюдается повышенное по отношению к Центральной содержание подвижных форм железа. Повышенные значения отмечены в алеврористо-пелитовых илах, снижаясь в песчано-алевритистых илах и остальных типах осадков. Содержание подвижных форм марганца повышено в алевроитовых и песчано-алевритовых илах почти в два раза по отношению к алеврористо-пелитовым илам. Для никеля, меди и кобальта наблюдается та же тенденция распределения, что и в пределах Центральной котловины. Валовые формы железа и марганца (по средним данным) в донных осадках Западно-Австралийской котловины также выше, хотя и диапазон разброса содержаний этих элементов в пределах Центральной котловины значителен (максимальные его содержания достигают до 7% и более). Четкой корреляции по валовым содержаниям между типами осадков не наблюдается.

Использование атомно-абсорбционного анализа содержаний элементов позволило выявить их соотношение от валовых содержаний, в особенности для марганца, так как практически весь марганец при объемном варианте анализа оказывается подвижным, что противоречит теоретическому представлению о характере формирования стабильных его форм. Анализ соотношений подвижных форм рудных элементов от их валового содержания показывает возможность перераспределения рудных элементов, подвижные формы которых могут участвовать в процессах конкрецииобразования и накапливаться в осадках в виде микроконкреционного материала (металлоносные и другие осадки) при прочих равных условиях (физико-химические параметры среды и т.д.), которые играют значительную роль в океанском рудогенезе.

Физико-химические условия наиболее ярко проявляются в верхнем слое осадков морей и океанов, способствуя установлению равновесия между окисленной минеральной составляющей осадка и органическим веществом, которое в этих процессах выступает в роли восстановителя. Интенсивность окислительно-восстановительных процессов, глубина превращения минерального и органического компонентов определяются многими факторами. Главными из них являются физико-географические условия среды осадкообразования, определяющие количество и качественный состав органического вещества, попадающего в осадки в ходе седиментации, скорости осадкообразования, минеральный и химический состав абиогенного материала. Начальные этапы диагенеза в современных осадках наблюдаются в верхних слоях осадков. Они обусловлены окислительно-восстановительными процессами, протекающими в обстановке: 1) изменения и превращения форм нахождения элементов, приводящих иногда к перестройке минерального комплекса, сложившегося в ходе осадкообразования; 2) изменения состава иловых вод; 3) перераспределения элементов в осадках с образованием локальных слоев с высокими концентрациями элементов вплоть до рудных скоплений; 4) разно-

направленного обмена элементами между осадками и наддонной водой, через границу раздела вода—дно.

Результаты обширных исследований по распределению органического вещества в ходе осадконакопления в морях и океанах опубликованы [Романкевич, 1977], поэтому мы остановились на таких факторах, как роль реакционноспособных форм в валовом содержании, распределение их в осадках, иловых растворах, превращения этих форм в океанических донных осадках, что особенно важно в связи с проблемами океанского рудогенеза.

Изученные донные осадки характеризуются в основном высокими положительными значениями окислительно-восстановительного потенциала (400—500 мВ), слабощелочной средой, при наличии которых содержания растворенных закисных форм железа и марганца чрезвычайно низки и практически неустойчивы. В таких условиях они окисляются до трех- и четырехвалентных форм соответственно и находятся в окисленных отложениях в виде гидроокиси трехвалентного железа и четырехвалентного марганца.

Результаты исследований по подбору методов выделения подвижных форм показали, что наиболее приемлемым методом является атомно-абсорбционный анализ с использованием окислительно-восстановительного реагента Честера в соотношении 1,5:1. Авторами введены следующие приемы в схему фазового анализа подвижных форм рудных элементов в донных осадках, применяемую в Институте океанологии АН СССР.

1. Перед обработкой реактивом Честера необходимо выделить органическую составляющую подвижных форм (в виде металлоорганических комплексов) обработкой 0,1 М раствором пирофосфата натрия. Это исключит возможность получения условной вытяжки раскристаллизованных гидроокислов [Бутузова, Дворецкая, 1967]. В противном случае наряду с последними будет присутствовать органика в виде углеводов, белков, липидов, которые, как показали наши детальные исследования, повсеместно находятся в составе донных осадков.

2. Разложение силикатной части осадка, а также исходной пробы (для анализа валовых содержаний элементов) проводить по методу, разработанному Л.П. Пономаревой и Н.С. Феофановой в Одесском государственном университете им. И.И. Мечникова. Сущность метода заключается в разложении пробы соляной и концентрированной плавиковой кислотой в соотношении 1:1 в тефлоновых стаканчиках с плотно закрывающимися крышками, обеспечивающими герметичность. Доведение разложенной пробы до необходимого объема производится 1,5—2,0%-ной борной кислотой, чем достигается связывание фторид-ионов.

ЛИТЕРАТУРА

Бутузова Т.Ю., Дворецкая О.А. Опыт применения хлорированного спирта для удаления свободных окислов и гидроокислов железа из современных осадков Санторинской вулканической зоны // Литология и полезные ископаемые. 1967. Т 4. С. 23—41.

Залманзон Э.С. Определение некоторых элементов и анализ коллоидных фракций глин: Формы железа // Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1957. Т. 2. С. 810.

Розанов А.Г., Волков И.И., Жабина А.В. Формы железа и марганца в осадках северо-западной части Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 4. С. 24–32.

Розанов А.Г., Волков И.И., Леин А.Ю. и др. Окислительно-восстановительные процессы в осадках Калифорнийского залива и прилегающей части Тихого океана // Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976. С. 530.

Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 411 с.
Романкевич Е.А., Петров Н.В. Окислительно-восстановительный потенциал и рН осадков северо-восточной части Тихого океана. М.: ИО АН СССР, 1961. 386 с. (Тр.; Т. 45.)

Страхов Н.М. Формы железа в отложениях Черного моря и их значение для теории диагенеза осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 658 с.

Страхов Н.М., Залманзон Э.С. Распределение аутигенно-минералогических форм в осадочных породах и его значение для литологии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1955. № 1. С. 16–24.

УДК 552.5:552.14

Н.В. Беляева, И.И. Бурмистрова

ФОРАМИНИФЕРЫ КАК ПОКАЗАТЕЛИ УСЛОВИЙ ПЕЛАГИЧЕСКОГО КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ В ОКЕАНЕ (на примере Индийского океана)

Интерес к проблеме железо-марганцевого рудообразования в океане определяет важность исследований, касающихся фациальной обстановки формирования железо-марганцевых конкреций. Основные ареалы железо-марганцевого рудообразования в океане связаны с обширными областями пелагического седиментогенеза, для которых характерны низкие скорости осадконакопления [Безруков, 1979; Скорнякова и др., 1981].

Осадконакопление в океане, как известно, определяется взаимодействием факторов, подчиненных климатической, вертикальной и циркумконтинентальной зональности [Безруков, 1964], среди которых наиболее важное значение в формировании пелагических фаций имеют первые два типа зональности.

Одним из первых на закономерную связь карбонатности осадков с глубиной обратил внимание Дж. Меррей, предложивший схему их батиметрической (вертикальной) зональности по содержанию в них CaCO_3 и смене состава в ряду от птероподовых осадков к фораминиферовым илам и красным глинам [Murray, Renard, 1981; Murray, Hjort, 1912]. П.Л. Безруковым [1962а] для определения фациальной границы между карбонатными и бескарбонатными осадками было введено понятие критической глубины карбонатакопления (КГК), которую предложено было проводить по содержанию CaCO_3 менее 10%. Эта граница близка к глубине карбонатной компенсации, определяемой как уровень, где скорость растворения карбонатного материала равна скорости его поступления. Выше критической глубины в открытых частях океана карбонатные отложения имеют очень широкое распространение, занимая в Индийском океане более половины площади дна. Главную роль в поставке карбонатного материала на дно в пе-

лагиали выполняют планктонные фораминиферы — группа организмов, которые являются основными концентраторами карбоната кальция, растворенного в поверхностных водах [Лисицын, 1978].

В результате детального изучения танатоценозов планктонных фораминифер в осадках разных глубин было установлено, что накопление их на дне происходит вне влияния растворения лишь до определенного батиметрического уровня, глубже которого формирование танатоценозов протекает в условиях значительного воздействия растворения [Беляева, 1964, 1979, 1982; Phleger et al., 1953; Parker, Berger, 1971]. Этот уровень, названный фораминиферовым лизоклином (ФЛ) [Berger, 1968], определяется по резкому возрастанию в составе планктонных фораминифер доли устойчивых против растворения форм, что является следствием быстрого разрушения легкорастворимых раковин.

Изучение связи иных литологических характеристик карбонатных осадков с глубиной позволило выделить еще один уровень возрастания интенсивности растворения карбонатов — карбонатный лизоклин (КЛ), который занимает промежуточное положение между ФЛ и КГК и отмечает начало резкого убывания с увеличением глубины содержания CaCO_3 в осадках с 70—60 до 10% [Kolla et al., 1976]. Таким образом, в настоящее время в океане определяются три основных критических уровня карбонатонакопления — фораминиферовый лизоклин, карбонатный лизоклин и критическая глубина карбонатонакопления, которые отмечают наиболее существенные изменения в условиях растворимости карбонатного материала с увеличением глубины. Эти изменения сопровождаются изменениями всех физико-химических процессов в придонных водах и верхнем слое осадков, т.е. полным преобразованием фациальной обстановки осадкообразования. Знание закономерностей распространения критических уровней карбонатонакопления и факторов, определяющих их глубинное положение в различных районах океана, важно не только для понимания процессов современного седиментогенеза в океане, но и для реконструкции эволюции динамики среды древних океанов.

В настоящее время данные о глубинах ФЛ, КЛ и КГК получены для разных районов Тихого, Индийского и Атлантического океанов [Беляева, 1980; Беляева, Бурмистрова, 1984; Berger et al., 1976; Kolla et al., 1976; Biscaye et al., 1976; и др.]. Эти данные показывают, что глубинное положение критических уровней карбонатонакопления изменяется от океана к океану и в пределах каждого из них.

КРИТИЧЕСКИЕ УРОВНИ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ В ИНДИЙСКОМ ОКЕАНЕ

В Индийском океане советскими и иностранными экспедициями было собрано большое количество проб донных осадков, в результате изучения которых были составлены детальные карты современных типов осадков дна и содержания в них CaCO_3 [Безруков, Лисицын, 1975]. Данные этих исследований наряду с личными материалами были использованы В. Колла с соавторами [Kolla et al., 1976] для опреде-

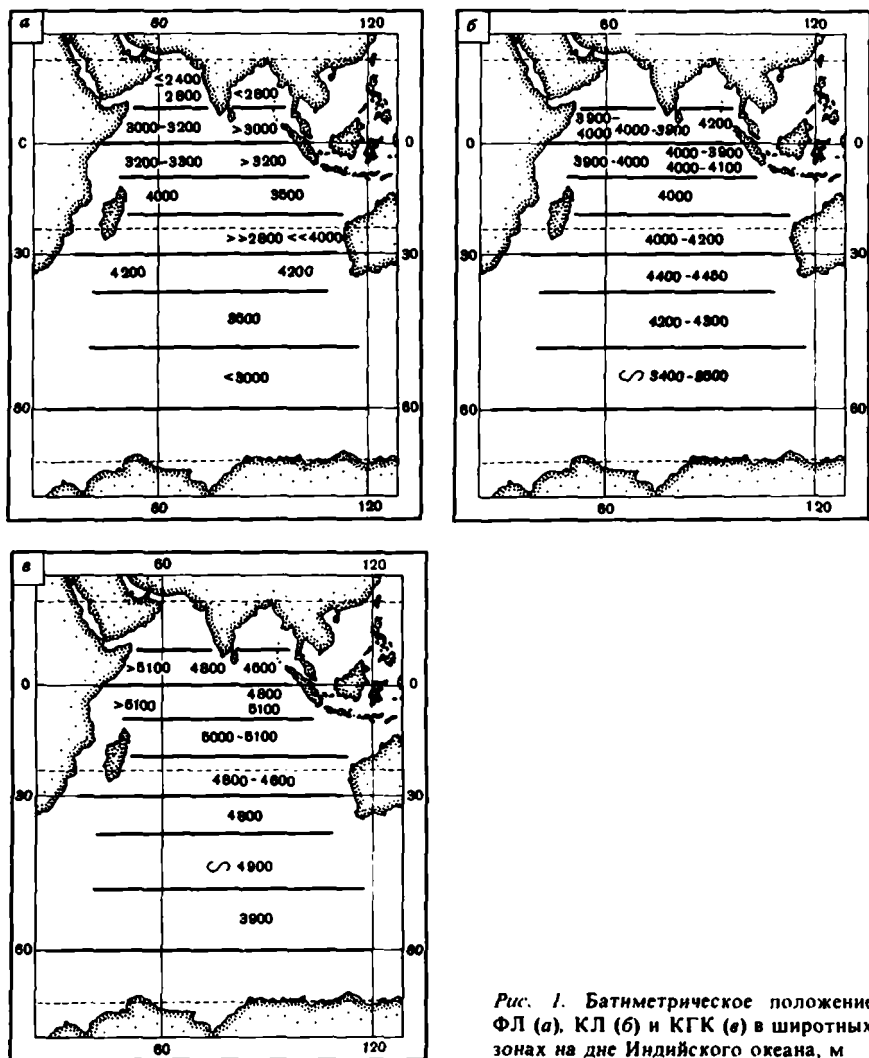


Рис. 1. Батиметрическое положение ФЛ (а), КЛ (б) и КГК (в) в широтных зонах на дне Индийского океана, м

ления и картирования КЛ и КГК в Индийском океане. Фораминиферовый лизоклин определен Н.В. Беляевой на основании изучения планктонных фораминифер в многочисленных пробах [Беляева, 1964, 1975], полученных советскими экспедициями на НИС "Обь", "Витязь", "Академик Курчатов" в период с 1956 по 1967 г.

В результате проведенных работ появилась возможность проследить поведение всех трех уровней карбоната накопления в океане и попытаться выявить связь их распространения и взаиморасположения с биогеохимическими условиями.

Глубина ФЛ в Индийском океане изменяется от менее 3000 м до 4200 м (рис. 1, 2, табл. 1). Мелководное его положение — менее

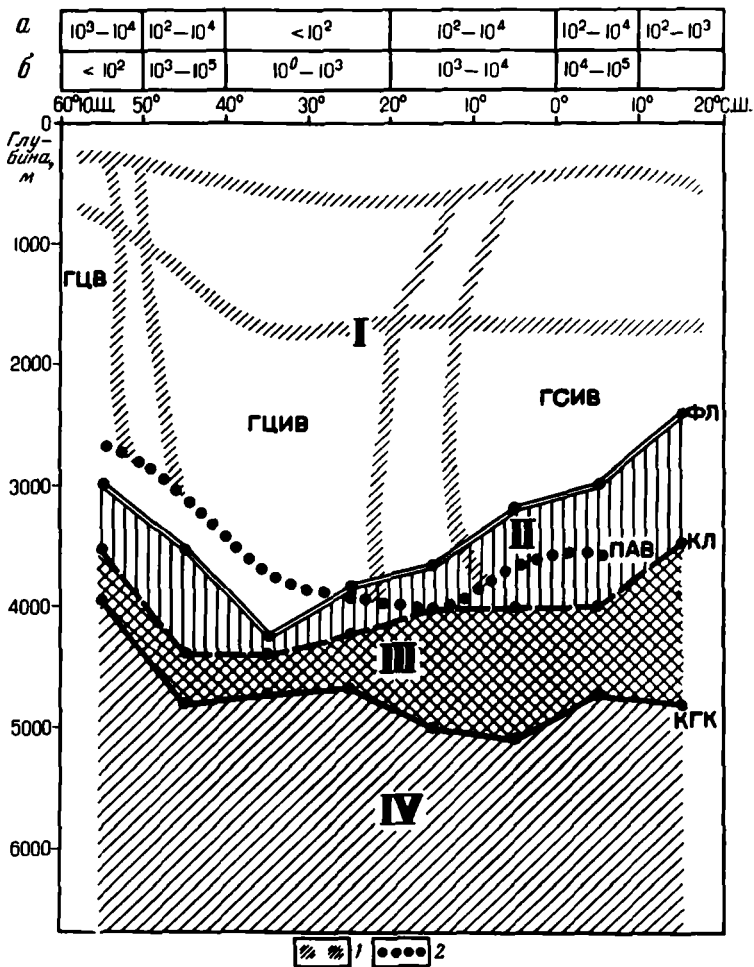


Рис. 2. Глубина критических уровней (ФЛ, КЛ, КГК) карбонатакопления, структура вод и продуктивность фитопланктона и планктонных фораминифер на разрезе через Индийский океан

Границы: 1 — водных масс, 2 — придонной и глубинной зон
 I-IV — зоны карбонатакопления. Водные массы [Шербинин, 1976]: ПЛВ — придонная антарктическая, ГЦВ — глубинная циркулярная, ГЦИВ — глубинная центральноиндийская, ГСВ — глубинная североиндийская

a — численность клеток фитопланктона (клетки/л) в поверхностных водах [Семина, 1977]; *б* — численность планктонных фораминифер (экземпляры в 1000 м³ воды) в поверхностных водах [Беляева, 1964; Вё, Tolderlund, 1971]

3000 м — зафиксировано между 60 и 50° ю. ш. Между 50 и 40° ю. ш. ФЛ опускается на глубину 3500 м. Наиболее глубоководное положение — 4200 м — он занимает в зоне между 40 и 30° ю. ш., а при дальнейшем продвижении на север постепенно поднимается на меньшую глубину — 4000—3500 м — в зоне между 30 и 10° ю. ш. Севернее 10° ю. ш. отмечено очень мелководное положение ФЛ. В Аравийском море и

Таблица 1. Батиметрическое положение ФЛ, КЛ, КГК и величин зон между ними в разных широтных зонах Индийского океана, м

Широтная зона	ФЛ	КЛ	КГК	Зоны		
				данные Kolla et al. [1976]	II	III
20-10° с. ш.	≤2400—2800	3300—3500 4300	—	900—1100 1500	—	—
10-0° с. ш. *	3000—3200	3900—4000	4800	800	800—900	1600—1800
10-0° с. ш. **	>3000	4200	4500	1200	300	1500
0-10° ю. ш. *	3200—3300	3900—4000	—	700	—	—
0-10° ю. ш. **	3200	4000—4100 3900—4000	5100 4800	700—900	900—1000	1600—1900
10-20° ю. ш.	3500—4000	4000	5000—5100	0—500	1000—1100	1100—1500
20-30° ю. ш.	≤4000	4000—4200	4600—4800	0—200	600	600—800
30-40° ю. ш.	4200	4300—4400 4400—4450	4800	200—250	400	625
40-50° ю. ш.	3500	4200—4300	4900	700—800	600—700	1500
50-60° ю. ш.	<3000	3400—3500	3900	400—500	400—500	900

* Аравийское море.
** Бенгальский залив.

Примечание. Расположение зон см. на рис. 2

Бенгальском заливе комплексы фораминифер, соответствующие лизоклину, в периферических частях приурочены к глубине 2400 м, в центральных — к глубине 2800 м.

Для КЛ наиболее глубоководное положение наблюдается в зоне между 30 и 40° ю. ш. Южнее и севернее этой зоны КЛ располагается на меньших глубинах. В целом изменения уровней ФЛ и КЛ в пределах разреза однонаправленны.

В поведении КГК тенденция, сходная с изменениями глубины КЛ и ФЛ, наблюдается только к югу от 40° ю. ш. Севернее, между 40 и 20° ю. ш., отмечено мелководное положение КГК, в зоне 0—10° ю. ш. оно достигает наиболее глубокого уровня. На рис. 1, 2 и в табл. 1 отчетливо видно, как изменяется величина зон, разделяющих ФЛ, КЛ и КГК. Расстояние по глубине между ФЛ и КЛ составляет от 0—200 до 1000 м. Максимальные (более 700 м) мощности разделяющей их зоны зафиксированы севернее 10° ю. ш. Глубинный диапазон между КЛ и КГК варьирует от 300 до 1200 м. Максимальные его значения (более 900 м) наблюдаются севернее 20° ю. ш.; южнее разница глубин КЛ и КГК не превышает 700 м. В районе между 40 и 20° ю. ш. отмечены минимальные значения расстояния по глубине между всеми тремя уровнями — ФЛ, КЛ и КГК.

ФАЦИАЛЬНЫЕ ЗОНЫ МЕЖДУ КРИТИЧЕСКИМИ УРОВНЯМИ

Проведенные нами исследования показали, что каждой из глубинных зон, расположенных между критическими уровнями карбоната накопления, свойственны определенные комплексы планктонных и бентосных фораминифер. Зоны различаются по таким характеристикам, как численность и соотношение раковин этих двух групп фораминифер, число видов и структура их сообществ.

Зона выше фораминиферового лизоклина (I). Планктонные фораминиферы и CaCO_3 . Выше ФЛ (зона I) (рис. 3, 4; см. также рис. 2), где содержание CaCO_3 в осадках составляет более 60—70%, разлит комплекс планктонных фораминифер, почти не затронутых растворением, близкий по составу к биоценозу. Для него характерны максимальные общая численность целых раковин (более $n \cdot 10^3$ экземпляров на 1 г осадка) и численность всех видов, отсутствие фрагментов раковин, содержание которых становится заметным (около 25%) только на уровне ФЛ. В составе танатоценозов присутствуют все виды, свойственные биоценозам, число их в разных пробах составляет 11—15. Соотношение видов и форм особей различных возрастных групп в комплексах также соответствует биоценозам. Преобладают виды с легко растворимыми раковинами. Видовой состав их изменяется с переходом из одной климатической области в другую. В тропической области севернее 20—30° ю.ш. наиболее многочисленны *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny), *Globigerinita glutinata* (Egger), *Globigerinella aequilateralis* (Brady), *Orbulina universa* (d'Orbigny), *Hastigerinella digitata* (Rumbler), *Globigerinella adamsi* (Banner and Blow), *Globigerina falconensis* Blow.

В южной части океана, между 30 и 50° ю. ш. преобладают *Orbulina universa*, *Globorotalia crassaformis* (Galloway and Wissler), *Globorotalia scitula* (Brady), *Globigerina bulloides* d'Orbigny.

Соотношение видов в комплексах изменяется соответственно особенностям распространения каждого из них. Южнее 50° ю. ш. господствующим видом становится *Globigerina bulloides*. Во всех широтных областях в зоне выше ФЛ доля раковин легко растворимых видов в планктонных ассоциациях составляет 80—90%. Показательной характеристикой этой зоны является и абсолютное (93—99%) доминирование планктонных форм в совместных комплексах с бентосными фораминиферами.

Бентосные фораминиферы. Ассоциации бентосных фораминифер этой зоны отличает таксономическое разнообразие (30—40 видов в пробе), относительное обилие представителей отрядов *Cassidulinida* и *Buliminida* [Бурмистрова, 1979]. В северной части океана преобладают *Bulimina aculeata* d'Orbigny, *B. mexicana* Cushman, в центральной — *Globocassidulina subglobosa* (Brady), *Cassidulina crassa* d'Orbigny, в южной части, между 30 и 40° ю. ш., многочисленны представители *Unigerina* [Corliss, 1979]. Наряду с этими видами повсеместно значительную долю комплекса составляет вид *Epistominella exigua* (Brady), представляющий отряд *Rotaliida*.

Зона между фораминиферовым и карбонатным лизоклином (II). Планктонные фораминиферы. На уровне ФЛ избирательное

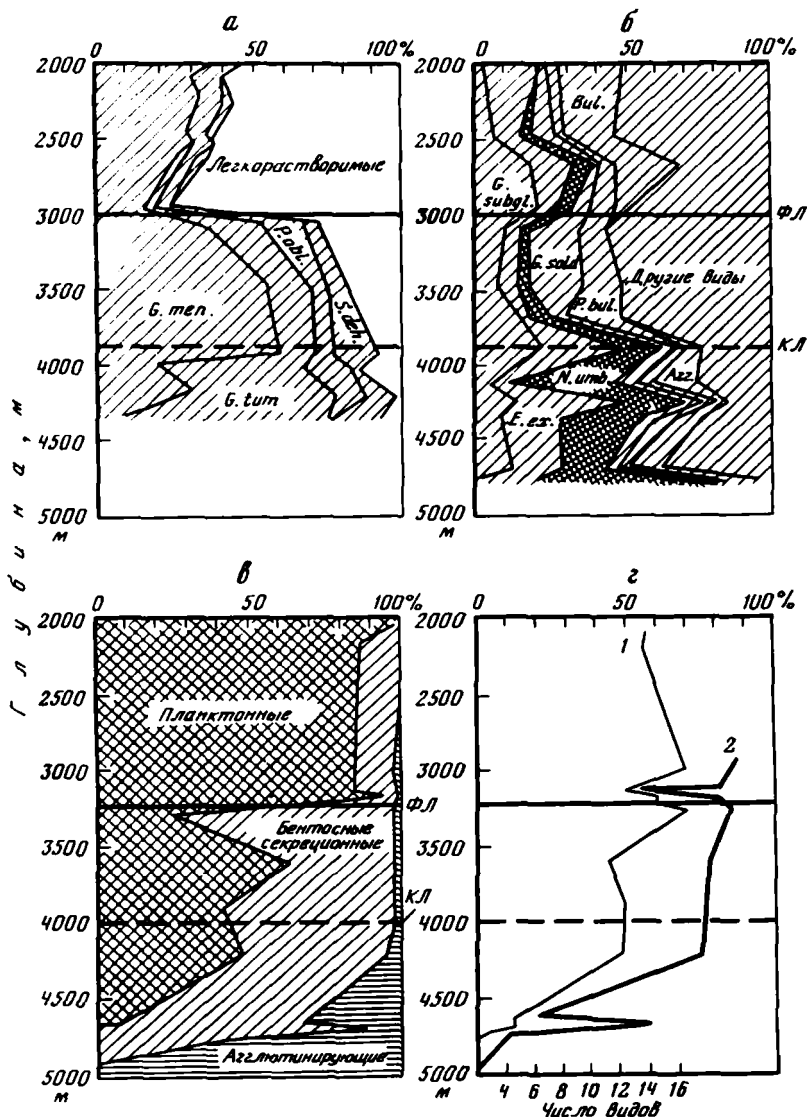
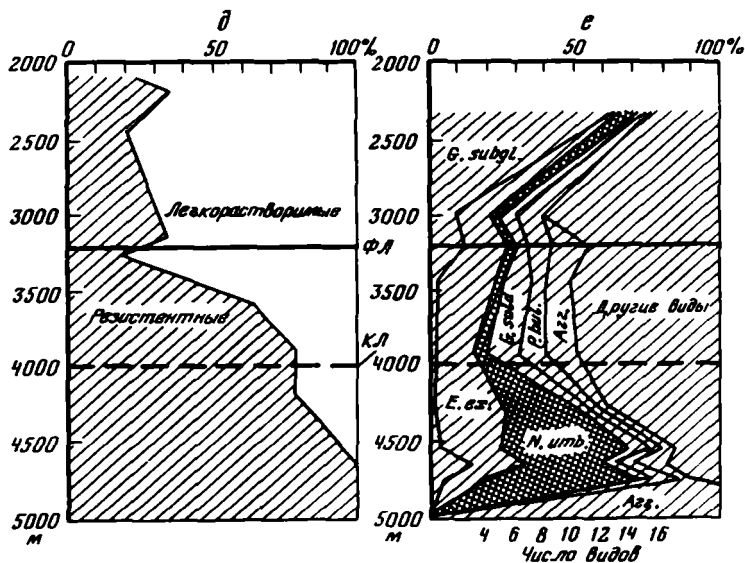


Рис. 3. Состав фораминифер и содержание CaCO₃ в осадках разных глубин дна Индийского океана

а, б — в западной части в зоне 0–10° с.ш.; а — соотношение резистентных и легкорастворимых форм в ассоциациях планктонных фораминифер, %. б — соотношение видов в ассоциациях бентосных фораминифер (для фракции > 0,1 мм); в — в центральной части Индийского океана в зоне 0–10° ю.ш.; в — соотношение раковин планктонных, бентосных секретирующих известковых и агглютинирующих фораминифер, %. г — число видов планктонных фораминифер (1) и содержание CaCO₃ в осадках (2), %. д — соотношение резистентных и легкорастворимых форм (%) в ассоциациях планктонных фораминифер. е — соотношение видов в ассоциациях бентосных фораминифер, % (для фракции > 0,1 мм). *G. men.* — *Globorotalia menardi*, *G. tum.* — *Globorotalia tumida*, *P. obl.* — *Pulleniatina obliquiculata*, *S. deh.* — *Sphaeroidinella dehiscens*, *G. subgl.* — *Gilobocassidulina subglobosa*, *E. ex.* — *Epistominella exigua*, *N. umb.* — *Nuttalides umbonifera*, *G. sold.* — *Gyroidina soldani*, *P. bul.* — *Pullenia bulloides*, *Arr.* — агглютинирующие виды; *Bul.* — виды отряда Buliminida



растворение приводит к заметным преобразованиям танатоценозов фораминифер.

В зоне между ФЛ и КЛ (см. рис. 3, 4) увеличивается число фрагментов раковин планктонных фораминифер в результате разрушения неустойчивых против растворения форм. Общая численность планктонных фораминифер сокращается до несколько десятков и часто не превышает 10 экз. Вследствие различий в устойчивости к растворению раковин разных видов возрастает доля резистентных видов, содержание которых в биоценозах не превышает 1%.

В северной части океана в танатоценозах преобладают *Globorotalia menardii* (d'Orbigny), *G. tumida* (Brady), *Sphaeroidinella dehiscens* (Parker and Jones), *Pulleniatina obliquiloculata* (Parker and Jones), *Globorotalia conglomerata* (Schwager), в области субтропиков — *Globorotalia menardii*, *Pulleniatina obliquiloculata*, южнее 40—50° ю. ш. — *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny), *G. inflata* (d'Orbigny), *G. pachyderma* (Ehrenberg). Все эти виды имеют раковины, устойчивые к растворению. Часть видов, обладающих легкорастворимыми раковинами, глубже ФЛ вообще не встречаются, исключая места сноса с более мелководных участков дна. Основная отличительная черта этой зоны — небольшое число видов (2—5 в пробе) и явное преобладание (до 90% и более) видов с раковинами, выдерживающими сильное растворение. При этом основную часть планктонного комплекса составляют крупные формы с диаметром раковин более 0,1 мм как наиболее устойчивые к растворению. Заметно уменьшается и доля планктонных форм в суммарной численности их с бентосными видами.

Бентосные фораминиферы. Бентосные ассоциации этой зоны беднее видами, чем ассоциации, развитые выше ФЛ. Они представлены 20—30 типично абиссальными видами, среди которых численно пре-

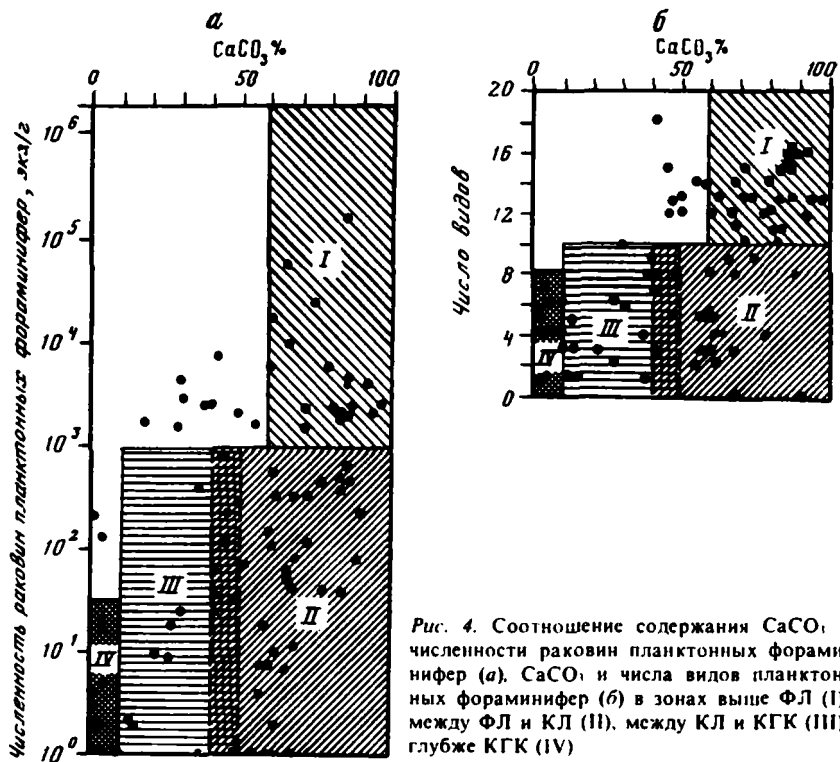


Рис. 4. Соотношение содержания CaCO_3 и численности раковин планктонных фораминифер (а), CaCO_3 и числа видов планктонных фораминифер (б) в зонах выше ФЛ (I), между ФЛ и КЛ (II), между КЛ и КГК (III), глубже КГК (IV)

обладают *Gyroidina soldanii* d'Orbigny, *G. orbicularis* (d'Orbigny), *Oridorsalis tenerus* (Brady), *Pullenia bulloides* (d'Orbigny), *P. quinqueloba* (Reuss), *P. osloensis* Feyling-Hanssen, *Cibicides wuellerstorffii* (Schwager), *Globocassidulina subglobosa*.

Карбонат кальция. Содержание CaCO_3 в осадках этой зоны, однако, продолжает оставаться высоким за счет фрагментов раковин планктонных видов, кокколитов, а отчасти за счет карбонатных раковин бентосных фораминифер, которые более устойчивы к растворению, чем планктонные фораминиферы.

Зона между карбонатным лизоклином и критической глубиной карбонатакопления (III).

Планктонные фораминифер и CaCO_3 . На уровне КЛ происходит тотальное растворение раковин планктонных видов и большей части их фрагментов, что приводит к резкому уменьшению содержания CaCO_3 в осадках, составляющего около 10% близ КГК. Численность целых раковин планктонных фораминифер сокращается до нескольких экземпляров, уменьшается число видов в танатоценозе, резко возрастает доля устойчивых к растворению форм (см. рис. 3, 4). Карбонатную часть осадка в этой зоне также составляют в основном фрагменты планктонных фораминифер, кокколиты и бентосные фораминиферы.

Бентосные фораминиферы. Численность раковин бентосных фораминифер значительно возрастает, достигая 2000—10 000 экз. в 1 г осадка [Бурмистрова, 1982]. Обитающие здесь бентосные виды обладают раковинами, которые сохраняются на дне и после гибели особи в условиях той гидрохимической обстановки, когда большая часть планктонных фораминифер разрушается под действием растворения.

Плотность живых популяций бентосных фораминифер не выше, чем на меньших глубинах [Хусид, 1978], и их высокая концентрация в осадках зоны между КЛ и КГК объясняется только резким уменьшением роли других компонентов осадков — планктонных фораминифер. Увеличение степени агрессивности вод в отношении карбонатов и, следовательно, уменьшение их насыщенности растворенным CaCO_3 на уровне КЛ нашли отражение и в таксономическом составе бентосных фораминифер.

Их ассоциации, развитые в зоне между КЛ и КГК, включают не более 20 видов (обычно 12—15) с известковыми раковинами. Характерная особенность ассоциации — доминирование трех видов: *Globocassidulina subglobosa*, *Epistominella exigua* и *Nuttalides umbonifera* (Cushman), среди которых последний является формой, способной выдерживать условия сильного недонасыщения вод растворенным CaCO_3 . Доля его в ассоциациях возрастает с увеличением глубины, и он распространен вплоть до КГК, глубже которой встречаются уже только агглютинирующие фораминиферы. В северной части океана преимущественно развита ассоциация *Epistominella exigua*—*Nuttalides umbonifera* [Бурмистрова, 1979], в южной — *Globocassidulina subglobosa*—*Nuttalides umbonifera* [Corliss, 1979]. Среди других бентосных фораминифер в комплексах этой глубинной зоны обычно присутствуют виды, упоминавшиеся как характерные для ассоциаций, развитых выше КЛ, но их доля незначительна.

Зона глубже критической глубины карбонатонакопления (IV).

В зоне ниже КГК содержание CaCO_3 не превышает 10%, встречаются единичные раковины планктонных фораминифер и отдельные обломки. Бентосные фораминиферы представлены агглютинирующими формами (см. рис. 3, 4).

◆АКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ПОЛОЖЕНИЕ КРИТИЧЕСКИХ УРОВНЕЙ

Из изложенного понятно, что батиметрическое положение ФЛ, КЛ и КГК должно контролироваться продуктивностью организмов с карбонатным скелетом, главным образом планктонных фораминифер, и условиями сохранности остатков скелетов на дне, прежде всего насыщенностью придонных вод растворенным карбонатом кальция. Для накопления карбонатного материала благоприятным должно быть и обильное поступление на дно терригенного и биогенного некарбонатного материала, что способствует захоронению раковин, сокращает время пребывания их на поверхности дна и ограничивает соприкосновение с агрессивными к карбонатам придонными водами. Наши исследования позволяют считать, что ведущим среди этих факторов, определяющих состав и границы распространения карбонатных осад-

ков в глубоководных областях океана, является степень растворяющей активности вод.

Из сравнения кривых на рис. 2, показывающих положение ФЛ и ПАВ в Индийском океане [Щербинин, 1976], видно, что ФЛ следует параллельно ПАВ, располагаясь примерно на 200—300 м глубже на всем пространстве от 60 до 20° ю. ш., а севернее 20° ю.ш. поднимается на меньшую глубину, чем ПАВ.

Таким образом, в южной части океана прослеживается четкая связь ФЛ с верхним слоем ПАВ. Последние повсеместно агрессивны к карбонатному материалу. В Индийском океане эта водная масса распространяется вплоть до его северной окраины, заполняя все котловины на глубинах более 3500—4500 м. Характерными отличиями ПАВ являются низкие температуры (от -0,6 на юге до +1,7°С на севере океана), низкие значения рН (7,7—7,8), высокие — $p\text{CO}_2$, (7—9) · 10⁻⁴ атм, малая насыщенность СаСО₃, большая щелочность (2,45—2,50 мг·экв/л) и высокие значения щелочно-хлорного отношения (0,127—0,128) [Иваненков, 1979]. К северу от зоны 50 до 20° ю.ш. вслед за опусканием ПАВ происходит и углубление ФЛ, КЛ и КГК. Наибольшая глубина ФЛ наблюдается между 40 и 30° ю.ш., там же, где отмечено и наиболее глубокое положение границы глубинных и придонных вод (см. рис. 2). Как отмечалось выше, для всей области, ограниченной 60 и 20° ю.ш., характерно сравнительно близкое расположение всех трех критических уровней карбоната накопления. Это объясняется прежде всего тем, что придонные воды наиболее агрессивны к карбонатам вблизи источника своего формирования — в приантарктической области, где наблюдается резкая смена их характеристик в пределах небольшого интервала глубин. Так, температура вод в зоне между 50 и 60° ю.ш. падает с 0,6°С на горизонте 3000 м до -0,1°С на горизонте 4000 м [Wyrтки, 1971].

Несомненно, глубинный интервал области накопления карбонатных осадков глубже ФЛ, где происходит интенсивное растворение, зависит и от продуктивности планктона. Наиболее близкое расположение ФЛ, КЛ и КГК наблюдается между 40 и 20° ю.ш., в зоне конвергенции поверхностных вод, очень бедной планктоном. К северу от 20° ю.ш. граница ПАВ, ФЛ и КЛ поднимается и одновременно опускается КГК. Однако в отличие от южной области океана ФЛ располагается здесь не в пределах ПАВ антарктической, а значительно (на 300—700 м) выше ее верхнего предела распространения. Действительно, начало активного растворения карбонатов в северной части Индийского океана связано не с придонной водной массой, а с глубинными североиндийскими водами. Эти воды занимают глубины от 1800 до 3500 м и распространяются на юг примерно до 10° ю.ш. Продвижению их дальше на юг препятствует зона экваториальных фронтов, проходящая через весь океан между 5 и 15° ю.ш. Насыщенность этих вод СаСО₃ на 15—20% ниже насыщенности других глубинных вод океана (табл. 2), поэтому североиндийские воды обладают сильным растворяющим действием на карбонаты, чем и объясняется такое высокое положение ФЛ и КЛ в северной части океана. Возможно, что на приконтинентальных участках дна в этом районе

Таблица 2. Значения pH, pCO₂, r(CaCO₃), R[CaCO₃ + Ca(HCO₃)₂]
(данные В.Н. Иваненкова)

Глубина, м	pH*	pCO ₂ *, 10 ⁻⁴ атм	Насыщенность, %	
			r(CaCO ₃)	R[CaCO ₃ + Ca(HCO ₃) ₂]
Северные части Аравийского и Бенгальского районов				
0	8,20±0,10	3,6±0,6	450±100	120±5
300	7,80±0,10	7,9±1,5	100±10	100±2
500	7,70±0,05	9,8±1,0	90±10	98±2
1500	7,85±0,05	6,4±0,7	75±10	96±2
2000	7,90±0,05	5,6±0,7	80±15	97±2
3000	7,85±0,05	6,4±0,7	75±5	96±1
4000	7,85±0,05	6,3±0,7	75±5	96±1
5000	7,80±0,05	7,2±0,08	75±5	96±1
Экваториальная зона Индийского океана				
0	8,25±0,05	3,0±0,3	600±100	128±5
300	7,90±0,05	6,3±0,5	250±50	110±3
500	7,85±0,05	6,8±0,7	150±20	104±2
1500	7,90±0,05	5,7±0,7	100±5	100±1
2000	7,90±0,05	5,7±0,7	100±5	100±1
3000	7,85±0,05	6,4±0,7	95±5	99±1
4000	7,85±0,05	6,3±0,7	90±5	99±1
5000	7,80±0,05	7,1±0,8	80±5	97±1

* Значения с поправкой на гидростатическое давление.

растворение протекает более активно, чем в центральной части океана вследствие обогащения придонного слоя вод углекислым газом, выделяемым в процессе диагенеза осадков с большим количеством органического вещества.

Углубление КГК, наблюдаемое в северной половине океана при столь мелководном положении ФЛ, может быть связано, по мнению авторов, со следующими явлениями. Придонные антарктические воды, в пределах распространения которых формируется КГК, при продвижении на север под влиянием взаимодействия с глубинными водами значительно трансформируются и теряют свои агрессивные свойства. Их температура возрастает, достигая у экватора +0,7°С на глубине 5000 м, тогда как в приантарктической области, южнее 50° ю.ш. температура на той же глубине характеризуется отрицательными значениями — до -0,7°С. Содержание растворенного кислорода в пределах ПАВ убывает с юга на север от 5,8 мл/л близ 60° ю.ш. до 4 мл/л у экватора.

Значительное расширение зон, ограниченных ФЛ, КЛ и КГК к северу от 10° ю.ш. в Индийском океане, может быть обусловлено и активным поступлением раковин планктонных фораминифер из богатых планктоном поверхностных вод. Повышенная продуктивность планктона в этом районе связана с влиянием экваториальных и муссонных течений, вызывающих подъем богатых биогенными элементами вод к поверхности. Уменьшению скорости растворения карбонатов на дне

здесь должно способствовать также обильное поступление терригенного материала и кремнистых остатков планктона — диатомей, радиолярией, за счет чего возрастает скорость осадконакопления и карбонатные раковины и их фрагменты быстрее изолируются от непосредственного влияния наддонных вод.

КРИТИЧЕСКИЕ УРОВНИ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ И ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ

В Индийском океане площади массового распространения конкреций приурочены к котловинам Центральной (к югу от 10° ю.ш.), Западно-Австралийской и западной части Южно-Австралийской котловины. Меньшее распространение железо-марганцевые конкреции имеют в котловинах западной части океана — Сомалийской, Маскаренской, Мозамбикской, Агульяс, Крозе, а также в Австралийско-Антарктической. В системе срединно-океанических хребтов — Аравийско-Индийского, Западно- и Центрально-Индийского — конкреции местами образуют скопления в нижних частях склонов, а на гребнях, на выступах вулканических пород, нередко встречаются рудные корки. На глубинах менее 4600—5000 м железо-марганцевые конкреции в основном связаны с известковыми мергелистыми осадками, в приконтинентальных областях — с гемипелагическими глинами. На больших глубинах конкреции в тропическом поясе чаще всего образуются в зоне распространения радиоляриевых илов, южнее 18° ю.ш. они связаны с пелагическими глинами и диатомовыми илами [Безруков, 1979].

Обзор имеющихся в литературе данных о железо-марганцевых конкрециях Индийского океана позволяет наметить определенную связь их распределения и химического состава с критическими уровнями карбонатакопления.

В пределах распространения карбонатных осадков наибольшая плотность и частота встречаемости конкреций наблюдается в зоне между КЛ и КГК, причем в основном в верхней ее части. К этой зоне приурочены станции НИС "Витязь": 4878 (подножие хребта Чагос, глубина 4676 м), где конкреции залегают почти вплотную друг к другу, занимая 83,2% поверхности дночерпателя, и где их расчетная концентрация достигает 43 кг/м²; 4660 (Маскаренская котловина, глубина 4480 м), 5200 (поднятие в Западно-Австралийской котловине, глубина 4585 м), где на поверхности осадков обнаружено много конкреций округлой и неправильной формы, размером 0,5—4,0 см. Обилие конкреций на глубинах, близких к КЛ, отмечено на станциях и других экспедиций: 5127 (НИС "Оуэн", западный склон Австралийско-Индийского хребта, глубина 4100 м), 5132-44 (НИС "Оуэн", подножие хребта Карлсберг, глубина 3820 м), 18-130-1 (НИС "Вима", возвышенность Агульяс, глубина 3594 м), на которых получены фотографии поверхности осадков, покрытых почти сплошным слоем округлых конкреций диаметром 3—5 см [Безруков, 1962б; Геолого-геофизический..., 1975]. С КЛ, по нашим представлениям, связано и формирование обширной площади конкреционной "мостовой" на западе Южно-Австралийской котловины [Kennett, Watkins, 1975].

Детальные полигонные исследования в центральной части Тихого океана [Pautot, Melguen, 1979] показали тяготение повышенных концентраций конкреций к глубинному интервалу 300—400 м, занимающему промежуточное положение между гидрографическим лизоклином и глубиной карбонатной компенсации. Эта зона, выделяемая авторами как специфическая осадочная *N*-фация (фация, богатая конкрециями), отождествляется с *R*-фацией В. Бергера [Berger, 1971], характерная черта которой — высокое содержание раковин видов планктонных фораминифер, устойчивых к растворению.

Г. Пото и М. Мелгуен в своей работе не оперируют понятиями фораминиферового и карбонатного лизоклина, но анализ приводимого ими материала показывает, что формирование *N*-фации должно отвечать условиям растворимости карбонатного материала на уровне КЛ.

Обширный материал, накопленный к настоящему времени по составу конкреций, показал не только значительные изменения распространения, концентраций, морфологии, но и их химического состава при смене форм рельефа, глубины и состава осадков.

Содержания Fe и Co в конкрециях возрастают на поднятиях, а содержания Mn, Ni, Cu, Zn увеличиваются в осадках дна котловин. Минимальные значения Mn, Ni, Cu и величины Mn/Fe наблюдаются в карбонатных и мергелистых илах, максимальные — в радиоляриевых [Безруков, 1979; Скорнякова и др., 1979; Скорнякова и др., 1981; Pautot, Melguen, 1979].

Именно связью распространения названных элементов с составом осадков и более широким распространением карбонатных фаций может быть объяснено отмеченное П.Л. Безруковым [1979] общее уменьшение максимального и среднего содержания Mn, Cu, Ni в конкрециях и увеличение среднего содержания Fe в осадках Индийского океана по сравнению с Тихим. С критическими уровнями карбонатнакопления связано поступление ряда химических элементов в придонные воды и в осадки при растворении раковин планктонных фораминифер.

В литературе [Беляева, 1973; Emiliani, 1955; Krinsley, 1960] приводятся результаты определения содержания Fe, Mn, Ni, Cu, Co, Sr, Ba, Mg, Au, Pb и других элементов в раковинах планктонных фораминифер. Есть указания и на наличие в раковинах редких земель ($0,7 \cdot 10^{-2}\%$) [Балашов, Хитров, 1961].

Пределы содержания ряда элементов в кальцитовом веществе раковин *Globorotalia menardii*, *Globigerinoides conglobatus* и *Orbulina universa* показаны в табл. 3. Чтобы реально представить масштабы переноса химических элементов фораминиферами из океанических вод в современные осадки, нами были рассчитаны максимально правдоподобные оценки содержания ряда элементов в раковинах фораминифер.

Эти расчеты показали, что на 1 т фораминифер приходится 5150 г железа, 150 г марганца, 220 г ванадия, 30 г меди и т. д., из других химических элементов, не указанных в таблице, — 1100 г стронция. Отсюда становится ясной огромная роль планктонных

Таблица 3. Содержание химических элементов в раковинах различных видов планктонных фораминифер, %

Элемент	Globorotalia menardii (19)		Orbulina universa (10)		Globigerinoides conglobatus (8)		a, %
	мин.	макс.	мин.	макс.	мин.	макс.	
Fe	0,1400	1,5000	0,2600	1,0800	0,1300	0,7600	0,515
Mn	0,0040	0,0250	0,0040	0,0290	0,0060	0,0480	0,015
Cr	0,0022	0,0045	0,0003	0,0043	0,0021	0,0029	—
Ni	0,0085	0,0250	0,0074	0,0150	0,0074	0,0225	—
V	0,0005	0,0145	0,0013	0,0245	0,0000	0,0150	0,022
Si	0,3300	4,7200	0,7800	6,0000	0,2600	3,5000	1,585
Cu	0,0015	0,0122	0,0020	0,0061	0,0020	0,0122	0,003
Al	0,0400	1,9200	0,0400	3,6400	0,0400	1,6800	0,796
Mg	1,2200	3,5800	1,3600	3,3000	1,7000	4,8600	2,5870
Ti	0,0100	0,1200	0,0020	0,1200	0,0600	0,3200	0,079
Pb	0,0008	0,0050	0,0005	0,0058	0,0005	0,0058	0,003

Примечание. В скобках — число навесок. Раковины Globorotalia, Globigerinoides, Orbulina проанализированы на спектроквантометре в Институте геохимии и аналитической химии АН СССР Л.М. Хитровым и Ю.И. Беляевым [Беляева, 1973]. a — максимально правдоподобные оценки содержания.

фораминифер как своеобразных экстрагентов и осадителей многих химических элементов из океанических вод.

Как было показано выше, на уровне КЛ происходит резкая активизация растворения планктонных фораминифер, в результате чего придонные воды и осадки обогащаются перечисленными элементами, которые, безусловно, участвуют в формировании железо-марганцевых конкреций.

Проведенные исследования выявили определенную закономерную связь глубины критических уровней карбоната накопления со структурой вод и продуктивностью планктона в Индийском океане. Они показали также, что изменения в условиях растворимости карбонатного материала, фиксируемые на этих уровнях по разным характеристикам осадков, четко проявляются и в составе ассоциаций фораминифер. Нами установлено, что на всех трех уровнях происходят резкие преобразования не только в планктонных, но и в бентосных ассоциациях фораминифер. Знание закономерностей этих преобразований в различных океанических условиях, как позволяют считать полученные нами результаты, могут стать надежной основой для картирования участков дна, характеризующихся определенными особенностями растворимости карбонатного материала на дне. Такое картирование вместе с исследованиями распространения железо-марганцевых конкреций представляет значительный научный и практический интерес.

ЛИТЕРАТУРА

- Балашов Ю.И., Хитров Л.М.* Распределение редкоземельных элементов в водах Индийского океана // Геохимия. 1961. № 9. С. 789—806.
- Безруков П.Л.* Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане // Тр. Океаногр. комис. 1962а. Т. 10, вып. 3. С. 3.
- Безруков П.Л.* Распределение железо-марганцевых конкреций на дне Индийского океана // Океанология. 1962б. Т. 2, вып. 6. С. 1014—1019.
- Безруков П.Л.* Осадки северной и центральной частей Индийского океана // Тр. ИОАН СССР. 1964. Т. 64. С. 182—201.
- Безруков П.Л.* Железо-марганцевые конкреционные руды // Океанология: Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. С. 345—360.
- Безруков П.Л., Лисицын А.П.* Распределение карбоната кальция (CaCO_3) в донных осадках // Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: ГУГК, 1975. С. 134—135.
- Беллева Н.В.* Распределение планктонных фораминифер в водах и на дне Индийского океана // Тр. ИО АН СССР. 1964. Т. 68. С. 12—83.
- Беллева Н.В.* Особенности химического состава раковин планктонных фораминифер // Океанология. 1973. Т. 13, вып. 2. С. 303—306.
- Беллева Н.В.* Планктонные фораминиферы в осадках Индийского океана // Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: ГУГК, 1975. С. 137.
- Беллева Н.В.* Влияние растворимости на формирование тропического танатоценоза планктонных фораминифер в северо-западной части Индийского океана // Вопр. микропалеонтологии. 1979. Вып. 22. С. 122—134.
- Беллева Н.В.* Положение фораминиферового лизоклина в разных зонах Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 2. С. 11—16.
- Беллева Н.В.* Формирование сообществ захоронения планктонных фораминифер на дне Бенгальского залива // Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1982. С. 11—25.
- Беллева Н.В., Бурмистрова И.И.* Критические уровни карбонатонакопления в Индийском океане // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277, № 3. С. 652—655.
- Бурмистрова И.И.* Глубоководные сообщества бентосных фораминифер северной части Индийского океана // Вопр. микропалеонтологии. 1979. Вып. 22. С. 147—154.
- Бурмистрова И.И.* Влияние физико-географических условий на количественное распределение раковин бентосных фораминифер в поверхностном слое осадков северной части Индийского океана // Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1982. С. 114—121.
- Геолого-геофизический атлас Индийского океана: Фотографии дна Индийского океана. М.: ГУГК, 1975. 120 с.
- Иваненков В.Н.* Основные закономерности распределения компонентов карбонатной системы // Химия океана. М.: Наука, 1979. Т. 1. С. 108—132.
- Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Семина Г.И.* Фитопланктон // Биология океана. М.: Наука, 1977. Т. 1. С. 58—61.
- Скорнякова Н.С., Безруков П.Л., Базилевская Е.С., Гордеев В.В.* Железо-марганцевые конкреции восточной части Индийского океана: (Зональная и локальная изменчивость) // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 3. С. 3—18.
- Скорнякова Н.С., Безруков П.Л., Мурдмаа И.О.* Основные закономерности распространения и состава полей океанских железо-марганцевых конкреций // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 5. С. 51—63.
- Хусид Т.А.* Биомасса и количественное распределение бентосных фораминифер в северо-западной части Индийского океана // Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978. С. 185—191.
- Шербинин А.Д.* Структура и циркуляция вод Индийского океана. Л.: Гидрометиздат, 1976. 92 с.
- Bé A.W.H., Tolderlund D.S.* Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans // Micropaleontology of oceans / Ed. B.M. Funnell, W.R. Riedel. L.: Cambridge Univ. press, 1971. P. 105—149.
- Berger W.H.* Planktonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation // Deep-Sea Res. 1968. Vol. 15. P. 31—43.
- Berger W.H.* Sedimentation of planktonic foraminifera // Mar. Geol. 1971. Vol. 11. P. 325—358.

- Berger W.H., Adelseck C.G., Mavor I.A.* Distribution of carbonate in surface sediments of the Pacific Ocean // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81, N 15. P. 2617—2627.
- Biscaye P.E., Kolla V., Turekian K.K.* Distribution of calcium carbonate in surface sediments of the Atlantic Ocean // *Ibid.* P. 2595—2603.
- Corliss B.H.* Recent deep-sea benthonic foraminiferal distributions in the Southeast Indian Ocean: inferred bottom-water routes and ecological implications // *Mar. Geol.* 1979. Vol. 31. P. 115—138.
- Emiliani C.* Mineralogical and chemical composition of the test of certain pelagic foraminifera // *Micropaleontology.* 1955. Vol. 1, N 4. P. 377—380.
- Kennett J.P., Watkins N.D.* Deep-sea erosion and manganese nodule development in the Southeast Indian Ocean // *Science.* 1975. Vol. 188. P. 1011—1013.
- Kolla V., Bê A.W.H., Biscaye P.E.* Calcium carbonate distribution in the surface sediments of the Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81, N 15. P. 2604—2616.
- Krinsley D.* Trace elements in the tests of planktonic foraminifera // *Micropaleontology.* 1960. Vol. 6, N 3. P. 297—300.
- Murray J., Hjort J.* The depths of the ocean. L.: Macmillan, 1912. 821 p.
- Murray J., Renard A.F.* Report on deep-sea deposits based on the specimens collected in the years 1872—1876 // Report on the scientific results of the voyage of the H.M.S. Challenger during the years 1872—1876. L.: Longmans, 1891. P. 302—374.
- Parker F.L., Berger W.H.* Faunal and solution patterns of planktonic foraminifera in surface sediments of the South Pacific // *Deep-Sea Res.* 1971. Vol. 18. P. 73—107.
- Pautot G., Melguen M.* Influence of deep-water circulation and sea-floor morphology on the abundance and grade of central South Pacific manganese nodules // *Mar. Sci.* 1979. Vol. 9. P. 621—649.
- Phleger F., Parker F.L., Peirson J.* North Atlantic foraminifera. Swed. Deep-Sea Expcd. 1947—1948. 1953. Vol. 7, N 1. 122 p.
- Wyrtki K.* Oceanographic atlas of the International Indian Ocean expedition. Wash. (D.C.): Nat. Sci. Found., 1971. 531 p.

УДК 552.5:552.14

С.Д. Николаев, Н.С. Блюм, В.И. Николаев

ТЕРМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДНЫХ МАСС МИРОВОГО ОКЕАНА В МИОЦЕНЕ

При изучении климатов прошлого большое значение имеют реконструкции их количественных параметров. Особенно важно получить термические характеристики поверхностной структурной зоны Мирового океана, поскольку именно ее свойства определяют циркуляцию вод и характер осадконакопления.

Единственным методом, позволяющим оценить палеотемпературы воды на разных глубинах, является изотопно-кислородный. Он основан на существовании изотопного равновесия между кислородом карбоната кальция и кислородом воды, в которой происходило его образование. Причем коэффициент фракционирования в этой реакции зависит от температуры: при уменьшении температуры воды на 1°С значения $\delta^{18}\text{O}$ образующегося CaCO_3 будут больше на $0,23\text{—}0,24\text{‰}$. Таким образом, изотопный состав кислорода карбоната кальция есть функция двух переменных — температуры воды и ее изотопного состава.

За последние 20 лет накоплен большой материал по изменени-

ям концентрации тяжелого изотопа кислорода карбонатов во времени. Но для того чтобы использовать его для определения палеотемператур, необходимо знать концентрацию ^{18}O в водах древних океанов. Основной причиной, приводящей к изменению изотопного состава кислорода воды океанов как современных, так и кайнозойских, является изотопное фракционирование при испарении и конденсации. Поскольку при испарении водяной пар обедняется тяжелым изотопом кислорода по сравнению с исходной водой, то в аридных зонах океана значения $\delta^{18}\text{O}$ поверхностных вод достигают значений $+0,8^{\circ}/\infty$. В экваториальной зоне, с ее обильными атмосферными осадками, концентрации ^{18}O падают. Еще существенней этот процесс проявляется в умеренных и особенно полярных зонах, где начинает сказываться влияние изотопно легких талых ледниковых вод.

По глубине изотопная структура современного океана также неоднородна. На глубинах 100—150 м на большей части акватории прослеживаются изотопно тяжелые воды, но к глубинам 200—400 м значения $\delta^{18}\text{O}$ приходят к среднеокеаническим величинам ($0^{\circ}/\infty$ SMOW).

Исходя из общих представлений об эволюции климата в кайнозое, в том числе факта нарастания его контрастности во времени, мы предполагаем следующие изменения "местного" водного фона: для плиоценовых океанов была характерна современная изотопная структура вод, в позднем и среднем миоцене амплитуда вариаций была вдвое меньше современной, для более ранних эпох характерны еще менее значительные колебания. На этом фоне в относительно аридные эпохи — средний миоцен и олигоцен — зоны с положительными аномалиями $\delta^{18}\text{O}$ несколько расширились, а в более гумидные эпохи — поздний и особенно ранний миоцен [Frakes, 1984] — сужались. Такое заключение, принятое нами в силу необходимости как априори, вносит, конечно, некоторую ошибку в палеотемпературные построения, однако эта ошибка сравнительно мала, так как основную роль в изменении изотопного состава кислорода вод Мирового океана играет эволюция оледенения Земли. Ледники, образуясь из атмосферных осадков высоких широт, консервируют огромные массы изотопно легкой воды, вследствие чего океанские воды обогащаются тяжелым изотопом кислорода и получаемые значения палеотемператур оказываются фиктивно заниженными по сравнению с реальными. В связи с этим историю изменения водного фона Мирового океана в позднем мезозое и кайнозое можно разделить на два основных этапа — до и после оледенения Антарктиды.

Определение среднего изотопного состава кислорода океанских вод безледного этапа может быть выполнено весьма надежно. По новейшим данным радиоэозондирования, объем льда современной Антарктиды составляет $30,1 \pm 2,2 \cdot 10^6$ км³ воды [Drewry et al., 1982]. Принимая объем прочих ледников, включая Гренландию, в $2,6 \cdot 10^6$ км³ воды [Суетова, 1974] и изотопный состав кислорода, известный по материалам бурения льда, $-50^{\circ}/\infty$ для Антарктиды и $-30^{\circ}/\infty$ для других ледников [Shackleton, Kennett, 1975] при объеме современного океана $1345 \cdot 10^6$ км³ воды [Мировой..., 1974], получаем значения $\delta^{18}\text{O}$, равные $-1,0 \pm 0,1^{\circ}/\infty$ для вод доледникового океана. Таким образом, изотоп-

ные температуры безледникового океана оказываются фиктивно завышенными на 4°С.

Эволюция климата в кайнозойе связана прежде всего с развитием оледенения Антарктиды. Когда же началось это оледенение? Палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что на протяжении последних 100 млн лет Южный полюс постоянно находился в пределах Антарктического материка [Зоненшайн, 1980]. Однако существовавшая на ранних этапах конфигурация суши способствовала развитию мощной меридиональной океанской циркуляции, т.е. интенсивному обмену между высокими и низкими широтами, что обеспечивало поддержание относительно высоких температур в полярных районах. Причиной кайнозойского похолодания в Антарктиде явилось изменение океанской и атмосферной циркуляции, вызванное постепенным обособлением материка в результате дрейфа литосферных плит [Вербицкий, Квасов, 1980; и др.] и воздымание его горных систем [Denton et al., 1970; Drewry, 1975; и др.].

Основными рубежами в развитии оледенения были: отделение Антарктиды от Австралии (50 млн лет назад), углубление пролива к югу от Тасмании (38 млн лет назад), образование глубоководного пролива между Южной Америкой и Антарктическим полуостровом (25 млн лет назад) и окончательное формирование Антарктического циркумполярного течения (15—12 млн лет назад), существенно затруднившего теплообмен между высокими и низкими широтами [Вербицкий, Квасов, 1980; Savin et al., 1975; Barker, Barrel, 1977; Woodruff et al., 1981].

По существующим представлениям до конца эоцена на всей Земле господствовал теплый климат [Ронов, Хаин, 1978]. В Антарктиде не было каких-либо признаков значительных оледенений, а палеоботанические и палеонтологические данные свидетельствуют о достаточно теплых и влажных климатических условиях [Богданов, Николаев, 1978; Mandra, Mandra, 1970; Frakes, 1979; и др.]. Например, на самом материке была развита теплолюбивая нотофагусовая флора, а на Антарктическом полуострове в эоцене росли араукарии, гинкго и даже цикадовые, т.е. климат был близок к субтропическому. Естественно, что на таком температурном фоне могли существовать ледники лишь в отдельных горных массивах, а в окружающих Антарктиду водах — только сезонные льды. Малые объемы оледенения косвенно подтверждаются незначительным количеством материала предположительно ледникового генезиса в эоценовых и олигоценовых прибрежных осадках Антарктиды [Лисицын, Богданов, 1980].

Образование на границе эоцена и олигоцена глубоководного пролива к югу от Тасмании привело к возникновению южного кругового течения, которое почти целиком опоясывало умеренные широты Южного полушария, но было разорвано соединявшимися между собой Антарктическим полуостровом и Южной Америкой. Ослабление меридионального теплообмена привело к похолоданию, и это имело решающее значение для развития оледенения. Проведенный численный эксперимент [Вербицкий, Квасов, 1980] показал возможность существования в сложившихся 38 млн лет назад условиях ледникового щита в

горах Гамбурцева объемом примерно в $1,6 \cdot 10^6$ км³ льда. Дальнейшее похолодание привело к росту ледников и в других возвышенных районах Антарктиды. Современные геоморфологические данные также свидетельствуют о том, что покровному оледенению материка предшествовала стадия горного оледенения [Гросвальд, 1983; и др.].

Качественный скачок в развитии оледенения произошел после раскрытия пролива Дрейка $23 \pm 2,5$ млн лет назад [Barker, Barrer, 1977], усилившего термическую изоляцию южного материка. С этим временем связана кардинальная перестройка процессов осадконакопления: нормальная пелагическая седиментация сменилась накоплением толщ терригенного материала, принесимого льдами, айсбергами, турбидитными потоками. В более низких широтах образовался пояс кремнистых осадков, свидетельствующий об активном формировании холодных придонных антарктических вод, так как бурное развитие фитопланктона здесь, очевидно, обусловлено компенсационным поднятием к поверхности вод, богатых питательными веществами. С этого же времени в Южном полушарии проявляются элементы современного плана биогеографической зональности планктона, отражающей зональность распределения различных по $T-S$ характеристикам поверхностных водных масс [Богданов, Николаев, 1978; Hayes, Frakes, 1975; Burns, 1977]. Все это, безусловно, свидетельствует о трансформации наземного оледенения из горного в покровное. Разобщенные ранее локальные ледниковые купола объединились в единый ледниковый покров Восточной Антарктиды. Такая трансформация могла произойти в масштабе геологического времени мгновенно (как цепная реакция) — всего за 100 тыс. лет [Вербицкий, Квасов, 1980].

Следующий импульс к похолоданию дало окончательное формирование (12—15 млн лет назад) Антарктического циркумполярного течения [Barker, 1977]. Этот этап развития оледенения Антарктиды закончился около 5 млн лет назад. Первоначальный щит Восточной Антарктиды был ледником "умеренного" типа, что подтверждают признаки высокой геологической активности оледенения, в частности большие мощности ледниково-морской толщи осадков в море Росса [Гросвальд, 1983]. По нашим представлениям, аналогами раннемиоценового оледенения Антарктиды были плейстоценовые ледники умеренных широт Северного полушария. Оценка изотопного состава кислорода валдайских льдов Русской равнины, произведенная авторами на основе гидродинамической теории подобия [Сергин, 1974], дала значения $\delta^{18}O$ около $-15^{\circ}/\infty$. Эта же величина получена для льдов последнего покровного ледника Северной Америки по результатам изучения отношения дейтерия к водороду в целлюлозе древесины плейстоценовых деревьев [Yarr, Epstein, 1977]. Принимая $\delta^{18}O$ раннемиоценовых льдов Антарктиды равным $-15^{\circ}/\infty$ относительно SMOW и их объем около $18 \cdot 10^6$ км³ воды, мы можем оценить средний изотопный состав кислорода океанских вод этого времени.

Основные характеристики формы и размеров ледникового покрова определяются законами пластично-вязкого течения льда. Так как при понижении температуры уменьшается способность ледника к рас-

теканью с соответствующим увеличением объема [Шумский, 1969], то в течение миоцена происходил постепенный рост объема оледенения Восточной Антарктиды до современных размеров.

Окончательное формирование Антарктического циркумполярного течения на рубеже раннего и среднего миоцена, по нашим представлениям, привело не только к количественному, но и к качественно-му изменению льда Восточной Антарктиды: уменьшению $\delta^{18}\text{O}$ льда до значений $-30^0/_{\infty}$ и ниже по аналогии с ледяным покровом Гренландии.

Следующим рубежом в развитии оледенения Антарктиды был конец миоцена—начало плиоцена. Около 5 млн лет назад произошел резкий сдвиг границ основных литофаций глубоководных осадков Южного океана к северу [Hayes, Frakes, 1975], в чем видят свидетельство климатического перелома. В это время среднегодовые температуры поверхностных вод, окружающих Антарктиду, стали отрицательными. Из-за этого появилась возможность экспансии оледенения за пределы суши на шельф, связанной с разрастанием плавучих ледников, их утолщением и посадкой на дно (сохранение таких ледников обеспечивается лишь температурами меньше 0°C [Mercer, 1973]). Начиная с этого момента стало возможным формирование покровного оледенения и Западной Антарктиды [Гроссвальд, 1983]. Свидетельством начала этапа оледенения шельфов стала смена осадкообразования на шельфе моря Росса ледниковой эрозией [Hayes, Frakes, 1975; и др.]. Выработка экзарационной поверхности дна моря Росса приостановилась лишь вместе с концом последней эпохи глобального похолодания. По всей видимости, это может быть связано только с переходом ледяного покрова Антарктиды из "умеренного" в "полярный" тип в результате дальнейшего похолодания. В пользу этого заключения говорит и то, что лишь немногим позже — около 3,5 млн лет назад — произошло выдвигание на шельф ледниковых комплексов Чили и Новой Зеландии [Гроссвальд, 1983].

Масштабы и тип оледенений Антарктического шельфа, в том числе последнего из них — позднелистоценового, свидетельствуют о том, что на заключительном отрезке плиоцен-четвертичного этапа ледниковый покров Антарктиды не отличался от раннеплиоценового. В самом деле, в периоды похолоданий основные характеристики формы и размеров ледникового покрова определялись законами пластично-вязкого течения льда и границами шельфа, отсюда следует, что при всех плиоцен-четвертичных разрастаниях ледника его форма и размеры были примерно одинаковыми [Гроссвальд, 1983]. Характерная для начала плиоцена максимальная экспансия айсберговых осадков на север [Богданов, Николаев, 1978] обусловлена не увеличением объема оледенения, а усилением его активности или низкими температурами вод Южного океана, из-за чего айсберги достигали более низких широт.

По современным представлениям, на этом, плиоцен-четвертичном, этапе объем льда Антарктиды не оставался постоянным. За раннеплиоценовым понижением температур последовало потепление [Ciesielski, Weaver, 1974], во время которого произошел распад Западно-

Антарктического щита [Вербицкий, Квасов, 1980]. Однако уже 3,8 млн лет назад ледяная Антарктида достигла современных объемов, а 3—3,5 млн лет назад началось оледенение Гренландии [Зубаков, Борзенкова, 1983; и др.]. Следующее похолодание плиоцена имело возраст 2,4 млн лет [Heys, 1978] и послужило дальнейшим импульсом к развитию оледенения уже в Северном полушарии.

Изложенные представления об эволюции климата и оледенения Земли легли в основу реконструкции изменения изотопного состава кислорода основной массы воды Мирового океана во времени и позволили вводить соответствующие поправки при расчетах изотопно-кислородных температур.

Для исследования термической структуры вод древних океанов, помимо вариаций $\delta^{18}\text{O}$ водного фона во времени, необходимо учитывать глубины обитания организмов, по скелетным остаткам которых проводился изотопный анализ. Поскольку основным объектом изучения являются раковины фораминифер, прежде всего нужны данные об их глубинной стратификации. Планктонные ловы современных фораминифер из-за достаточно активной их миграции в толще воды не дают удовлетворительного решения этого вопроса. С помощью ловов удавалось разбить виды на три глубинные группы, обитающие: в слое 0—10 м, в слое 10—300 м, глубже 300 м [Bè, Tolderlund, 1971]. Поэтому неоднократно делались попытки, исходя из изотопно-кислородных данных, оценить глубину преимущественного наращивания карбонатного скелета фораминифер. Зная изотопный состав кислорода CaCO_3 раковин того или иного вида и изотопный состав кислорода воды в районе его обитания, легко определить "изотопную" температуру, т.е. среднюю температуру, при которой происходило образование карбоната скелета. Путем ее сравнения с реальными температурами можно оценить глубину обитания вида. Разброс величин глубины обитания одного и того же вида, полученных разными исследователями подобным образом, иногда довольно значителен. Но в результате статистической обработки многочисленных изотопных данных удалось достаточно четко и подробно стратифицировать виды планктонных фораминифер по преимущественным глубинам наращивания карбоната скелета [Bè, Tolderlund, 1971; Bè, 1977]. При изучении древних осадков было показано, что аналогичная стратификация видов существовала в Мировом океане по крайней мере в течение кайнозоя [Douglas, Savin, 1975a], определены глубины обитания некоторых вымерших видов [Douglas, Savin, 1975b]. Взяв за основу эти данные и исходя из личного опыта работы с фораминиферами, мы разработали модель вертикальной стратификации, по которой определение глубин обитания групп организмов базируется на комплексе различных признаков: размеров раковин, морфологии видов, структуры стенки, изотопного состава кислорода и углерода.

В общем виде стратификация неогенового карбонатного планктона в этой модели описывается следующим образом.

1. Поверхностная группа включает организмы, предпочитающие глубины 0—50 м (верхний перемешанный слой океана). Это кокколи-

тофориды и пролокулюсы фораминифер (размер раковин 1—20 мкм), молодые особи планктонных фораминифер (размер 50—100 мкм), зрелые особи видов, имеющих трохо- и планиспиральную крупнопористую с длинными шипами раковину, форма камер обычно круглая, их расположение свободное. Стенка раковин тонкая одно- и двухслойная, с четкой радиально-лучистой структурой. Раковины неустойчивы к растворению. Изотопный состав кислорода CaCO_3 у этих организмов легкий. Изотопный состав углерода ювенильных и молодых форм планктонных фораминифер резко облегчен, а у зрелых форм, как правило, тяжелый (слабая отрицательная корреляция между $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$). К этой группе относятся представители родов *Globigerinoides* (*G. ruber*, *G. obliquus*, *G. bollii*, *G. quadrilobatus* и др.), *Hastigerina* и *Globigerinella* (*H. digitata*, *G. adamsi* и др.) тонкостенные глобигерины (*G. quinqueloba*, *G. atlantica* и др.).

2. Среднеглубинная группа включает организмы, предпочитающие глубины 50—150 м (между верхним перемешанным слоем и термоклином). Это молодые особи крупных глубоководных видов и зрелые особи фораминифер с трохо- и планиспиральной мелкопористой раковиной, с короткими тупыми шипами или без них. Камеры округлой или округло-угловатой формы, с довольно компактным расположением. Стенка раковины двухслойная, с нечеткой радиально-лучистой или зернистой структурой. Устойчивость к растворению средняя. Изотопно-кислородный состав раковин тяжелее, чем у поверхностных видов. Изотопный состав углерода не всегда обнаруживает связь с глубиной (нет четкой корреляции между $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$). К этой группе мы отнесли массивных глобигерин (*G. bulloides*, *G. bradyi*, *G. decora-perta*, *G. nepenthes*) и представителей родов *Neogloboquadrina* (*N. pachyderma*, *N. dutertrei*), *Globoquadrina* (*G. conglomerata*, *G. dehiscens* и др.), *Sphaeroidinella* (*S. dehiscens*), *Sphaeroidinellopsis* (*S. seminulina*), некоторых безкилеватых глобороталий (*G. crassaformis*, *G. hirsuta*) и орбулин (*O. universa*, *O. suturalis*). Кроме того, к глубинам 100—150 м мы относим "изотопные" температуры, полученные по комплексу планктонных фораминифер (размер раковин больше 100 мкм) из полярных широт и экваториальной области [Николаев и др., 1979].

3. К глубоководной группе принадлежат организмы, предпочитающие глубины больше 150 м (в термоклине или под ним). Это зрелые особи планктонных фораминифер с трохоспиральной высокой или плоской раковиной с угловато-коническими или уплощенными камерами. Раковины массивные, нешиповатые, мелкопористые. По их периферии часто развит киль. Стенка двух- и трехслойная (наличие "коркового" слоя), с зернистой и пластинчатой структурой. Раковины этих видов наиболее устойчивы к растворению. Они имеют тяжелый изотопно-кислородный и легкий изотопно-углеродный состав ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ связаны четкой отрицательной корреляцией). Очень крупные раковины с флексуозными и прочими изменениями последних камер (куммерформы) обычно утяжелены по $\delta^{13}\text{C}$ (старческий метаболизм). К этой группе отнесены глобороталиды — представители родов *Globorotalia* (*G. inflata*, *G. menardii*, *G. truncatulinoides*, *G. fohsi* и др.) и *Turborotalia* (*T. humilis*, *T. siakensis*, *T. opima* и др.), тол-

стостенные пулленатины (*P. obliquiloculata*, *P. primalis* и один из видов рода *Hastigerina* (*H. pelagica*).

К глубинам 200—300 м авторы относят также "изотопные" температуры по комплексу планктонных фораминифер из субполярных, субтропических и тропических областей [Николаев и др., 1979].

Температуры, рассчитанные по изотопно-кислородным данным валовых образцов карбонатных отложений, отнесены авторами к тем или иным глубинам с учетом соотношения (процентного и весового) скелетных остатков кокколитофорид и планктонных фораминифер.

Проведенные исследования, как по изменению изотопного состава кислорода воды океанов, так и по глубинам обитания различных организмов, позволили на единой методической основе подойти к обработке данных анализа изотопного состава кислорода карбонатов океанических осадков и определить палеотемпературы на различных глубинных уровнях поверхностной структурной зоны Мирового океана. Были собраны и проанализированы все доступные материалы, накопленные при изотопных исследованиях кернов глубоководного бурения [Douglas, 1973; Ciesielski, Weaver, 1974; Boersma, Shackleton, 1978; Douglas, Savin, 1978; Letolle, Grazzini, Pierre, 1979; Arthur, Scholle, Hasson, 1979; Rabussier-Lointier, 1980; Woodruff, Savin, Douglas, 1981; Keigwin, 1982]. Палеокоординаты станций, по которым имеются изотопные данные, определялись в соответствии с палеогеодинамическими реконструкциями [Зоненшайн и др., 1984]. Все исходные материалы, относящиеся к миоцену, были разбиты по возрасту на три группы. К раннему миоцену отнесены отложения фораминиферозных зон *N4—N8*, к среднему — *N9—N14*, к позднему — *N15—N18*, имеющие абсолютный возраст соответственно 22,5—16; 16—10,5 и 10,5—5 млн лет. В каждой группе данных результаты изотопного анализа по одинаковым видам для каждой станции усреднялись для всего возрастного интервала и наносились на разрез.

Для определения поверхностных палеотемператур количество надежных изотопно-кислородных данных оказалось недостаточным. В связи с этим температуры поверхности Мирового океана реконструировались в основном по картам климатической зональности миоценового океана, построенным по распределению типов танатоценозов планктонных фораминифер.

Несмотря на то что к настоящему моменту накоплено очень много отдельных определений изотопного состава карбонатов, все они относятся к ограниченному количеству станций. Как правило, их число не превышает 15—18 для каждого выбранного интервала времени на весь Мировой океан. Поэтому составить разрезы для отдельных океанов не представляется возможным, и мы вынуждены были проводить построения для Мирового океана в целом. При этом неравномерность расположения станций, по которым имеются изотопные данные, привела к тому, что на полученных разрезах Южное полушарие отражает в основном ситуацию в Тихом океане. На северные участки разреза большее влияние имеет обстановка в Атлантическом океане. Вклад материалов по Индийскому океану минимален. Но поскольку закономерности формирования температурного и гидродинамического

режимов в разных океанах одинаковы, у нас есть возможность реконструировать параметры этих режимов для всего Мирового океана и выявить гидрологические и термические особенности, характерные для различных климатических зон. Такие построения в настоящий момент необходимы и целесообразны, так как они дают глобальную картину развития океанской циркуляции и служат основой для математического моделирования климатических процессов.

Для станций, по которым имелось достаточное количество изотопно-кислородных данных, были составлены вертикальные профили температур, определены типы термической стратификации поверхностных вод и тем самым выделены различные типы водных масс. Широтное положение масс с тем или иным типом стратификации уже многое говорит о палеоклиматической обстановке. В промежутках между этими, обеспеченными материалом, станциями проводилась интерполяция данных с учетом климатической зональности на поверхности Мирового океана, реконструированной другими методами [Блюм и др., 1984; Moore, Gail, 1981].

Чтобы сравнить полученные по миоцену результаты с ныне существующим распределением температур поверхностных вод, необходимо остановиться на особенностях термической структуры современного Мирового океана. С этой целью по средним для 5-градусных широтных поясов значениям температуры на разных глубинах (данные В.Н. Степанова [1974]) был составлен обобщенный термический разрез, аналогичный разрезам, построенным для миоценового океана.

Для поверхностной структурной зоны (0—400 м) современного Мирового океана характерно прежде всего существование водных масс с определенными типами термической стратификации.

Экваториальный тип отличается самой большой амплитудой изменения температуры, составляющей 15—20°С. Термоклин четко выражен и расположен на глубинах 50—150 м. В зоне экваториальной дивергенции термоклин может располагаться и на меньшей глубине. Вертикальные градиенты в термоклине достигают значений 0,10—0,11°С/м.

Воды с тропическим типом термической стратиграфии распространены внутри тропического пространства и обычно не выходят за его пределы. При несколько меньшем перепаде температур между поверхностью океана и нижней границей верхней структурной зоны они имеют также хорошо выраженный термоклин, расположенный несколько ниже, чем в экваториальной области. Вертикальные градиенты в термоклине составляют 0,06—0,08°С/м.

Субтропический тип стратификации характерен для вод, лежащих от 40-х градусов северной и южной широты до тропиков. Он близок к тропическому типу, но имеет значительно меньшие вертикальные градиенты — порядка 0,03—0,04°С/м. Термоклин нечеткий (монотонное падение температур). Этот тип стратификации связан с областями опускания вод в центрах субтропических круговоротов.

Субполярный тип характеризуется условиями, близкими к гомотермии. Вертикальные градиенты не превышают 0,02—0,03°С/м.

Для полярного типа термической стратификации вод характерно

наличие подповерхностного (50—100 м) температурного минимума и инверсии температур в расположенных ниже горизонтах. Этот тип встречается в Южном океане, в Арктике, а также в северо-западных частях Атлантического и Тихого океанов.

На обобщенном термическом разрезе отмечается мощный подъем вод в экваториальной области и вызванное им уменьшение температуры подповерхностных вод. Обратная картина наблюдается в субтропических и тропических областях. В Южном океане, к югу от 58° ю.ш., прослеживается характерная для полярного типа стратификации зона инверсии температур.

Указанные особенности термической структуры поверхностных водных масс современного океана проявились на всех трех временных срезах миоцена. Начнем их рассмотрение с позднего миоцена, поскольку его поле температур меньше всего отличается от современного.

В позднем миоцене термическая структура поверхностных вод была близка к современной. Существовали такие же типы стратификации: полярный, субполярный, субтропический, тропический и экваториальный, с близкими к современным градиентами температур. Но районы распространения вод с различными типами располагались в иных, чем сейчас, областях. Так, субполярные воды в Северной Атлантике (аналог современного Северо-Атлантического течения) прослеживались гораздо севернее, чем в настоящее время (57° с.ш.). Основная струя Гольфстрима, маркирующая субтропический тип стратификации, также сместилась к северу до 48—50° с.ш. (ст. 400А), т.е. теплые воды в Северной Атлантике распространялись гораздо дальше, чем сейчас. В Южном полушарии, наоборот, полярный тип, с его температурной инверсией между поверхностными и подповерхностными слоями, сместился к экватору в район современной антарктической конвергенции 48—50° ю.ш. Распределение поверхностных температур несколько отличалось от современного. Изотерма 25°С приблизилась к экватору в Северном полушарии на два градуса широты, в южном — на восемь градусов. В то же время воды, ограниченные изотермой 20°С, занимали в Южном полушарии большее пространство, чем теперь (смещение на десять градусов широты). В Северном полушарии их положение не изменилось. Изотерма 15°С была расположена ближе к экватору по сравнению с современным ее положением, особенно на юге. Термоклин в высоких широтах располагался на тех же глубинах, что и в современном океане, и был ступенчатым и резким в экваториальном пространстве. Наибольшие вертикальные градиенты (0,06—0,10°С/м) в термоклине теплых вод отмечаются на глубинах 50—100 и 150—200 м. Экваториальная дивергенция и связанный с ней подъем вод были несколько слабее, чем в настоящее время. В целом стратификация вод была подобна современной.

В среднем миоцене термическая структура поверхностных вод уже значительно отличалась от современной. Нам не удалось обнаружить полярного типа стратификации. Выявленные субполярный, субтропический, тропический и экваториальный типы характеризовались такой же

конфигурацией кривых распределения температур по глубине, что и в современном и в позднем миоценовом океанах. Районы распространения этих типов были аналогичны в среднем и позднем миоцене, за исключением распространения субполярного типа, который сместился в Южном полушарии до 50—60° ю.ш. Температура поверхности океана была выше современной. Если изотерма 25°С занимала то же положение, что и сейчас, то изотерма 20°С была смещена от экватора в сторону полюсов в пять—семь градусов широты, причем в Южном полушарии смещение было большим. Изотерма 15°С охватывала также большее пространство, особенно в Северном полушарии. Изменился и характер термоклина. Он занимал более высокое, чем сейчас, положение: 0—50 м в экваториальной зоне и 50—150 м в остальных районах. Вертикальные градиенты в термоклине тепловодных областей были в среднем выше современных — от 0,07 до 0,12°С/м. Особенно резкий термоклин отмечается в районе экваториального апвеллинга (ст. 167). Зона подъема глубинных вод была очень узкой и интенсивной. Авторы полагают, что отмеченное усиление экваториального подъема вод объективно существовало в среднем миоцене, и этот вывод не является результатом случайного в некоторой мере набора или недостатка фактического материала. Скорее всего, апвеллинг был вызван интенсификацией в среднем миоцене экваториальных течений и увеличением вследствие этого оборачиваемости поверхностных вод. Такая точка зрения подтверждается результатами анализа осадков Тихого океана: в среднем миоцене происходило накопление максимальных абсолютных масс биогенного кремнезема [Шугурова, Чеховских, 1984], обусловленное усилением пассатов и связанным с этим увеличением интенсивности прибрежных апвеллингов. Температура поверхностных вод в течение среднего миоцена была выше, чем в настоящее время, особенно в Северном полушарии, более же глубокие горизонты были холоднее. В целом поверхностные водные массы были более резко стратифицированы по температуре, чем в позднем миоцене и в современную эпоху.

В раннем миоцене термическая структура вод еще более отличалась от современной. Обнаружено лишь два типа стратификации поверхностных водных масс: субполярный и тропический. Субполярный — с более высокими, чем сейчас, значениями температур, но с такими же вертикальными градиентами — располагался до 50° с.ш. в Северной Атлантике и до 60° ю.ш. в Южном полушарии. Остальная акватория была занята водами с тропическим типом стратификации. Температура поверхностного слоя в приполярных и умеренных широтах, особенно в Южном полушарии, была выше современной и самой высокой за весь миоцен. Изотерма 25°С была расположена на два градуса севернее и на шесть градусов южнее ее современного положения. Аналогично была сдвинута и изотерма 20°С. Изотерма 15°С в Южном полушарии была расположена южнее на четыре градуса, а в Северном — севернее более чем на тридцать градусов. Градиент экватор — полярные широты составлял 12—15°С. Термоклин во всех климатических зонах был менее резким, чем сейчас, и в остальных подэпохах миоцена, с вертикальными градиентами 0,05—0,08°С/м.

В тропико-экваториальном пространстве он располагался на глубинах 50—100 м. Экваториальная область подъема вод была слабо выражена, и апвеллинг был неинтенсивным. Поверхностные воды в целом были несколько теплее современных, подповерхностные — холоднее. Поверхностная структурная зона раннемиоценового океана представляется довольно однородной, слабо стратифицированной, с вялой горизонтальной и вертикальной циркуляцией.

Математический расчет температурных данных, полученных по термическим разрезам, проведенный по 5-градусным трапециям от 50° с.ш. до 50° ю.ш. с учетом вклада площади каждого океана, показал, что в раннем миоцене средняя температура Мирового океана на поверхности была на 0,1—0,2°С выше современной; в Южном полушарии было на 0,6°С теплее, в Северном, наоборот, на 0,3°С холоднее. Воды, расположенные глубже 50 м, имели температуру ниже современной в Северном полушарии на 1,5°С, а в Южном — на 2,5°С. В результате средняя температура вод Мирового океана в верхнем 150-метровом слое была в раннем миоцене на 1,5°С ниже современной.

В среднем миоцене поверхностные воды Северного полушария были на 0,5°С теплее современных при такой же, как сейчас, средней поверхностной температуре вод Южного полушария. Вся поверхность среднемиоценового океана была на 0,25°С теплее. Водная толща 50—150 м в Северном полушарии была теплее на 0,9°С, в Южном — холоднее на 0,6°С, чем в настоящее время. В целом вся масса воды слоя 0—200 м была в среднем теплее на 0,25°С по сравнению с современной.

Поверхностная вода позднего миоцена в Северном полушарии была холоднее на 0,2°С, в Южном — на 2,1°С. Температура всей поверхности позднемиоценового океана была на 1,2°С ниже современной. Слой воды 50—150 м в Северном полушарии был теплее на 0,25°С, в Южном — холоднее на 1,9°С. В целом водная толща — 0—350 м была холоднее современной на 0,8°С.

Такое распределение поля температур в раннем неогене — более однородные температурные условия на поверхности океана, т.е. уменьшение климатической контрастности, и относительно холодные подповерхностные воды — объясняется более вялой циркуляцией миоценового океана, как горизонтальной, так и вертикальной. Большую роль в распределении температур играло также ослабление или даже отсутствие в доледниковом океане антарктической конвергенции, что усиливало теплообмен между холодными приполярными широтами и теплым тропико-экваториальным пространством.

В заключение необходимо подчеркнуть, что, как показали специальные исследования [Woodruff et al., 1981], в прошлые геологические эпохи, в том числе и в миоцене, климатические колебания имели ту же частоту, что и в плейстоцене. Эта обусловленная астрономическими причинами частота изменений климата составляла примерно 200 тыс. лет. Однако такие колебания накладывались на общий климатический тренд, связанный в основном с эволюцией литосферы (изменение скорости спрединга, движение литосферных плит, конфигурация суши и моря и т.д.) и с развитием океанской циркуляции. В на-

стоящей работе приведены данные о температурных изменениях, усредненные для целых подразделов стратиграфической шкалы длительностью 5,5—6 млн лет. Поэтому резкие и частые климатические колебания оказались сглаженными. Однако в результате осреднения очень четко выявились общие тенденции эволюции климата и позднем кайнозое: направленное похолодание в высоких широтах и усиление горизонтальной и вертикальной циркуляции поверхностных вод океана.

ЛИТЕРАТУРА

- Блюм Н.С., Иванова Е.В., Оськина Н.С., Соколова Е.А.* Климатическая зональность Мирового океана в позднем миоцене: Первая Всесоюз. школа "Стратиграфия и литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана". Тез. докл. М., 1984. Т. 1. "Стратиграфия". С. 9.
- Богданов Ю.А., Николаев С.Д.* Изменения климата бассейна Тихого океана в мезокайнозое // *Морская микропалеонтология*. М.: Наука, 1978. С. 127—139.
- Вербицкий М.Я., Квасов Д.Д.* Причины оледенения Антарктиды // *Антарктика: Доклады комиссии*. М.: Наука, 1980. Вып. 19. С. 23—38.
- Гросвальд М.Г.* Покровные ледники континентальных шельфов. М.: Наука, 1983. 216 с.
- Зоненшайн Л.П.* Дрейф континентов и позднекайнозойское оледенение Антарктиды // *Антарктика: Доклады комиссии*. М.: Наука, 1980. Вып. 19. С. 5—15.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П.* Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн лет // *Геотектоника*. 1984. N 3. С. 3—16.
- Зубаков В.А., Борзенкова И.И.* Палеоклиматы позднего кайнозоя. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 215 с.
- Лисицын А.П., Богданов Ю.А.* История ледового терригенного материала и оледенения // *Геологическая история океана*. М.: Наука, 1980. С. 192—197.
- Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли*. Л.: Гидрометеоздат, 1974. 638 с.
- Николаев В.И., Блюм Н.С., Николаев С.Д.* Средняя глубина обитания комплекса планктонных фораминифер по изотопно-кислородным данным // *Океанология*. 1979. Т. 19, вып. 6. С. 1083—1086.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Палеогеновые формации континентов // *Сов. геология*. 1978. N 3. С. 10—42.
- Сергин В.Я.* Анализ состояния общей циркуляции атмосферы в ходе годовых и климатических изменений на основе гидродинамической теории подобия // *Исследования системы "ледники—океан—атмосфера"*. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 43—54.
- Степанов В.Н.* Мировой океан. М.: Знание, 1974. 255 с.
- Степанов В.Н.* Океаносфера. М.: Наука, 1983. 208 с.
- Суетова И.А.* Количественная оценка амплитуд гляциоэвстатических трансгрессий и регрессий океана // *Baltica*. Вильнюс, 1974. С. 47—54. (Сов. секция ИНКВА; Вып. 5).
- Шугурова Е.М., Чеховских Е.М.* Некоторые черты неогенового осадконакопления в Тихом океане // *Геология океанов и морей: Тез. докл. 6-й Всесоюз. шк. морской геологии*. М., 1984. Т. 1. С. 85—86.
- Шумский П.А.* Оледенение // *Атлас Антарктики*. Л.: Гидрометеоздат, 1969. Т. 2. 400 с.
- Arthur M.A., Scholle P.A., Hasson P.* Stable isotope of oxygen and carbon in carbonates from Sites 398 and 116 of the Deep Sea Drilling Project // *Init. Rep. DSDP*. 1979. Vol. 47, pt 2. P. 477—491.
- Barker P.F., Barrel J.* The opening of Drake Passage // *Mar. Geol.* 1977. Vol. 25, N 1/3. P. 15—34.
- Bé A.W.H.* An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic Foraminifera // *Oceanic micropaleontology* / Ed. A.T. Ramsay. L.: Acad. press, 1977. Vol. 1, chap. 1. P. 88.
- Bé A.W.H., Tolderlund D.S.* Distribution and ecology of living planktonic Foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans // *The micropaleontology of oceans*. Cambridge: Univ. press, 1971. P. 105—149.
- Boersma A., Shackleton N.J.* Oxygen and carbon isotope record through the Oligocene DSDP Site 366 // *Init. Rep. DSDP*. 1978. Vol. 41. P. 957—962.
- Burns D.A.* Major features of oceanographic development of the Southeast Indian and South-

west Pacific Oceans interpreted from microfossils evidence // *Mar. Geol.* 1977. Vol. 25, N 1/3. P. 35—39.

Ciesielski R.F., Weaver F.M. Pliocene temperature changes in the Antarctic Seas // *Geology*. 1974. Vol. 2, N 10. P. 511—515.

Denton G.H., Armstrong R.L., Stuiwer M. Cenozoic glaciation in Antarctica: the record in the McMurdo Sound region // *Antarct. Journal US*. 1970. Vol. 5, N 1. P. 15—21.

Douglas R.G. Oxygen and carbon isotope analyses of Cretaceous and Tertiary foraminifera from Central North Pacific // *Init. Rep. DSDP*. 1973. Vol. 17. P. 591—605.

Douglas R.G., Savin S.M. Oxygen and carbon analyses of Tertiary and Cretaceous microfossils from Shatsky Rise and other sites in the North Pacific Ocean // *Ibid.* 1975. Vol. 32. P. 509—520.

Douglas R.G., Savin S.M. Oxygen isotopic evidence for the depth stratification of Tertiary and Cretaceous planktonic foraminifera // *Mar. Micropaleontol.* 1978. Vol. 3. P. 175—196.

Drewry D.J. Initiation and growth of the East Antarctic ice sheet // *J. Geol. Soc.* 1975. Vol. 131. P. 255—273.

Drewry D.J., Jordan S.R., Jankovski E. Measure properties of the Antarctic ice sheet: Surface and figuration, ice thickness, volume and bedrock characteristics // *Ann. Glaciol.* 1982. Vol. 3. P. 83—91.

Frakes L.A. Climates throughout geologic time. N.J.; Amsterdam: Elsevier, 1979. 310 p.

Frakes L.A. The Mesozoic-Cainozoic history of climate changes and cause of glaciation // 27th IGC: Abstr. Moscow: Nauka, 1984. Vol. 9. P. 207—208.

Hayes D.E., Frakes L.A. General synthesis // *Init. Rep. DSDP*. 1975. Vol. 28. P. 919—942.

Hays J.D. A review of the Late Quaternary climatic history of Antarctic Seas // *Antarctic glacial history and World palaeoenvironments*. Rotterdam: Balkema, 1978. P. 57—71.

Keigwin L.D. Isotopic paleoceanography of the Caribbean and East Pacific. Role of Panama Uplift in Late Neogene time // *Science*. 1982. Vol. 217, N 4557. P. 350—353.

Letolle R., Grazzini C.V., Pierre C. Oxygen and carbon isotopes from bulk carbonates and foraminiferal shells at DSDP Sites 400, 401, 402, 403 and 406 // *Init. Rep. DSDP*. 1979. Vol. 48. P. 741—755.

Mandra T.T., Mandra H. Antarctic Tertiary marine climate based on silicoflagellates // *Antarct. Journal US*. 1970. Vol. 5, N. 5. P. 178—180.

Mercer J.H. Cainozoic temperature trends in the Southern Hemisphere: Antarctic and Anden evidence // *Palaeoecol. afr.* 1973. Vol. 8. P. 85—114.

Moore T.C., Gail L. Sea-surface temperature changes in the North Pacific during the Late Miocene // *Mar. Micropaleontol.* 1981. Vol. 6, N 5/6. P. 581—597.

Rabussier-Lointier D. Reconstruction paléoclimatique du Miocène inférieur d'après les isotopes stables de l'oxygène et du carbone des Foraminifères planctoniques // *Bull. Soc. géol. France*. 1980. Vol. 7, pt 22, N 5. P. 731—734.

Savin S.M., Douglas R.G., Stehli F.G. Tertiary marine paleotemperatures // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1975. Vol. 86, N 11. P. 1499—1510.

Shackleton N.J., Kennett J.P. Late Cenozoic oxygen and carbon isotopic changes at DSDP Site 284, implications for glacial history of Northern hemisphere and Antarctic // *Init. Rep. DSDP*. 1979. Vol. 29. P. 801—807.

Woodruff F., Savin S.M., Douglas R.G. Miocene stable isotope records: a detailed deep Pacific Ocean study and its paleoclimatic implications // *Science*. 1981. 212, N 4495. P. 665—668.

Yapp C.J., Epstein S. Climatic implications of D/H-ratios of meteoric waters over North America (9500—22000 B.P.) as inferred from ancient wood cellulose C-H hydrogen // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1977. Vol. 34, N 3. P. 333—350.

Г.Г. Лихойдов, А.Л. Соколова

ВЛИЯНИЕ СОЛЕВОЙ НАГРУЗКИ ВОДНОГО ФЛЮИДА НА ГИДРОТЕРМАЛЬНУЮ ОБРАБОТКУ ГЛИНИСТОГО КОМПОНЕНТА ГЛУБОКОВОДНЫХ ОСАДКОВ

Среди пород океанического субстрата, его поверхностных частей, широко развиты глинистые минералы, особенно различные смектиты. С целью характеристики особенностей изменения подобного компонента глубоководных осадков в условиях его эндогенного преобразования выбрана глинистая фракция породы, полученной в ходе бурения по программе DSDP в срединной части Атлантического океана. Объектом изучения служила фракция 90,001 мм обр. 25 [Коссовская и др., 1975] эоценовых глин, поднятого из скв. 9А (интервал 678—682 м) от поверхности дна океана. Валовый состав образца включает (вес. %): SiO₂ — 49,52; TiO₂ — 0,85; Al₂O₃ — 19,25; Fe₂O₃ — 8,21; CaO — 1,02; MgO — 2,09; MnO — 1,25; Na₂O — 0,25; K₂O — 2,44; H₂O⁺ — 6,87; H₂O⁻ — 7,56; CO₂ — 0,25; P₂O₅ — 0,41, при этом примеси аморфной кремнекислоты не обнаружено. Состав приведен по данным А.Г. Коссовской и др. [1975], где более подробно описаны место отбора образца и его геолого-минералогическая характеристика. Фазовый состав, дополнительно изученный рентгенометрически в воздушно-сухом, насыщенном глицерином и прокаленном при 550°С состояниях, включает количественно преобладающий смектит, гидрослюда (20% разбухающих межслоев), дефектный хлорит, следы кварца и полевых шпатов. Характер изменения конкретного фазового состава образца в различных гидротермальных условиях изучен методом модельных экспериментов, что ограничивает применимость полученных результатов при трактовке природных процессов. Однако в настоящее время это единственный путь, позволяющий установить характер эволюции главных компонентов типичного океанического материала в ходе начальных этапов вторичных изменений в эндогенных условиях. Неопределенность термодинамической характеристики смектитов (как и подавляющего числа аутигенных образований вообще) исключает возможность теоретического вычисления путей эволюции в условиях относительно низкотемпературного их изменения, тем более что с момента своего образования, по мнению большинства исследователей, эти минералы существуют метастабильно.

В то же время широко известны многочисленные реликтовые новообразования, например, в составе продуктов инициального низкотемпературного метаморфизма, как отражение полигенетических процессов их происхождения. Это говорит о неполном (в объеме породы) достижении равновесия, и, таким образом, самостоятельный интерес приобретают продукты промежуточных этапов. Подобные промежуточные новообразования могут играть существенную роль в специфической геодинамической обстановке перехода от океана к кон-

тиненту, где, как известно, широко развиты различные алломорфические преобразования. В этих же, относительно низких P — T условиях, особое значение приобретает состав метаморфизирующих растворов-флюидов [Лихойдов, Плюснина, 1984]. Принимая во внимание то обстоятельство, что морская вода в условиях дна океана нередко играет роль одного из главных метаморфизирующих агентов, интересно изучить характер воздействия каждого из составляющих ее солевую нагрузку.

Изучение начальных стадий преобразования глинистого компонента проводилось при различных температурах, давлении, а также при присутствии и концентрации таких компонентов, как NaCl , MgCl_2 и NaOH . Опыты проводились при температурах 350, 400, 450°С и давлении 0,5; 1 и 3 кбар. При необходимости область давления расширялась вплоть до 5 кбар с более дробным делением внутри интервала.

Изучено влияние растворов главным образом в виде 1 Мл (моляльных) и концентрированных: 10 м для NaCl и NaOH , насыщенного при 25°С для MgCl_2 . Влияние смеси электролитов изучено лишь для растворов 0,5 м NaCl + 0,5 м MgCl_2 . Концентрированные растворы использовались исключительно для выяснения характера влияния увеличения концентрации того или иного электролита и не могут рассматриваться как модель какого-либо природного процесса. В отдельных случаях изучено воздействие и более слабых растворов вплоть до концентрации 0,1 м.

Опыты выполнены на описанной в литературе современной гидротермальной установке по ампульной методике. Несмотря на сравнительно небольшое содержание железа в изучаемом материале, опыты проводились при фугитивности кислорода, отвечающей гематит-магнетитовому (НМ) буферу. Так как температура всегда была ниже 500°С, методика буферирования требовала непосредственного контакта между флюидами буферной ассоциации и изучаемой навески. Исходя из этого навеска (25 мг исходного образца) помещалась в платиновую ампулу диаметром 3 мм, длиной 25 мм, после чего ампула сжималась по краю и помещалась в золотую. Обе ампулы заполнялись одним и тем же по составу раствором, затем внешняя герметизировалась дуговой сваркой. Навеска буферной ассоциации составляла 50 мг, общее количество флюида — около 200 мг. Герметичность контролировалась взвешиванием до и после опыта, величина рН флюида в ходе опытов не буферировалась, но устанавливалась на одном и том же уровне в идентичных P — T условиях, типах и концентрациях растворов. Длительность опытов обычно составляла 240 ч.

После опыта образец закаливался, отмывался дистиллированной водой, сушился и изучался с помощью рентгеновского дифрактометрического фазового анализа.

Были получены дифрактограммы от ориентированных препаратов каждого из изученных образцов в воздушно-сухом, насыщенном глицирином и прокаленном при 550°С состояниях. На основании анализа дифрактограмм устанавливался фазовый состав продуктов опытов, а их сравнительный анализ с исходным веществом обр. 25А позволил оценить эволюцию последнего в экспериментально заданных P — T ус-

ловиях, типах и концентрациях растворов. Тип смешанослойности новообразованных фаз и примерное количественное соотношение чередующихся в них структурных компонентов определялись методом сравнения экспериментальных дифрактограмм с рассчитанными дифракционными кривыми, приведенными в монографии В.А. Дрица и Б.А. Сахарова [1976].

В качестве "стандартного" типа изменений принята эволюция исходного материала во флюиде, задаваемом дистиллированной водой. Опыты проводились по той же методике, на тех же изотермах и изобарах.

Особенно чувствительным к изменению P — T условий оказался смектит. Процесс его преобразования идет по двум направлениям: растворение с последующим синтезом кварца и хлоритового минерала и трансформация через смешанослойные фазы в гидрослюда (масштаб последнего контролируется дефицитом калия в исходном образце). Гидрослюдизация смектита начинается при $P=0,5$ кбар и $T=350^\circ\text{C}$, когда, оставаясь количественно преобладающим компонентом образца, он преобразуется в смешанослойный минерал, в структуре которого содержание слоев слюдястого типа достигает 20%. С повышением T до 400°C количество этой фазы в образце значительно снижается и параллельно появляется другой смешанослойный минерал, в структуре которого резко преобладают слои слюдястого типа. При $T = 450^\circ\text{C}$ происходит его полная гидрослюдизация.

Аналогично, но более активно протекает трансформация смектита при $P=3$ кбар и изменении $T=350, 400, 450^\circ\text{C}$. Из этой схемы выпадают опыты при $P=1$ кбар, когда уже при $T=350^\circ\text{C}$ практически отсутствует смешанослойный минерал, в котором бы межслои смектитового типа превышали 20%. "Подвижным" минералом оказался и хлорит. В исходном обр. 25А он характеризуется дефектностью структуры, проявляющейся в нетермостойкости при прокаливании до $T=550^\circ\text{C}$. Нетермостойкость минерала проявляется в отсутствии на дифрактограмме прокаленного образца сколько-нибудь четкого отражения с $d=14\text{ \AA}$. Вместо него присутствует галлоподобный фон в области $3-3,5^\circ 2\theta$. В экспериментальных условиях при $P=0,5$ кбар и $T=350^\circ\text{C}$ этот минерал присутствует в незначительном количестве. С повышением температуры наблюдается увеличение содержания этого минерала в образце за счет поступления идущего на его формирование вещества смектита (при сохранении дефектного характера его структуры).

Опыты в условиях $P=1$ кбар, $T=350, 400$ и 450°C и $P=3$ кбар (при всех значениях температуры) приводят к дальнейшему нарастанию количественного содержания дефектного хлорита в продуктах опытов. Термостойкая хлоритовая фаза образуется лишь при $P=1$ и 3 кбар, $T=450^\circ\text{C}$. В опыте, проведенном в условиях $P=3$ кбар, $T=450^\circ\text{C}$, с заваренной внутренней ампулой, термостойкий хлорит становится количественно преобладающей фазой образца.

Отметим, что чем выше давление, тем при более низкой температуре наблюдается увеличение количества хлоритового компонента в продуктах опытов.

Очень устойчивой во всем изученном диапазоне P - T параметров оказалась присутствующая в исходном обр. 25А гидрослюда (содержащая ~20% разбухающих межслоев). Заметное количественное нарастание этой фазы в продуктах опытов при увеличении давления и температуры объясняется тем вкладом, который вносит трансформация части исходного смектитового компонента обр. 25А.

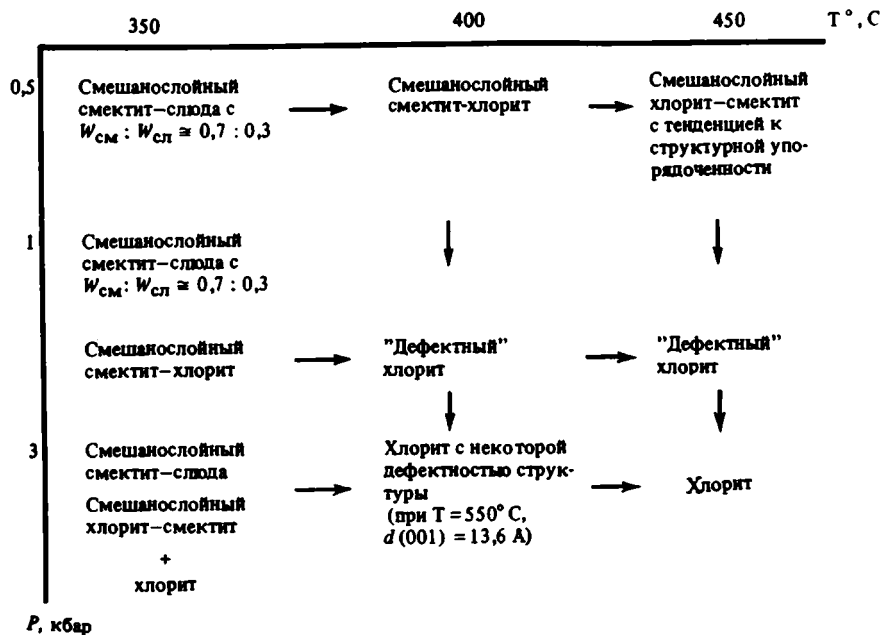
Интересная особенность процесса изменения минералогического состава глинистой фракции обр. 25А в "чистой" воде — появление и последующее заметное увеличение количества кварца в продуктах опытов, с одной стороны, и возможное присутствие некоторого количества талька — с другой (последний предположительно отмечен в продуктах опыта при $P=0,5$ кбар и $T=450^\circ\text{C}$). А.Г. Коссовская и др. [1975] указывают, что смектиты глубоководных осадков являются продуктами взаимодействия базальтов с морской водой. Поэтому из приведенных результатов можно сделать заключение, что вторичное изменение базальта, протекающее с предварительным аутигенным преобразованием его в смектит, может в ходе начальных этапов метаморфизма привести к новообразованиям, в составе которых заметная роль будет принадлежать свободному кварцу — минералу малохарактерному для исходных базальтов. Следует также отметить отсутствие в продуктах подобной гидротермальной обработки глинистой фракции альбита (полевого шпата), который в рамках системы при изученных параметрах не образуется вообще. Следы полевых шпатов, зарегистрированные на дифрактограммах исходного образца, сохраняются в продуктах опытов лишь при $P=0,5$ кбар. Следовательно, эволюция подобной системы в этих условиях не может привести к процессам спилитизации.

Сравнительный фазовый рентгеновский анализ продуктов опытов в 1 м растворе NaCl в описанном выше диапазоне P - T параметров выявил значительные различия в направленности процессов преобразования и в составе новообразованных фаз по сравнению с аналогичными опытами в чистой воде. Это прежде всего выражается в вовлечении в трансформационные процессы всех компонентов исходного обр. 25А, включая гидросльюду, инертную в предыдущей серии опытов.

Смектит, как и в описанных выше опытах, оказался наиболее "реакционноспособным" среди исходных минералов. При 350°C на всех изобарах (0,5; 1 и 3 кбар) он преобразуется в смешанослойную фазу смектит—слюда с $W_{\text{см}}:W_{\text{сл}} \approx 0,7:0,3$. При этом межплоскостное расстояние, измеренное для первого межуглового рефлекса, составляет 12\AA , что свидетельствует о наличии катионов Na в межслоевых позициях структуры минерала. Этот тип смешанослойного минерала зарегистрирован только в продуктах опытов при 350°C , независимо от величины давления. Вероятно, дальнейшая его трансформация проходит частично по пути гидрослюдизации, быстро завершающейся (в рамках описываемой серии экспериментов) вблизи $T=400^\circ\text{C}$, независимо от величины давления.

Однако основная масса вещества смешанослойного смектит-слюдис-

того минерала ввиду дефицита калия в образце в процессе гидрослюдизации участвовать не может. Начинают преобладать изменения, дающие материал для формирования смешанослойных смектит-хлоритовых фаз, которые при малом давлении образуются вблизи $T=400^\circ\text{C}$, а с повышением его до 1 и 3 кбар (наряду со смешанослойной фазой смектит—слюда) появляются уже при $T=350^\circ\text{C}$. Дальнейшая их трансформация проходит по схеме, построенной с учетом проведенных исследований:



На схеме видно, что с увеличением давления и температуры нарастает степень хлоритизации исходного вещества через смешанослойные смектит-хлоритовые фазы, "дефектные" хлориты к хлориту, который становится количественно преобладающим компонентом в условиях $P=3$ кбар и $T=450^\circ\text{C}$. В этот процесс, вероятно, вовлекается и вещество "дефектного" хлорита, изначально присутствовавшего в исходном образце.

Существенные структурные перестройки в данной серии опытов претерпевает гидрослюда исходного образца. Это прежде всего выражается в ее "парагонитизации", т.е. во внедрении в межслоевые промежутки структуры катионов Na, что на дифрактограммах образцов в воздушно-сухом состоянии выражается в уменьшении значений $d(001)$ гидрослюдистого рефлекса до $9,8 \text{ \AA}$. Параллельно этому процессу, однако лишь в некоторых случаях, в структуре минерала сокращается количество разбухающих межслоевых промежутков. Схему выявленных изменений можно представить следующим образом:

	350	400	450	T, °C
0,5	$d(001)=10,1 \text{ \AA}$ 20%	$d(001) = 10,1 \text{ \AA}^*$ 30%	$d(001) = 9,8 \text{ \AA}^*$	
1	$d(001) = 10 \text{ \AA}$ 30%	$d(001) = 10 \text{ \AA}^*$ 20%	$d(001) = 9,8 \text{ \AA}^*$ 10%	
3	$d(001) = 10 \text{ \AA}$ 30%	$d(001) = 9,9 \text{ \AA}^*$ 20%	$d(001) = 9,8 \text{ \AA}$ 20%	

В процентах дано кол-во разбухающих межслоев

P, кбар

Звездочками отмечены случаи, где гидрослюда — количественно преобладающий компонент в продуктах опытов. Преобладание — относительное, это не значит, что здесь преобладают процессы гидрослюдизации. Просто в процессе преобразования смектитового компонента произошло перераспределение вещества по новообразованным фазам, вследствие чего относительное содержание гидрослюды в поликомпонентном образце возросло.

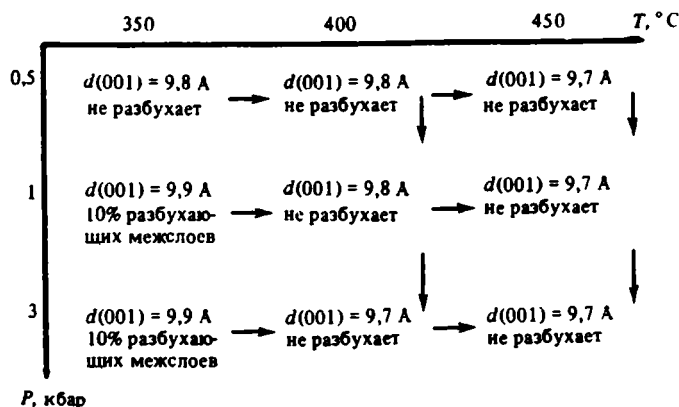
Сравнительно с экспериментами в чистой воде в растворе 1 м NaCl наблюдается сложная качественная и количественная эволюция полевых шпатов. Так, в опытах при $T=350^\circ\text{C}$ во всем заданном диапазоне давления полевые шпаты фиксируются только в виде следов — по одному слабому отражению с $d=3,19 \text{ \AA}$ ("наследство" исходного вещества обр. 25А). При $P=0,5$ кбар повышение температуры приводит к значительному количественному увеличению в продуктах опытов альбита, что сопровождается уменьшением содержания кварца с полным его исчезновением при $T=450^\circ\text{C}$, т.е. в тех условиях, где альбит получает максимальное развитие.

С увеличением давления до 1 кбар заметный количественный рост альбита происходит лишь при подъеме температуры от 350 до 400°С, а при дальнейшем увеличении температуры этот процесс как бы затормаживается, при 450°С прирост альбита незначителен. Причем во всех этих случаях в образцах присутствует кварц, количество которого заметно растет.

Таким образом, при 1 м концентрации NaCl во флюиде эволюция исходного вещества в зависимости от давления носит различный характер из-за разного распределения ионов Na между новообразованиями. При относительно низком общем давлении развиваются процессы альбитизации, с увеличением давления Na входит в основной состав филлосиликатов. Однако сказанное относится лишь к температурному интервалу 400—450°С, так как в продуктах опытов при $T=350^\circ\text{C}$ независимо от величины давления процесс альбитизации, возможно, по кинетическим причинам подавлен.

Увеличение концентрации NaCl во флюиде до 10 м приводит не-

зависимо от P — T параметров среды к преимущественному развитию процессов альбитизации (лишь в одном эксперименте при $P=1$ кбар, $T=350^\circ\text{C}$ в соизмеримых с альбитом количествах появился анальцит), а также к парагонитизации гидрослюд, проходящей по схеме:



Очевидно, что процесс парагонитизации, нарастающий при повышении температуры на изобаре, наиболее интенсивен при повышенном давлении.

В незначительных количествах в продуктах опыта при $T=350^\circ\text{C}$ (независимо от P), а также в условиях $P=0,5; 1$ кбар, $T=400^\circ\text{C}$ сохраняется дефектный хлоритоподобный минерал. Собственно хлорит появляется лишь при $P=3$ кбар, $T=400$ и 450°C . В заключение можно отметить, что появление парагонита даже при давлении всего 500 бар особенно интересно в плане его образования в ассоциации с другими продуктами начальных этапов метаморфизма, что традиционно служило показателем "высокобарности" процессов. Необходимо также отметить, что альбитизация смектита при относительно невысокой концентрации NaCl во флюиде происходит в области небольшого давления и образование спилитовой ассоциации альбита с хлоритом в аналогичных условиях требует, по-видимому, специфического сочетания давления и температуры.

Для проверки особенностей кристаллизации альбита в растворах 1 Мл NaCl в зависимости от давления выполнены опыты при давлении вплоть до 5 кбар. В этих опытах исходным служил мономинеральный смектит, щелочные катионы которого представлены исключительно Na , -- так называемый тип Na -смектит "Вайоминг", подробно описанный С.И. Ципурским и В.А. Дрицем [1984] и любезно представленный для изучения С.И. Ципурским.

Для исключения возможного влияния на распределение Na между продуктами опытов вещества буферной ассоциации, имеющего непосредственный контакт через флюид с изучаемым образцом, выполнены серии опытов в присутствии различных смесей. Использовались смеси HM , NNO и выполнены опыты, когда буферная ассоциация отсутствовала вообще. В отношении особенностей образования альбита результаты всех этих серий опытов идентичны, исключая тем самым

возможность заметного вхождения Na в соединении с буфером в изученной области параметров. Преобразование смектита рассмотрено при температуре 400°C в 1 Мл NaCl на изобарах 0,5; 1...5 кбар, через 1 кбар.

Установлено, что трансформация Na-смектита "Вайоминг" приводит к формированию однотипного фазового состава минералов во всем заданном диапазоне давлений; всюду в продуктах опытов преобладает ректоритоподобный минерал. В значительно меньших количествах присутствует дефектный хлорит, содержание которого постепенно нарастает с увеличением давления. Всюду отмечено небольшое количество кварца. При $P=5$ кбар в составе минералов отмечен собственно смектит. Возможно, это часть исходного смектита, по каким-то причинам не испытавшая стадийных преобразований в заданных условиях. В рамках указанных параметров опытов процессу альбитизации смектита благоприятствует область давления, ограниченная пределами давлений 0,5—2 кбар, так как в продуктах опытов при более высоком давлении альбит отсутствовал.

Особенности преобразования смектита в изменяющихся P — T условиях при увеличении во флюиде концентрации ионов Mg изучены на примере влияния одномолярного и насыщенного при комнатной температуре раствора $MgCl_2$. Исходным веществом служил обр. 25А. Установлено, что в данном случае основным направлением в ходе его преобразования является хлоритизация.

В 1 Мл растворе $MgCl_2$ при $P=0,5$ или 1 кбар этот процесс начинается с образования при $T=350^\circ C$ смешанослойного смектит-хлоритового минерала с $W_{см}:W_{хл} \approx 0,7:0,3$. С увеличением температуры при любом заданном давлении происходит дальнейшая хлоритизация этой фазы через корренситоподобный минерал в собственно хлорит.

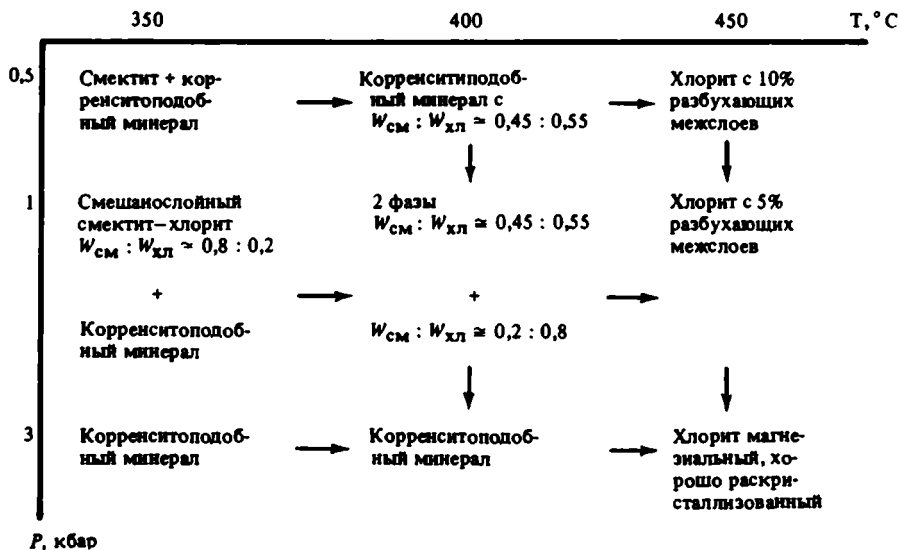
Исходно присутствовавшая в обр. 25А гидрослюда, содержащая 10—20% разбухающих межслоев, сохраняется при всех экспериментальных P — T параметрах среды, за исключением случаев, когда давление достигает 3 кбар. Здесь она присутствует в очень малом количестве, а характер ее контролируется температурой: при 350°C это гидрослюда с 10% разбухающих межслоев, при 400 и 450°C — не разбухающий в органических жидкостях слюдястый минерал с $d(001) = 9,8\text{Å}$ в воздушно-сухом состоянии. Снижение значения $d(001)$ слюдястого рефлекса до 9,8Å в данном эксперименте можно объяснить внедрением в октаэдрические позиции структуры катионов Mg, вследствие чего слюдястый минерал приобретает черты лейкофиллита.

Кварц, появляющийся уже при $T=350^\circ C$ и $P=0,5$ кбар, по мере увеличения давления и температуры постепенно количественно растет. Интересно появление кристобалита при $T=400^\circ C$ и $P=0,5$ кбар, который, скорее всего, можно рассматривать как закалочный минерал. Отмечается полное отсутствие полевых шпатов.

Новообразованным минералом является гидратированный тальк, в значительном количестве синтезирующийся при $P=0,5$ кбар и $T=450^\circ C$. Повышение давления до 1 кбар способствует образованию талька при более низкой температуре (400°C), но в небольшом количестве, еще более снижающимся с повышением температуры до 450°C. И наконец,

при $P=3$ кбар, $T=400$ и 450°C встречены лишь следы этого минерала. Таким образом, оказалось, что оптимальные условия для образования талька при данной концентрации катионов Mg в растворе создаются при высокой температуре, но низком давлении.

Увеличение концентрации MgCl_2 до насыщенной при комнатной температуре принципиально не меняет пути трансформации смектита, лишь интенсифицируя ее. Так, корренситоподобная фаза в этом случае появляется уже при $T=350^\circ\text{C}$ и $P=0,5$ кбар. По приведенной ниже схеме можно проследить влияние P — T параметров на интенсивность хлоритизации:



В условиях повышенной концентрации катионов Mg в растворе в качестве новообразованного минерала при $T=400^\circ\text{C}$ и $P=0,5$ и 1 кбар появляется тальк. Повышение температуры до 450°C независимо от величины давления приводит к значительной интенсификации процесса талькообразования, причем в этих условиях хлорит и тальк становятся звеном в цепи преобразований слоистых силикатов исходного обр. 25А. Интересно отметить, что в наших опытах тальк при малых концентрациях растворов MgCl_2 формируется в виде гидратированной разности. Повышение концентрации MgCl_2 способствует образованию "нормальных" тальков.

Реликтовая гидрослюда в продуктах данной серии опытов сохраняется только при $T=350$ и 450°C независимо от величины давления. При $T=450^\circ\text{C}$ на всех экспериментальных изобарах она полностью отсутствует.

Во всех опытах, проведенных в концентрированном растворе MgCl_2 , в процессе преобразования глинистого вещества высвобождается большое количество кремния, идущего на образование свободного кварца. Причем, чем интенсивнее эти процессы, тем большее количество кварца отмечается в продуктах опытов. В некоторых слу-

чаях совместно с кварцем, по-видимому, в качестве закалочного минерала присутствует кристобалит. Появление в продуктах опытов большого количества кварца свидетельствует в том, что процессы преобразования исходного вещества не сводятся только к трансформационным, но включают также процессы растворения и синтеза. Можно отметить, что среди продуктов опытов при $P=0,5$ кбар и $T=350$ и 400°C , возможно, появляется серпентиновый минерал. Однако отсутствие надежных диагностических признаков не позволяет однозначно решить этот вопрос.

Характер и степень влияния различных компонентов в смеси рассмотрены на примере раствора $0,5 \text{ NaCl} + 0,5 \text{ MgCl}_2$. Подобное соотношение концентраций в растворе приводит к проявлению тенденций преобразования, характерных для чисто магниевых растворов. Это выражается в преимущественном развитии хлорита во время всех отмеченных выше стадий процесса.

Параллельно с образованием хлорита проходит процесс гидрослюдизации, возможно, за счет исходного смектита. "Нити" этого процесса хорошо прослеживаются в форме смешанослойных фаз с переменным количеством чередующихся межслоев смектитового и слюдистого типов. Этот процесс приводит к широкому развитию гидрослюдов (имеющих 20% разбухающих межслоев смектитового типа) в продуктах всех опытов, проведенных при $P=0,5$ и 1 кбар. Причем с повышением температуры содержание гидрослюдов заметно увеличивается на изобарах, достигая максимума при $T=450^\circ\text{C}$. В условиях повышенного давления ($P=3$ кбар) увеличение температуры приводит к резкому количественному уменьшению гидрослюдистого вещества, широкое развитие получают процессы хлоритизации.

По-видимому, при дефиците К в исходном веществе наличие в растворе катионов Na благоприятствует образованию гидрослюдов. Участие Na в этом процессе подтверждается фактом снижения значения $d(001)$ слюдистого рефлекса до $9,95 \text{ \AA}$ именно тогда, когда зарегистрировано увеличение количества гидрослюдистого компонента. Отметим также, что при $P=3$ кбар, $T=400$ и 450°C у слюдистых минералов, присутствующих в продуктах опытов в очень малых количествах, зарегистрировано уменьшение значения $d(001)$ до $9,8 \text{ \AA}$. При этом они теряют способность к набуханию в органических жидкостях. Это явление аналогично уже описанному, когда преобразование слюдистого минерала связывалось с внедрением в октаэдрические позиции структуры катионов Mg.

Образование талька в основном ограничено условиями $P=0,5$ и 1 кбар, $T=450^\circ\text{C}$. При $P=3$ кбар, $T=400$ и 450°C он формируется в очень небольшом количестве. Аналогичный процесс был отмечен в экспериментах с 1 раствором MgCl_2 в пределах тех же $P-T$ условий среды. Разница лишь в том, что в 1 растворе MgCl_2 (в силу более высокой концентрации катионов Mg) тальк впервые появляется в условиях $P=1$ кбар при более низкой температуре, равной 400°C .

Кварц в данной серии опытов ведет себя по-разному в зависимости от величины давления, при котором проводился эксперимент. Так, в продуктах опытов при $P=0,5$ кбар кварца много, и его коли-

чество не изменяется с увеличением T от 350 до 450°С. В условиях $P=1$ кбар повышение T от 350 до 450°С приводит к заметному росту количества кварца в продуктах опытов. При $P=3$ кбар, $T=350$ °С кварц образуется в большом количестве, но с повышением T до 400°С оно уменьшается и далее при 450°С остается на том же уровне. При внимательном рассмотрении такое поведение кварца очень хорошо вписывается в общую схему трансформации исходного вещества обр. 25А.

Для описанной серии опытов (в 0,5 NaCl + 0,5 MgCl₂ растворе) не характерен процесс альбитизации, исчезают даже следы полевых шпатов исходного образца.

Если эволюция слоистых силикатов исходного образца при гидротермальной его обработке в "чистой" воде, растворах NaCl, MgCl₂ заключается в сочетании или альтернативном развитии главным образом хлоритизации (в некоторых условиях — гидрослюдизации и талькообразования) и альбитизации, то обработка в растворах NaOH резко меняет общую картину. Уже при концентрации 1 NaOH в растворах совершенно исчезают все минеральные фазы исходного образца и в продуктах опытов преобладают минералы, обычные для щелочных пород и метасоматитов. Во всем интервале изученных параметров преимущественно развиты три минеральных вида — анальцит, гидросодалит и слюда ($d = 9,94 \div 10 \text{ \AA}$), к которым при $T=450$ °С, $P=0,5$ и 1 кбар присоединяется нефелин. Судя по кинетическим опытам (24, 72, 120 и 214 ч при $P=0,5$ кбар и $T=350$ °С), эти минеральные фазы появляются уже после 24 ч и становятся преобладающими через 72 ч. При $T=450$ °С, $P=0,5$ и 1 кбар возможно появление амфибола типа рибекита. Уменьшение концентрации NaOH до 0,1 Мл при $T=400$ °С и $P=1$ кбар приводит к появлению гидрослюды, смешаннослойного хлорит-сметкита, альбита и кварца, напоминая в целом процессы изменения в хлоридных растворах. Увеличение концентрации до 0,3 Мл NaOH в этих условиях ведет к появлению анальцита на месте кварца.

Опыты в 10 Мл растворе NaOH вызывают преимущественное развитие фельдшпатоидов, представленных в нашем случае гидросодалитом. Анальцит, характерный лишь при $T=350$ °С и $P=0,5$ кбар, во всех других условиях резко сменяется гидросодалитом с примесью отмеченной выше слюды, к которым при минимальном давлении присоединяются следы альбита и амфибола.

Влияние растворов NaOH демонстрирует первостепенное значение для рассматриваемых процессов изменения рН среды. Рост рН, по-видимому, значительно увеличивает растворимость кремнекислоты во флюидах, и процессы изменения протекают в условиях, когда активность кремнекислоты в системе меньше единицы. Это выражается в появлении нефелина, фельдшпатоидов и сокращении минеральных фаз, обычных в сочетании со свободным кварцем.

Проведенные исследования позволили изучить характер гидротермальной обработки глинистого компонента глубоководных осадков в зависимости от состава растворов и концентрации в них хлоридов натрия, магния и гидроксида натрия в области параметров $T=350 \div$

450°С и $P=0,5\div 3$ кбар. Намечены главные направления изменений одного из распространенных продуктов гальмиролиза.

Преобразования в рассмотренной системе осуществляются путем трансформаций исходного материала и инконгруэнтного растворения его с образованием новых минеральных фаз. Во флюиде, задаваемом дистиллированной водой, преобладающими тенденциями изменения являются гидрослюдизация и хлоритизация при отсутствии в продуктах изменения полевых шпатов (альбита) и увеличении с ростом температуры и давления количества новообразованного кварца.

В растворах хлорида натрия наблюдается гидрослюдизация исходного смектита, сменяющаяся по мере роста температуры и давления хлоритизацией, исходная гидрослюда парагонитизируется. С увеличением концентрации раствора преобладают альбитизация и слюдообразование. Для 1 Мл раствора NaCl установлено перераспределение Na в зависимости от давления, что выражается в образовании альбита при давлении до 2 кбар и его отсутствии в продуктах опытов при давлениях 3 кбар и выше.

Обработка в растворах хлорида магния сопровождается главным образом хлоритизацией путем превращения через смешанослойный смектит—хлорит и корренситоподобные фазы в хлорит. Этим процессам благоприятствует увеличение температуры, давления и концентрации хлорида магния в растворах.

Установлено значительное влияние рН среды на ход преобразования смектита в растворах NaOH. Новообразования резко отличаются от рассмотренных. Однако конкретизация путей и способов влияния величины рН на характер вторичных изменений глинистых минералов океанического субстрата — предмет самостоятельной работы, методика которой должна, по-видимому, предусматривать буферирование рН в течение всего эксперимента.

ЛИТЕРАТУРА

Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 255 с.

Коссовская А.Г., Гущина Н.А., Дриц В.А. и др. Минералогия и генезис мезозойско-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса 2 "Гломар Челленджера" // Литология и полез. ископаемые. 1975. N 6. С. 12—35.

Лихойдов Г.Г., Плюснина Л.П. Характеристика флюидного режима базитов океанической коры // Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984. С. 135—143.

Цитурский С.И., Дриц В.А. Особенности распределения октаэдрических катионов в 2:1 слоях диоктаэдрических смектитов // Минерал. журн. 1984. Т. 6, N 1. С. 8—16.

В.Б. Курносов

ИЗМЕНЕНИЕ БАЗАЛЬТОВ В ПОДВОДНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ И ОКЕАНСКОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

К началу работ по проекту "Седимент" получила широкое распространение идея о гидротермальной циркуляции в океанической коре, основанная прежде всего на наблюдениях изменения теплового потока на профилях через срединно-океанические хребты [Elder, 1965; Bostrom, Peterson, 1966; Talwani et al., 1971; Corliss, 1971; Lister, 1972, 1974]. Она была блестяще подтверждена открытием на Галапагосской площади и на 21° с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия выходов на дне горячих источников — "черных курильщиков" [Corliss et al., 1979; Spiess et al., 1980].

Изучение изотопного состава кислорода, углерода и серы в новообразованных минералах из базальтов, поднятых из скважин б/с "Гломар Челленджер", а также из гидротермальных отложений в местах выхода горячих растворов, показало, что основу гидротермальных растворов составляет морская вода, метаморфизованная при гидротермальном взаимодействии с породами океанической коры [Garlick, Dymond, 1970; Muchlenbachs, Clayton, 1972; Styr et al., 1981; Kusarabe et al., 1982; Stakes, O'Neil, 1982; Kerridge et al., 1983; Böhlke et al., 1984]. Эти данные привели к заключению, что минерализация подводных гидротермальных источников происходит главным образом за счет выщелачивания химических элементов из вмещающих пород, прежде всего из базальтов, через которые проходит морская вода. Проверка этого вывода была начата за рубежом и несколько позже в нашей стране.

Поставленная проблема оказалась многоаспектной. Ей заинтересовались петрологи, геохимии, геофизики, биологи и т.д. Автора она привлекла с точки зрения гидротермального источника осадочного вещества в океане. Для ее решения в рамках проекта "Седимент" была сделана попытка ответить на следующие, как нам казалось, наиболее важные вопросы: в каких условиях изменяются базальты, какие массы химических элементов при этом выщелачиваются из базальтов и, наконец, какой существует реальный вклад вещества, выщелоченного из базальтов, в питание океана растворенным осадочным материалом.

Существующие данные об условиях изменения базальтов многочисленны и противоречивы. Они основаны на изучении измененных базальтов из скважин, пройденных в различных участках дна океана. Автором была сделана попытка их систематизировать на основе представлений о существовании в океанической коре конвективных ячеек. Открытые конвективные ячейки должны объединять в единый процесс гидротермальной циркуляции разные условия: от низкотемпературных окислительных на флангах ячеек, где в кору поступает холод-

ная морская вода, до высокотемпературных восстановительных в осевых зонах с восходящими горячими растворами.

С этих позиций был проанализирован материал, полученный при изучении измененных базальтов различных структурных элементов дна океана (Восточно-Тихоокеанское поднятие, Срединно-Атлантический хребет, Коста-Риканский и Галапагосский рифты, Императорские подводные горы, глубоководная впадина Науру). В результате было установлено, что во всех рассмотренных структурных элементах преобладающий объем базальтов изменяется в "неокислительных" гидротермальных условиях [Курносов, 1984а, б, 1986].

Все лабораторные эксперименты по гидротермальному взаимодействию океанических толеитов с морской водой в условиях, наиболее распространенных при изменении базальтов в океане, показали, что из толеитов, прежде всего из стекловатых разностей, извлекается в раствор большинство химических элементов: Si, Ca, Fe, Mn, Al, Ba, Cu, Ni, Zn, а также Ti, B, F [Холодкевич, 1981; Холодкевич и др., 1984; Ellis, Mahon, 1967; Bischoff, Dickson, 1975; Hajash, 1975; Seyfried, Bischoff, 1977, 1979, 1981; Mottl, Holland, 1978; Mottl et al., 1979; Hajash, Archer, 1980; Sayfried, Mottl, 1982]. После обнадеживающих результатов важно было количественно оценить этот процесс в реальных природных обстановках.

В качестве опорных были выбраны разрезы, вскрытые наиболее глубокими скважинами, максимально проникшими в базальтовый фундамент: 504В (Коста-Риканский рифт), 485А (Калифорнийский залив), 462А (впадина Науру) и 433С (Императорские подводные горы). Для расчетов был использован метод атомно-объемного пересчета химических анализов пород с учетом их плотности и соответственно пористости [Казицын, Рудник, 1968].

Массы выщелоченных химических элементов были получены последовательно для каждой из встреченных измененных разностей базальтов, затем — для условных базальтовых столбов 500-метровой высоты, которая в основном соответствует глубине проникновения скважин в базальтовый фундамент. Каждый опорный разрез рассматривался с его реальным набором и соотношением пород. Эти величины были положены в основу расчета масс химических элементов, ежегодно выщелачиваемых из пород базальтового слоя океанической коры в основных структурных элементах дна океана [Курносов, 1984б, 1986]. Но сами по себе они не представляют интереса для целей проекта "Седимент". Они важны только в сравнении с массами растворенного вещества, поступающего в океан из подводных гидротермальных источников и в речном стоке. Поэтому они будут приведены ниже совместно с этими данными.

Для того чтобы провести оценку влияния вещества, выщелоченного из базальтов, на питание океана растворенным осадочным материалом, необходимо знать и массы химических элементов, поступающие в океан из подводных гидротермальных источников, независимо от природы минерализующего их вещества. Определение их было проведено сравнением масс ежегодно поступающих химических элементов в океан с суши в виде жидкого речного стока и

Таблица 1. Ежегодный баланс подвижных форм элементов в океане

Элемент	Речной сток в растворе		Содержание раствора, % от суммы взвесь + раствор в океане	Масса накопления элемента (суммарного) в пелагических осадках, млн т	Содержание гидрогенной формы элемента, % от суммарного содержания элемента в пелагических осадках	Масса накопления подвижных форм элемента в пелагических осадках, млн т	Дефицит поступления элемента с суши в растворе по сравнению с накоплением гидрогенных форм в пелагали (гидротермальный привнос), млн т	Гидротермальное поступление элемента в океан по другим данным, млн т
	без учета потерь на границе река—море, млн т	с учетом потерь на границе река—море, млн т						
Al	2,0; 5,4	1,4	47,6	108,12	7—41	7,57	2,37—5,57	—
B	0,73	—	—	—	—	—	—	—
Ca	592	592	99,99	544	—	—	—	—
Co	0,01	0,01	93,8	—	73; 58	—	—	—
Cr	0,04	—	89,3	—	86; 31	—	—	—
Cu	0,28	0,17	92,5	—	31; 56	—	—	—
Fe	1,6	0,32	83,3; 93,7	—	3,1; 18	—	—	—
K	56	56	99,99	—	—	—	—	—
Mg	147	147	99,99	—	—	—	—	—
Mn	0,4	0,32	92,6	10,54	87; 68	7	6,60	7,3; 10
Mo	0,04	—	99,9	—	—	—	—	—
Na	290	290	99,99	—	—	—	—	—
Ni	0,10	0,08	94,3	—	77; 45	—	—	—
P	1,6	—	99,67	—	—	—	0,066	—
Pb	0,04	—	50	—	16,6	—	—	—
Si	196	157	99,69	66,34	—	—	17,5—34,9	—
Ti	0,12	—	97,1	5,83	36,28—57	2,12	2	—
V	0,04	—	99,47	—	16; 29	—	—	—
Zn	0,81	0,73	94	—	—	—	—	—

Примечания. 1. Использованы данные А. П. Лисицына [1974, 1983], Н. М. Страхова [1976], Г. Н. Батурина [1978], И. И. Волкова [1981], В. В. Гордеева [1983], К. К. Зеленова, В. Н. Иваненкова [1982]. 2. Содержание гидрогенной формы элемента приводится: по осадкам Тихого океана — левый столбец, Атлантического — правый.

масс элементов, накапливающихся на дне океана в виде гидрогенных (бывших растворенных) форм. Массы накопления элементов на дне, превышающие массы поступления в океан, рассматривались как относящиеся к гидротермальному источнику вещества в океане [Курнос, 1984б, 1986] (табл. 1, 2). Из табл. 1 хорошо видно, что современные данные позволяют оценить величину ежегодного поступления в океан гидротермального Mn. Для Al, P, Si и Ti проведена ориентировочная оценка масс, поступающих в океан из подводных гидротерм. Для других элементов еще нет сведений для аналогичного расчета. Гидротермальное поступление микроэлементов оценено только для Тихого океана (см. табл. 2). Но эти величины минимальные, отражающие только ту часть масс микроэлементов, поступающих из Восточно-Тихоокеанского поднятия, которая зафиксирована в обрамляющем его поле металлоносных осадков [Богданов, 1980].

При сопоставлении масс химических элементов, выщелачиваемых из базальтов при гидротермальной циркуляции в океанической коре, с массами элементов, ежегодно поступающими в океан из гидротермального источника (табл. 3, 4), видно, что коровый (базаль-

Таблица 2. Ежегодный вклад гидротермального вещества в осадконакопление в Тихом океане [Богданов, 1980]

Элемент	Речной сток в растворе, млн т	Общий вынос из гидротермальных источников, млн т	Элемент	Речной сток в растворе, млн т	Общий вынос из гидротермальных источников, в млн т
Co	0,0014	0,00009	Pb	0,0046	0,00117
Cr	0,0046	0,00012	V	0,0046	0,00048
Cu	0,0320	0,00025	Zn	0,0920	0,00264
Ni	0,1150	0,00059			

Таблица 3. Сопоставление ежегодной потери вещества базальтами Мирового океана при их изменении и ежегодного привноса вещества в океан с суши в растворе и из подводного гидротермального источника, млн т

Элемент	Потеря вещества базальтами (срединно-океанические хребты и подводные вулканические горы)	Речной сток в растворе с учетом потерь на границе река—море [Гордеев, 1983]	Гидротермальный привнос вещества
Si	577	157	17,50—34,90
Ca	314	592	—
Al	138	1,4	2,37—5,57
Fe	117,9	0,32	—
Mg	60,1	147	—
Na	54,66	290	—
Ti	4,65	0,12*	2
P	0,57	1,6*	0,066
Mn	4,85	0,32	6,6
Ni	0,9	0,08	—
Zn	0,47	0,73	—
Cu	0,29	0,17	—
Co	0,16	0,01	—

* Речной сток в растворе без учета потерь на границе река—море.

товый) источник вещества обеспечивает полностью, и чаще с значительным избытком, минерализацию подводных гидротерм Fe, Zn, Cu, Co, Ni, Si, Al, Ti и в значительной мере Mn. В то же время полученные данные показывают, что в пелагических областях (и тем более в приосевых частях рифтовых зон) вещество, поступающее в океан из подводных гидротерм, является лидирующим в обеспечении материалом осадочного и рудного процессов по сравнению с терригенным источником растворенного вещества. Это установлено для Mn, Fe, Al, Ti. Скорее всего, аналогичное положение в балансе растворенного вещества, поступающего в океан из разных источников, занимает большинство изученных микроэлементов. Поэтому становится очевидным вывод о том, что веществу, выщелачиваемому из базальтов и являющемуся основным в минерализации подводных гидротерм, при-

Таблица 4. Сопоставление ежегодной потери вещества базальтами Тихого океана при их изменении и ежегодного привноса вещества в океан с суши в растворе и из подводного гидротермального источника, млн т

Элемент	Потеря вещества базальтами (Восточно-Тихоокеанское поднятие и подводные вулканические горы)	Речной сток в растворе в Тихий океан [Богданов, 1980]	Общий вынос в Тихий океан из гидротермальных источников [Богданов, 1980]	Новые данные по гидротермальному привносу вещества
Si	218,2	28,2	0,24	10,4—29,7
Ca	122,7	—	—	—
Al	48	0,74	0,031	0,1—0,2
Fe	46,5	1,9	0,57	13,6
Mg	21,1	—	—	—
Na	18,36	—	—	—
Ti	2	—	—	—
Mn	2,2	0,046	0,54	Не менее
P	0,27	—	—	1,75
Ni	0,34	0,115	0,00059	—
Zn	0,17	0,092	0,00264	—
Cu	0,12	0,032	0,00025	—
Co	0,06	0,0014	0,00009	—

надлежит определяющая роль в пелагическом осадко- и рудонакоплении.

Таким образом, при дальнейшей разработке проблемы влияния вещества, выщелачиваемого из пород океанической коры в подводных гидротермальных системах, на осадкообразование в океане прежде всего необходимо получить данные, которые позволяют установить величины поступления в океан гидротермального вещества. Не менее важно уточнить полученные массы химических элементов, выщелачиваемых при гидротермальной циркуляции из базальтов, а также установить вынос элементов из пород океанической коры в целом, охватываемых гидротермальными системами (включая породы 3-го слоя). Затем при выделении пелагических тел в осадочном чехле океана [Тимофеев, Холодов, 1984] по данным глубоководного бурения, а также при получении данных по их вещественному составу и возрасту попытаться определить роль гидротермального источника вещества в океанском осадконакоплении в мезозойско-кайнозойской истории Земли и соотношение коровых и ювенильных компонентов в нем.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океана. М.: Наука, 1978. 231 с.
 Богданов Ю.А. Пелагический осадочный процесс в Тихом океане: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1980. 44 с.
 Волков И.И. Баланс марганца в океанском осадочном цикле // Литология и полезные ископаемые. 1981. N 3. С. 25—34.
 Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 159 с.

- Зеленов К.К., Иваненков В.Н.* Влияние современного подводного вулканизма на химию вод океана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1982. N 11. С. 3 - 26.
- Казицын Ю.В., Рудник В.А.* Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М.: Недра, 1968. 362 с.
- Курносов В.Б.* Вторичные преобразования базальтов верхней части коры океана // Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984а. С. 14—19.
- Курносов В.Б.* Гидротермальные изменения базальтов коры океана // Тихоокеан. геология. 1984б. N 6. С. 90—94.
- Курносов В.Б.* Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения. М.: Наука, 1986. 186 с.
- Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Лисицын А.П.* Биокосная система океанских гидротерм: (Поступление эндогенного вещества) // Биогеохимия океана. М.: Наука, 1983. С. 60—72.
- Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
- Тимофеев П.П., Холодов В.Н.* Эволюция бассейнов седиментации в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. N 7. С. 10—34.
- Холодкевич И.В.* Вторичные изменения океанических базальтов по экспериментальным и природным данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1981. 24 с.
- Холодкевич И.В., Котов Н.В., Курносов В.Б.* Химические особенности преобразования базальтов в гидротермальных условиях (экспериментальные данные) // Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984. С. 143—150.
- Bischoff J.L., Dickson F.W.* Seawater-basalt interaction at 200°C and 500 bar: Implication of sea-floor heavy-metal deposits and regulation of seawater chemistry // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 25. P. 385—397.
- Böhlke J.K., Alt J.C., Muehlenbachs K.* Oxygen isotope-water relations in altered deep-sea basalts: low-temperature mineralogical controls // Canad. J. Sci. Lett. 1984. Vol. 21. P. 67—77.
- Bostrom K., Peterson M.N.A.* Precipitation from hydrothermal exhalations on the East Pacific Rise // Econ. Geol. 1966. Vol. 61, N 7. P. 1258—1265.
- Corlis J.B.* The origin of metal-bearing submarine hydrothermal solutions // J. Geophys. Res. 1971. Vol. 76, N 33. P. 8128—8138.
- Corliss J.B., Dymond J., Gordon L.I.* et al. Submarine thermal springs on the Galapagos rift // Science. 1979. Vol. 203, N 4385. P. 1073—1083.
- Elder J.W.* Physical processes in geothermal areas // Terrestrial heat flow. 1965. P. 211—239. (Amer. Geophys. Union Monogr.; Vol. 8).
- Ellis A.J., Mahon W.A.J.* Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions (Pt II) // Geochim. et cosmochim. acta. 1967. Vol. 31. P. 519—538.
- Garlick G.D., Dymond J.R.* Oxygen isotope exchange between volcanic materials and ocean water // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81. P. 2137—2142.
- Hajash A.* Hydrothermal processes along Mid-Ocean Ridges: an experimental investigation // Contribs Mineral. and Petrol. 1975. Vol. 53. P. 205—226.
- Hajash A., Archer P.* Experimental seawater-basalt interaction: effects of cooling // Contribs Mineral. and Petrol. 1980. Vol. 75. P. 1—13.
- Kerridge J., Haymon R., Kastner M.* Sulfur isotope systematics at the 21°N Site, East Pacific Rise // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 66. P. 91—100.
- Kusakabe M., Chiba H., Ohmoto H.* Stable isotopes and fluid inclusion study of anhydrite from the East Pacific Rise at 21°N // Geochem. J. 1982. Vol. 16. P. 89—95.
- Lister C.R.B.* On the thermal balance of a mid-ocean ridge // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1972. Vol. 26. P. 515—535.
- Lister C.R.B.* On the penetration of water into hot rock // Ibid. 1974. Vol. 39, N 3. P. 465—509.
- Mottl M.J., Holland H.D.* Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater. I. Experimental results for major and minor components of seawater // Geochim et cosmochim. acta. 1978. Vol. 42. P. 1103—1115.
- Mottl M.J., Holland H.D., Corr R.F.* Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater. II. Experimental results for Fe, Mn, and sulfur species // Ibid. 1979. Vol. 43. P. 869—884.
- Muehlenbachs K., Clayton R.M.* Oxygen isotope studies of fresh and weathered submarine basalts // Canad. J. Earth Sci. 1972. Vol.9. P. 172—184.

Seyfried W.E., Bischoff J.L. Hydrothermal transport of heavy metal by seawater: the role of seawater/basalt ratio // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1977. Vol. 34. P. 71—77.

Seyfried W.E., Bischoff J.L. Low-temperature basalt alteration by seawater: an experimental study of 70°C and 150°C // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1979. Vol. 43. P. 1937—1947.

Seyfried W.E., Bischoff J.L. Experimental seawater-basalt interaction at 300°C, 500 bars, chemical exchange, secondary mineral formation and implications for the transport of heavy metals // *Ibid.* 1981. Vol. 45. P. 135—147.

Seyfried W.E., Motil M.J. Hydrothermal alteration of basalts by seawater under seawater-dominated conditions // *Ibid.* 1982. Vol. 46. P. 985—1002.

Spiess F.N., Macdonald K.C., Atwater T. et al. East Pacific Rise: Hot springs and geophysical experiments // *Science.* 1980. Vol. 207, N 4438. P. 1421—1433.

Stakes D.S., O'Neil J.R. Mineralogy and stable isotope geochemistry of hydrothermally altered oceanic rocks // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 57. P. 285—304.

Styrt M.M., Blackmann A.J., Holland H.D., Clark B.C. The mineralogy and the isotopic composition of sulfur in hydrothermal sulfide/sulfate deposits on the East Pacific Rise, 21°N latitude // *Ibid.* 1981. Vol. 53. P. 382—390.

Talwani M., Windish C.C., Langseth M.G. Reykjanes Ridge Crest: a detailed geophysical study // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76, N 2. P. 473—517.

УДК 550.4:552.57/.58

Н.П. Бетелев, Б.И. Кулачкин

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ $C_{орг}$ И CO_2 КАРБОНАТОВ В ИЛАХ И ГОРНЫХ ПОРОДАХ ПРОКАЛИВАНИЕМ В ТОКЕ КИСЛОРОДА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КАТАЛИЗАТОРА Co_3O_4

Несколько лет назад был предложен метод определения содержания $C_{орг}$ в илах и горных породах прокаливанием в токе кислорода при температуре 500°C с использованием катализатора Co_3O_4 [Бетелев, 1979, 1981]. Применение катализатора позволяет получить полное окисление органического вещества пробы. Прокаливание без катализатора дает неполное окисление. Особенно велика разница в результатах прокаливания с катализатором и без катализатора при большом содержании органического вещества, например в торфе и антраците [Бетелев, 1979]. Анализ может выполняться на газоанализаторе ГОУ-1, экспресс-анализаторе на углерод АН-7529, СНN-анализаторах разных типов и установках для микроанализа. Содержание $C_{орг}$ находят по количеству CO_2 , образующегося при окислении органического вещества пробы.

Применение температуры прокаливания 500°C вместо около 1000°C по стандартной методике (без катализатора) позволяет исключить процедуру предварительного удаления карбонатов из анализируемых проб, поскольку при 500°C наиболее распространенные природные карбонаты кальцит и доломит не разлагаются с выделением CO_2 .

Опыты прокаливания в токе кислорода показали, что растертые в пудру кальцит и доломит как в смеси с катализатором, так и без него начинают разлагаться при температуре выше 500°C (кальцит при 635°C, доломит при 575°C). При 500°C ни кальцит,

ни доломит не разлагаются даже при прокаливании в течение 5 ч. Наличие сидерита, магнезита и родохрозита мешает применению данного метода, поскольку разложение этих карбонатов с выделением CO_2 в токе кислорода начинается при 390°C . Однако родохрозит встречается в осадочных горных породах редко и в небольших (до 1%) количествах и не может оказать заметного воздействия на результаты анализа. Магнезит также встречается в осадочных породах редко и в небольших количествах (до 1%), в современных отложениях более значительные его содержания отмечены лишь в солончаках [Кугучков, 1960]. Как показало изучение литературного материала, среднее суммарное содержание сидерита, магнезита и родохрозита (из которых обычно преобладает сидерит) в горных породах разнообразного генезиса обычно не превышает 3% и, как правило, заметно ниже этой величины [Бетелев, 1981]. Наличие сидерита в современных морских осадках считается маловероятным [Страхов, 1960; Сташук, 1968]. В случае нахождения в значительных количествах сидерит образует линзы, конкреции и стяжения [Бушинский, 1946], которые могут быть легко исключены при отборе проб для анализа.

Для выяснения воздействия примеси сидерита и магнезита на результаты определения содержания $C_{\text{орг}}$ нами была исследована скорость разложения этих карбонатов, растертых в пудру, при прокаливании их в токе кислорода. За время, равное времени анализа на приборе ГОУ-1 (не более 15—20 мин), разлагается не более 15% магнезита и 25% сидерита. За время анализа на приборе АН-7529 (5—8 мин) разлагается не более 7—8% сидерита и магнезита. Принимая во внимание небольшое содержание углерода в сидерите (10%) и магнезите (14%) и учитывая незначительное содержание этих карбонатов в рассеянном виде в горных породах (до 3—5%), можно предполагать, что погрешность в определении содержания $C_{\text{орг}}$ за счет примеси сидерита и магнезита будет невелика. Для нахождения реальных значений этой погрешности были проанализированы разными методами две группы искусственных смесей, содержащих растертый в пудру сидерит из Бакала в количестве до 10% и магнезит из Сатки — до 7%, а также природные образцы, содержащие до 5% сидерита (табл. 1). Погрешность определения $C_{\text{орг}}$ за счет примеси сидерита в 10% составила лишь 0,06% (содержание $C_{\text{орг}}$ в обр. 306—5,26%, в обр. 306 с добавкой 10% сидерита — 5,32%). Погрешность за счет примеси магнезита в 1% (т.е. в том количестве, в котором магнезит может присутствовать в осадочных породах, кроме отложений солончаков) составила 0,05% (содержание $C_{\text{орг}}$ в обр. 950 — 0,26%, в обр. 950 с добавкой 1% магнезита — 0,31%). При более значительной примеси магнезита погрешность увеличивается. В природных образцах, содержащих до 5% сидерита, наличие его не внесло существенной погрешности в результате определения $C_{\text{орг}}$. На это указывает близость результатов определения содержания $C_{\text{орг}}$, полученных рекомендуемым и другими методами анализа (см. табл. 1, обр. 404, 999, 1209).

Применение прокаливании в токе кислорода при 500°C с использованием катализатора Co_2O_4 позволяет определить наряду с $C_{\text{орг}}$ также и содержание CO_2 карбонатов. Для этого мы применяли второй

Таблица 1. Содержание $C_{\text{орг}}$ и CO_2 карбонатов в образцах, содержащих сидерит и магнетит, определенное разными методами, % на воздушно-сухую пробу

Номер образца	Образец*	Содержание нерастворимого остатка, %	Метод Кнопа ²		Прокаливание в токе кислорода на экспресс-анализаторе на углерод АН-7529 ³			
			$C_{\text{орг}}$	CO_2 карбонатов	с катализатором CO_2O , без предварительного удаления карбонатов			
					при 500°С, время прокаливания 5—8 мин.			
					1	2	3	4
404	Аргиллит, содержащий 5% сидерита	79,2	1,51	0,28	1,90	±0,101	0,053	±0,126
999	То же, 2% сидерита	88,1	0,26	3,00	0,63	±0,043	0,068	±0,053
1209	То же, 1% сидерита	84,6	1,57	0,34	1,90	±0,013	0,007	±0,017
306	Ил из Днепровско-Бугского лимана	65,2	4,74	1,58	5,26	±0,045	0,009	±0,056
306	То же, с добавкой 1% сидерита	68,6	4,82	2,00	5,27	±0,071	0,013	±0,088
306	То же, с добавкой 2% сидерита	63,4	4,58	1,73	5,28	±0,050	0,009	±0,062
306	То же, с добавкой 3% сидерита	67,7	4,71	2,16	5,29	±0,045	0,008	±0,056
306	То же, с добавкой 10% сидерита	59,1	4,36	5,04	5,32	±0,101	0,019	±0,126
950	Мергель	34,2	0,27	7,74	0,26	±0,014	0,054	±0,017
950	То же, с добавкой 1% магнетита	32,6	0,25	8,04	0,31	±0,014	0,045	±0,017
950	То же, с добавкой 2% магнетита	32,5	0,24	8,22	0,39	±0,030	0,078	±0,037
950	То же, с добавкой 3% магнетита	34,1	0,19	8,26	0,53	±0,014	0,026	±0,017
950	То же, с добавкой 5% магнетита	32,5	0,27	8,98	0,72	±0,029	0,040	±0,036
950	То же, с добавкой 7% магнетита	33,6	0,20	9,68	0,88	±0,020	0,023	±0,025

* Горные породы палеозойского возраста, ил современный.

² В ИГиРГИ.

³ Во ВНИГНИ.

⁴ В Фундаментпроекте.

Прокаливание в токе кислорода на экспресс-анализаторе на углерод АН-7529*								Оксидиметрический метод И.В. Тюрина*, С _{орг}
с катализатором СО ₂ О, без предварительного удаления карбонатов				при 1100°С с предварительным удалением карбонатов, время прокаливания 2—3 мин, С _{орг}				
докаливание при 1100°С в течение 3—4 мин, СО ₂ карбонатов								
1	2	3	4	1	2	3	4	
0,55	±0,014	0,026	±0,018	1,90	±0,049	0,026	±0,061	1,90
2,74	±0,110	0,040	±0,136	0,35	±0,038	0,108	±0,047	0,52
0,55	±0,007	0,013	±0,009	1,74	±0,024	0,014	±0,030	1,93
1,00	±0,170	0,170	±0,211	3,17	±0,014	0,004	±0,017	5,12
1,19	±0,182	0,153	±0,226	3,41	±0,022	0,006	±0,027	5,56
1,05	±0,089	0,085	±0,111	3,06	±0,020	0,007	±0,025	5,08
1,25	±0,249	0,199	±0,310	3,37	±0,028	0,008	±0,035	5,82
2,51	±0,186	0,074	±0,231	2,74	±0,030	0,011	±0,037	5,34
7,48	±0,129	0,017	±0,160	0,18	±0,008	0,044	±0,010	0,43
7,62	±0,047	0,006	±0,058	0,17	0,000	0,000	0,000	0,36
7,86	±0,051	0,006	±0,063	0,16	0,000	0,000	0,000	0,41
8,05	±0,039	0,005	±0,048	0,18	±0,018	0,103	±0,022	0,41
8,46	±0,028	0,003	±0,035	0,16	0,000	0,000	0,000	0,39
8,87	±0,054	0,006	±0,067	0,19	±0,017	0,089	±0,021	0,37

Таблица 2. Содержание $C_{орг}$ и CO_2 карбонатов в горных породах палеозойского возраста, определенное разными методами, % на воздушно-сухую пробу

Но- мер об- разца	Образец	Содер- жание нераствори- мого осе- дтка, %	Метод Кнопа*		Прокаливание в токе кислорода							
			$C_{орг}$	CO_2 карбо- натов	при 500°C с катализатором Co_2O_3 без предварительного удаления кар- бонатов на приборе ГОУ-1 ² $C_{орг}$				на экспресс-анализаторе на углерод АН-7529 ³			
					с катализатором Co_2O_3 без предва- рительного удаления карбонатов							
					при 500°C, время прокаливания 5— 8 мин. $C_{орг}$							
1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	
8	Уголь	—	57,37	0,24	55,10	±0,458	0,008	±1,137	57,88	±1,428	0,025	±3,546
286	Из- вест- няк	1,8	0,20	41,96	0,06	±0,010	0,170	±0,025	0,11	±0,049	0,445	±0,122
287	"	12,9	0,20	38,72	0,21	±0,016	0,080	±0,040	0,18	±0,040	0,222	±0,099
294	"	2,8	0,24	43,40	0,22	±0,045	0,205	±0,112	0,18	±0,035	0,194	±0,087
402	Песча- ник	86,5	1,21	0,38	1,30	±0,060	0,046	±0,149	1,42	±0,058	0,041	±0,144
409	Глина	83,6	4,33	0,00	4,88	±0,100	0,021	±0,248	4,50	±0,142	0,032	±0,353
410	Уголь	72,5	26,27	0,10	25,00	±0,400	0,016	±0,993	27,87	±1,280	0,046	±3,178
412	Але- ролит	84,4	0,31	0,00	0,40	±0,020	0,050	±0,050	0,42	±0,024	0,057	±0,060
657	Глина	78,3	1,06	0,82	1,45	0,000	0,000	0,000	1,59	±0,104	0,065	±0,258
1110	Из- вест- няк	14,2	0,87	35,68	0,91	±0,130	0,143	±0,323	0,76	±0,057	0,075	±0,142

* В ИГРГИ.

² В НИИОСП.

³ В ВНИГНИ.

⁴ По данным Р.А. Страпаняни и др. [1979].

⁵ В Фундаментпроекте.

Примечание. 1 — среднеарифметическое из трех определений; 2—4 — то же, что и в табл. 1.

этап прокаливания проб при 1100°C, когда разлагаются с выделением CO_2 все природные карбонаты [Цветков и др., 1964]. В табл. 1 и 2 приведены результаты определения разными методами содержания CO_2 карбонатов в природных образцах и искусственных смесях. При анализе природных образцов горных пород имеется удовлетворительное соответствие содержания CO_2 , определенных прокаливанием при 1100°C и методом Кнопа (см. табл. 2). При анализе ила наблюдалось занижение содержания CO_2 карбонатов, определенного прокаливанием, по сравнению с результатами, полученными методом Кнопа (см. табл. 1, обр. 306). Причиной этого расхождения является, по-видимому, неточность в данном случае анализа по методу Кнопа. На первом этапе анализа методом Кнопа (кипячение пробы в 10%-ной H_2SO_4 для определения CO_2 карбонатов), вероятно, оказывается окисленной часть малометаморфизованного органического вещества ила, что ведет к завышению по результатам анализа содержания CO_2 карбонатов и занижению содержания $C_{орг}$ по сравнению с их истинными значениями. Предположение о неточности в данном случае анализа по методу Кнопа подтверждается тем, что содержание $C_{орг}$, определенное в образцах ила методом И.В. Тюрина (5,12%), ближе к опреде-

Прокаливание в токе кислорода										Оксидиметрический метод И.В. Тюрина ³ , С _{орг}
на экспресс-анализаторе на углерод АН-7529 ³								На СНН-анализаторе в ВИУА по скорости выделения СО ₂ ^{3,4}		
с катализатором Со ₃ О ₄ без предварительного удаления карбонатов				при 1100°С с предварительным удалением карбонатов, время прокаливания 2—3 мин, С _{орг}				С _{орг}	СО ₂ карбонатов	
докаливание при 1100°С в течение 3—4 мин, СО ₂ карбонатов										
1	2	3	4	1	2	3	4			
0,99	±0,090	0,091	±0,223	54,76	±1,760	0,032	±4,370	58,39	0,00	—
43,96	±1,960	0,045	±4,867	0,07	0,000	0,000	0,000	0,00	42,60	0,02
37,84	±1,840	0,049	±4,569	0,18	±0,060	0,333	±0,149	0,00	37,20	0,24
43,63	±1,750	0,040	±4,345	0,12	±0,020	0,167	±0,050	0,00	42,90	0,15
0,37	±0,070	0,189	±0,174	1,20	±0,240	0,200	±0,596	1,22	0,77	1,26
0,37	±0,050	0,135	±0,124	4,86	±0,660	0,136	±1,639	4,49	0,66	4,03
0,73	±0,050	0,068	±0,124	21,27	±1,730	0,081	±4,296	28,24	0,00	—
0,29	±0,060	0,206	±0,149	0,45	±0,030	0,067	±0,074	0,32	0,22	0,87
0,70	±0,050	0,071	±0,124	1,11	±0,030	0,027	±0,074	1,35	0,59	0,98
38,14	±1,250	0,033	±3,104	0,47	±0,250	0,532	±0,621	0,97	35,60	1,02

ленному прокаливанием без декарбонизации (5, 26%), чем к результатам метода Кнопа — 4,74% (см. табл. 1, обр. 306).

Значительным преимуществом метода прокаливания при температуре 500°С с использованием катализатора Со₃О₄ по сравнению со стандартным методом прокаливания при температуре около 1000°С является исключение трудоемкой операции предварительного удаления карбонатов из анализируемых проб, которая составляет примерно половину затрат труда на выполнение анализа. Кроме того, кислотная декарбонизация вызывает преобразование и разрушение части органического вещества пробы. Особенно велика потеря органического вещества в случае малой степени его метаморфизма в современных отложениях. Это хорошо видно на примере анализа ила из Днепровско-Бугского лимана (см. табл. 1, обр. 306), в котором содержание С_{орг}, определенное прокаливанием при 500°С с использованием катализатора Со₃О₄ без предварительной декарбонизации, составило 5,26%. Близкие результаты дали анализы по методу И.В. Тюрина (5,12%) и Кнопа (4,74%). При анализе того же образца по стандартной методике прокаливанием при 1100°С с предварительной декарбонизацией (кипячением в 10%-ной НСl с последующей отмывкой

от кислоты) содержание $C_{\text{орг}}$ определено в 3,17%. Таким образом, потеря $C_{\text{орг}}$ при кислотной декарбонизации современного ила составила около 40%.

Снижение температуры прокаливания с 1000—1100 до 500°С дает не менее чем двукратную экономию электроэнергии, продляет срок службы оборудования и делает выполнение анализа более безопасным, так как исключает возможность вспышки обогащенных органическим веществом проб при их помещении в трубку для прокаливания. Вспышка искажает результаты анализа, так как вызывает потерю части углекислого газа.

Катализатор закись—окись кобальта Co_2O_3 не токсичен, не дефицитен, не дает нежелательных побочных эффектов и выпускается отечественной промышленностью. Помимо интенсификации окисления, закись—окись кобальта также поглощает образующиеся при прокаливании окислы серы [Аташян, Абрамян, 1971], что облегчает очистку газов после сжигания и продляет срок действия поглотителей газоанализатора. Катализатор берут по массе примерно в 30 раз больше массы органического вещества пробы и тщательно перемешивают с растертой в пудру пробой в лодочке для прокаливания.

Производительность экспресс-анализатора на углерод АН-7529 примерно вдвое выше, чем установки, использующей метод Кюпа. Время прокаливания составляет на первом этапе (при 500°С) 5—8 мин, на втором (при 1100°С) — 3—4 мин. Действие экспресс-анализатора основано на определении методом кулонометрического титрования количества углекислого газа, выделяющегося при прокаливании пробы. Содержание углерода автоматически показывается на табло прибора с учетом массы взятой пробы. Для пересчета на содержание CO_2 следует содержание углерода карбонатов, полученное на табло прибора АН-7529 на втором этапе прокаливания, умножить на коэффициент 3,66. Этот коэффициент рассчитан на основании атомных масс углерода и кислорода в молекуле CO_2 . Анализ образцов прокаливанием в два этапа целесообразно проводить партиями, переводя печь на соответствующий температурный режим. Лодочки с пробами между первым и вторым этапами прокаливания следует хранить в эксикаторе. Стандартный комплект поглотителей прибора АН-7529 необходимо дополнить сосудом с безводным хлористым кальцием или ангидроном для сушки газов. Поскольку при температуре 500°С трубка для прокаливания в приборе АН-7529 остается темной, для удобства помещения лодочки в трубку для прокаливания следует использовать специальную рамку, изготавливаемую из жаропрочной малоуглеродистой листовой стали толщиной около 2 мм.

Для определения $C_{\text{орг}}$ необходима проба массой от 0,4—0,3 г при небольшом содержании $C_{\text{орг}}$ (1—3%) до 0,05—0,02 г при высоком его содержании (30—100%). Масса пробы для определения CO_2 карбонатов составляет 0,2—0,4 г в зависимости от содержания карбонатов.

При анализе на приборе ГОУ-1 коэффициент вариации определенных содержания $C_{\text{орг}}$ составил в среднем 0,074 (см. табл. 2). Точность отсчета по шкале газоизмерительной бюретки прибора ГОУ-1 составляет около 0,15% при содержании в пробе 5% $C_{\text{орг}}$ и массе 0,15 г. При

увеличении массы пробы точность отсчета повышается. При анализе на приборе АН-7529 коэффициент вариации определений содержания $S_{орг}$ составил в среднем 0,069 и содержания CO_2 карбонатов — в среднем 0,072 (см. табл. 1, 2). Согласно паспорту прибора АН-7529, погрешность результатов при анализе проб, содержащих до 1,5% углерода, составляет не более 0,01% и при анализе проб, содержащих до 4% углерода, — не более 0,05%. Опыт работы на приборе АН-7529 показывает, что этот прибор позволяет определять углерод и при более высоком его содержании в пробе (до 90—100%).

ЛИТЕРАТУРА

- Аташян С. М., Абрамян А. А.* Закись-окись кобальта как катализатор сжигания и поглотитель окислов серы // Арм. хим. журн. 1971. Т. 24, № 8. С. 673—676.
- Бетелев Н. П.* Новый метод определения содержания органического вещества в грунтах и горных породах // Инж. геология. 1979. № 2. С. 105—110.
- Бетелев Н. П.* Определение содержания органического углерода в илах и горных породах прокаливанием проб в токе кислорода без предварительного удаления карбонатов // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 5. С. 152—159.
- Бушинский Г. И.* Условия накопления сидеритов, виванитов и бурых железняков в болотах Белоруссии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1946. Т. 21, № 3. С. 65—80.
- Кудзюков Д. М.* Минералогический состав засоленных почв Зеравшанской долины // Тр. Узб. с.-х. ин-та им. В. В. Куйбышева. 1960. Т. 13. С. 8—14.
- Срапеняц Р. А., Бродский Е. С., Клягин К. Н., Шевцова Л. К.* Экспрессное определение углерода в почвах методом сжигания // Агрохимия. 1979. № 7. С. 138—143.
- Сташук М. Ф.* Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М.: Недра, 1968. 288 с.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 2. 560 с.
- Цветков А. И., Вальяшихина Е. П., Пилюян Г. О.* Дифференциальный термический анализ карбонатных минералов. М.: Наука, 1964. 168 с.

УДК 552.52(479.24)

Э. А. Даудбекова, М. Б. Хейров

ВТОРИЧНОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ПОРОДАХ-КОЛЛЕКТОРАХ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА РАЗРАБОТКУ ПРОДУКТИВНЫХ ГОРИЗОНТОВ

Одним из важнейших вопросов нефтяной геологии является изучение литологических особенностей пород-коллекторов, с которыми связано формирование залежей нефти и газа, а также решение ряда теоретических и практических задач при выборе научно обоснованных направлений их поисков, разведки и разработки. В связи с этим изучение песчано-алевритовых пород нефтегазоносных отложений и оценка их фильтрационных и емкостных свойств невозможны без детального исследования не только литологических и генетических особенностей, но и последующих вторичных процессов, влияющих на промышленные показатели коллекторов.

Работами ряда исследователей [Цветкова, 1954; Ермолова, 1956; Прошляков, 1974; и др.] установлено, что на коллекторские свойства песчано-алевритовых пород особенно заметное влияние оказывают минеральные новообразования. Это объясняется тем, что аутигенные

минералы развиваясь в основном на путях миграции флюидов, сильно осложняют структуру порового пространства и сужают в большинстве случаев поровые каналы. Они же в первую очередь вступают во взаимодействие с жидкостями, закачиваемыми в продуктивные горизонты при разработке нефтяных месторождений. Поэтому основная задача данной работы — выявление характера постседиментационных процессов, влияющих на емкостные и фильтрационные свойства коллекторов продуктивных горизонтов исследуемой области, а также поиски путей, способствующих увеличению приемистости нагнетательных скважин и нефтеотдачи пластов.

Детальное изучение аутигенного минералообразования и некоторых других постседиментационных процессов (растворение, перекристаллизация и др.) в песчаниках и алевролитах основных нефтегазовых свит Азербайджана, проводимое в АЗНИПИнефть, показало, что они особенно развиты в коллекторах нефти и газа продуктивной толщи среднего плиоцена Нижнекуринской впадины [Ализаде и др., 1975; Хеиров и др., 1980, 1982, 1983]. Это послужило основанием выбора данной области для решения поставленной задачи.

Объектом изучения являлся керновый материал из скважин месторождений Карабаглы, Кюрсангя, Кюровадаг и других, исследование которого проводилось методами минералогического (микроскопического), рентгенодифрактометрического, электронно-микроскопического, термического, гранулометрического и других анализов.

Литолого-петрографическая характеристика пород. Продуктивные горизонты разреза среднего плиоцена месторождений Нижнекуринской впадины представлены чередованием бурых и серых с зеленоватым оттенком песчаников, алевролитов (реже их рыхлых разновидностей) и глин. Характер этого чередования отличается крайним непостоянством, и закономерности в распределении отдельных разновидностей пород во времени и в пространстве не наблюдаются. Местами прослеживается ритмичность, характеризующаяся последовательной сменой крупнозернистых пород средне-, мелкозернистыми их разновидностями и алевролитами.

Часто наблюдаются перемятость и трещиноватость, сильно осложняющие текстуру породы. Ширина трещин изменяется от долей миллиметра до 1 см и более. Направление в основном вертикальное (вдоль оси керна). Трещины заполнены глиной. Особенно четко неоднородность пород прослеживается на плоскостях напластования, которая отличается сложной текстурой с присутствием окатышей, включений глин, растительных остатков и др. Характерно линзовидное залегание и выклинивание песчано-алевритовых пород в пределах продуктивных горизонтов, а также замещение их по простиранию глинами. Указанные особенности свидетельствуют об условиях отложения пород: непостоянстве скорости движения водной среды осадконакопления, седиментационной ритмичности, интенсивности течений, количестве и размерах поступающего в бассейн обломочного материала и др. Развитие в исследуемых породах таких разнообразных текстур, как горизонтальная слоистость, включения крупных окатышей, пятнистые текстуры и др. указывает на чередование относи-

тельно спокойных гидродинамических обстановок с достаточной активностью водной среды бассейна седиментации.

Неоднородность и сложное строение продуктивных пластов рассматриваемых месторождений являются одним из факторов, от которых зависит степень эффективности извлечения из них нефти. Особенно важное значение эта зависимость приобретает, по-видимому, в позднюю стадию разработки, когда связь между применением закачки воды в пласт и его литофизическими свойствами становится особенно тесной.

Неоднородность разреза продуктивной толщи, а также непостоянство ряда других его особенностей в более широком плане отмечены в результате изучения промыслово-геофизического материала по месторождениям Карабаглы, Кюрсангя и др., выполненного в АзНИПИнефти. По данным сопоставления геолого-геофизических разрезов продуктивных горизонтов, установлены изменчивость их мощностей по площади, непостоянство литологического состава и максимальная приуроченность песчано-алевритового материала к различным частям этих горизонтов в различных скважинах и тектонических блоках.

В структурном отношении песчаники и пески продуктивной толщи описываемых месторождений в основном средне- и мелкозернистые, горизонтально- и косослоистые. Реже встречаются крупнозернистые разности. Алевриты крупно- и мелкозернистые, содержат значительную примесь глинистого материала. Основной структурной особенностью пород-коллекторов является их плохая гранулометрическая сортировка. Минералогический состав преимущественно полимиктовый, представлен обломками кремнистых, эффузивных, карбонатных, глинистых пород (76—91%), реже полевых шпатов (9—24%) и кварца (10—20%).

Соотношение минеральных зерен и обломков пород довольно непостоянно и связано, по-видимому, с составом исходного кластического материала и степенью интенсивности поступления его в бассейн седиментации. Наиболее распространенными минералами тяжелой фракции являются магнетит, ильменит, роговая обманка, авгит, диоксид, хлориты, мусковит, пирит, гидроокислы железа. В виде единичных зерен встречаются эпидот, устойчивые гранат, циркон, турмалин и другие минералы.

Структура пород псаммитовая и алевритовая, обычно неоднородная. Цемент коллекторов преимущественно смешанный. Наиболее распространенными его разновидностями являются известковый, глинистый, а также их сочетание: глинисто-известковый и известково-глинистый. Реже встречаются хлоритовый, пиритовый, гипсовый. Структура хемогенных цементов в основном кристаллически-зернистая, реже пойкилокластическая, крустификационная и коррозионная. Тип цементации базальный, поровый, контактный, а чаще смешанный.

Остановимся на некоторых петрографических особенностях песчано-алевритовых пород продуктивной толщи Нижнекуринской впадины, оказывающих отрицательное влияние на коллекторские свойства.

Результаты многолетнего проведенного нами литолого-минера-

логического изучения пород-коллекторов позволили выделить указанные особенности в самостоятельную группу факторов, снижающих фильтрационные и емкостные свойства продуктивных горизонтов, но не связанных с аутигенными процессами. Эти факторы следующие: преимущественно полимиктовый состав песчано-алевритовых образований; характерная для обломков пород неправильная форма зерен и почти полное отсутствие типичных для моно- и олигомиктовых разностей продуктивной толщи других нефтегазоносных областей Азербайджана окатанных зерен кварца; сложное строение порового пространства; плохая сортировка обломочного материала; неоднородность степени уплотненности; высокое содержание глинистого материала.

Анализ этих и многих других петрографических особенностей, характерных для пород-коллекторов продуктивной толщи описываемой области, отражен в работах многих исследователей, и поэтому здесь они не рассматриваются. Вместе с тем они должны быть учтены при изучении факторов, оказывающих влияние на коллекторские свойства пород, связанных с вторичными их преобразованиями.

Процессы вторичного минералообразования. Результаты исследования аутигенных процессов в породах продуктивной толщи месторождений Нижнекуринской впадины, влияющих на коллекторские свойства, показывают, что они в подавляющем большинстве случаев связаны: 1) с минеральным новообразованием; 2) с растворением обломочных компонентов; 3) с аутигенным образованием цемента и перекристаллизацией вещества.

Минеральные новообразования. Наиболее распространенными минеральными новообразованиями в песчано-алевритовых породах изученных отложений являются кальцит, монтмориллонит, каолинит, хлорит, водные окислы железа, пирит. Реже отмечаются новообразования гипса, полевых шпатов, анальцима, клиноптилолита и др. Возникновение их связано с процессами, происходящими внутри пласта, а также с поступлением растворов в породы-коллекторы извне. Формирование новообразованных минералов и растворимость обломочных компонентов определяются концентрацией водородных ионов, на величину которой влияют давление, температура, минерализация, ионный состав раствора и в особенности концентрации H_2S и CO_2 .

Процесс минерального новообразования начинается еще в седиментогенезе, особенно интенсивно продолжается в диагенезе, в период активного взаимодействия между твердой минеральной, жидкой, газообразной фазами и органическими частями осадка и несколько замедляется в последующие стадии литогенеза.

Кальцит. Это самый распространенный аутигенный минерал, встречающийся в песчано-алевритовых породах продуктивной толщи описываемых месторождений. Содержание его обычно 7—20%, иногда 35%. Кальцит заполняет пустоты в породе, образует псевдоморфозы по отдельным минералам (полевым шпатам, пироксенам, хлориту, биотиту и др.), обломкам пород и органическим остаткам, а чаще является цементирующим материалом. Широко развит также поликрис-

таллический кальцит, заполняющий поровое пространство и трещины в породе. Реже встречается более ранний (сингенетиченый) пелитоморфный кальцит.

Остальные неглинистые аутигенные минералы, присутствующие в породах-коллекторах продуктивной толщи, сравнительно немногочисленны и существенного влияния на их емкостные и фильтрационные свойства не оказывают. Вместе с тем присутствие этих минералов свидетельствует о непостоянстве геохимических, физико-химических и других условий бассейна седиментации, связанных с частыми тектоническими подвижками, столь характерными для среднего плиоцена описываемой территории.

Краткая характеристика этой группы минеральных образований следующая.

Хлорит. Новообразования этого минерала в породах-коллекторах продуктивной толщи наблюдаются на поверхности зерен полевых шпатов, кварца, обломков пород, биотита и других минералов, а также встречаются в виде небольших участков цемента. Иногда хлорит заполняет трещины, образует включения в минералах или полностью их замещает. Образование вторичного хлорита связано с диагенетическим преобразованием глинистого вещества в условиях слабощелочной среды, богатой магнием. В отложениях продуктивной толщи Нижнекуринской впадины он возникает также на больших (более 4 км) глубинах в результате трансформации монтмориллонита в условиях щелочной среды с заметным преобладанием магния над калием [Хеиров, 1976]. Данный процесс протекает по схеме: монтмориллонит — смешанослойные глинистые образования с чередованием слоев монтмориллонита и хлорита — хлорит.

Цеолиты. Новообразования цеолитов в исследуемых породах встречаются редко. Они представлены в основном в виде неправильных зерен и кристаллов тетрагон-триоктаэдров анальцима, образованного в результате изменения обломков эффузивных пород. Иногда отмечается также клиноптилолит. Цеолиты встречаются в основном в ассоциации с аутигенным монтмориллонитом, формирующимся преимущественно по эффузивному материалу, но по более тонкому, чем цеолиты [Абдуллаев и др., 1979].

Полевые шпаты. Новообразованные полевые шпаты в песчано-алевритовых породах продуктивной толщи распространены почти повсеместно и чаще всего в наиболее крупнозернистых их разностях. Среди них преобладают плагиоклазы, встречающиеся в виде регенерированных зерен.

Пирит. В виде новообразований пирит присутствует повсеместно. Он представлен мелкими кристалликами и сферолитами, а также встречается в виде цемента. Часто замещает полевые шпаты, кварц и другие минералы, заполняет пустоты на их поверхности или присутствует в породе в виде тонких прожилков.

Наряду с перечисленными минеральными новообразованиями в породах-коллекторах описываемых отложений повсеместно встречаются отдельные терригенные минералы, претерпевшие заметные постседиментационные изменения. Таким минералом в первую очередь явля-

ется биотит, в котором эти изменения проявляются в разбухании, расщеплении на отдельные волокна, обесцвечивании, деформации, хлоритизации. В результате аморфизации биотит полностью теряет свою кристаллическую форму и превращается в коломорфное сгусткоподобное вещество бурого цвета.

Растворение. Одним из существенных процессов, играющих важную роль в истории становления породы-коллектора, является растворение минеральных компонентов, которое начинается еще в диagenезе и продолжается на протяжении всех последующих стадий преобразования.

В песчано-алевритовых образованиях продуктивной толщи Нижнекуринской впадины признаки растворения минералов имеют особенно широкое развитие. Здесь они проявляются в основном на зернах малоустойчивых минералов, в первую очередь на кислых и средних плагиоклазах, пироксенах, обломках пород, а также в растворении цемента.

Наличие диопсида, обладающего признаками растворения в отложениях продуктивной толщи, было описано А.Г. Коссовской [1951]. Значительное распространение моноклинных пироксенов с зазубренными остроугольными краями ("петушиные гребешки") было отмечено нами в верхней части разреза среднего плиоцена месторождений Карабаглы, Кюрсангя, Кюрвдаг и др. Почти повсеместно в этих породах встречаются также признаки растворения полевых шпатов и роговых обманок, представленных разрушенными и трещиноватыми зернами с разъеденной поверхностью и связанных с действием грунтовых растворов.

Особенное влияние на коллекторские свойства пород процесс растворения оказывает при воздействии на цементирующий материал. В цементе кальцитового состава появляется коррозионная структура. Кроме того, при растворении цемента происходит связанное с этим процессом частичное уменьшение размеров обломочных зерен, способствующее увеличению межзернового пространства. В заключение следует отметить, что растворение с переходом части твердой массы в пластовые воды является одним из процессов постседиментационного преобразования породы, оказывающее положительное влияние на ее коллекторские свойства.

Процесс растворения в рассматриваемых породах связан со значительными изменениями температурных, геохимических и других условий, с циркуляцией подземных вод повышенной минерализации и усиливается с поступлением в пласт углеводородов. Контакт воды с нефтью способствует окислению и разложению последней, а также образованию углекислоты и последующему растворению карбонатов. После разделения флюидов на нефть и газ процесс растворения прекращается. Нефть насыщает пласт, изолирует породу от воды и сохраняет (консервирует) минеральные зерна от растворения.

Следующая стадия растворения связана с началом разработки месторождения при замещении нефти пластовой водой или при закачке в пласт воды, обработанной специальными реагентами с целью поддержания пластового давления и улучшения фильтрационных

свойств коллектора. При этом физико-химические условия среды вновь нарушаются, а растворение минералов, их новообразование и преобразование (замещение одних минералов другими, набухание глинистых минералов и др.) продолжают.

Аутигенное образование цемента. Одними из основных параметров, влияющих на коллекторские свойства пород продуктивной толщи описываемых месторождений, являются характер и природа цементирующего материала.

До последнего времени это особенно отчетливо иллюстрировалось результатами изучения песчано-алевритовых пород, поры которых заполнены вторичным кальцитовым цементом, обуславливающим полную их непроницаемость.

Нашими исследованиями, проводимыми в АзНИПИнефть в течение последних лет, установлено, что не меньшее влияние на емкостные и фильтрационные свойства коллекторов продуктивной толщи исследуемых площадей оказывает заполнение порового пространства аутигенным цементом монтмориллонитового состава. В связи с этим при изучении цемента коллекторов особое внимание уделено также его генезису.

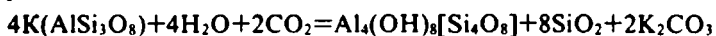
Цемент. Известковый цемент аутигенного происхождения в описываемых породах связан в основном с растворением и последующим переносом ранее образовавшегося кальцита. В продуктивных горизонтах обогащение пластовых вод углекислотой связано с генерацией углеводородов. Наиболее интенсивно этот процесс протекает в более проницаемых участках, являющихся основными путями движения жидкости — поступления углекислоты из нефтематеринских пород. Часто процесс перекристаллизации кальцитового цемента сопровождается уплотнением породы и обуславливает полное отсутствие ее проницаемости.

Глинистый цемент аутигенного происхождения представлен преимущественно монтмориллонитом, встречающимся в количестве до 10% и более. В шлифах под микроскопом он окрашен в зеленый и буровато-зеленый цвет. Связан с последующим растворением ранее образованных цементирующих минералов глинистого (преимущественно монтмориллонитового) состава, выносом растворенного материала из широко развитых здесь обломков эффузивных пород, натриево-кальциевых полевых шпатов и других минералов. Отличается от более раннего монтмориллонитового (диагенетического) цемента, образовавшегося в результате осаждения терригенных глинистых минералов в виде пелитовой массы при сносе обломочного материала, своей однородностью, морфологическими особенностями и отсутствием примесей. Для этой разновидности цемента характерна крустификационная структура.

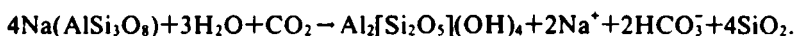
На дифрактограммах воздушно-сухих образцов аутигенный монтмориллонит определен базальным рефлексом первого порядка с межплоскостным расстоянием $12,4 \text{ \AA}$, что соответствует присутствию в межслоевых промежутках ионов натрия. При насыщении глицерином данный рефлекс фиксируется при $17,8 \text{ \AA}$, при этом появляются также рефлексы более высоких порядков. Нагрев образца при 580°C при-

водит к сокращению этого расстояния до $9,5 \text{ \AA}$. На порошковых дифрактограммах, кроме них, фиксируются рефлексы при $4,49$; $2,56$; $1,500 \text{ \AA}$ и др. Помимо аутигенного монтмориллонита, в песчано-алевритовых породах встречается также небольшая примесь гидрослюда, каолинита, хлорита и смешанослойных глинистых образований монтмориллонит-хлоритового ряда.

Каолинит и гидрослюда имеют в основном аллотигенное происхождение и только в газоносных песчаниках появляется аутигенный каолинитовый цемент. Развитие его в газоносных песчаниках объясняется тем, что входящие в состав природных газов H_2S и CO_2 способствуют сильному понижению pH среды, что благоприятствует преобразованию полевых шпатов и других глинистых минералов в каолинит. При каолинизации полевых шпатов процесс протекает следующим образом:



или



При этом растворяется около 50% исходной твердой фазы [Лебедев и др., 1976].

При каолинизации полевых шпатов и слоистых силикатов, помимо увеличения емкости коллектора, улучшаются фильтрационные свойства и уменьшается в 5—10 раз его сорбционная емкость.

Увеличение емкости коллектора объясняется растворением части исходной твердой фазы, а уменьшение адсорбционной емкости его — замещением тонкодисперсных минералов с дефицитом заряда (монтмориллонита, гидрослюда) — каолинитом, хорошо окристаллизованным минералом, частицы которого почти электронейтральны и имеют размеры на один порядок больше, чем частицы трансформированных глинистых минералов. Для него характерна регистрация на дифрактограммах ориентированных параллельно плоскости 001 препаратов четких базальных рефлексов с межплоскостными расстояниями $7,14$; $3,57$; $2,38 \text{ \AA}$ и др., которые исчезают после прокаливания образца при 580°C . На порошковых дифрактограммах фиксируются рефлексы при $4,36$; $4,18$; $3,84$; $3,37$; $2,34 \text{ \AA}$ и др.

В отличие от новообразованного каолинитового цемента, возникшего после поступления природного газа в породы-коллекторы, аутигенный монтмориллонитовый цемент здесь, по-видимому, образовался до поступления в пласт нефти, так как последняя оказывает тормозящее влияние на процессы трансформации глинистых минералов.

Для оценки фильтрационных и емкостных свойств важное значение имеет количественное соотношение цемента и обломочного материала. В связи с этим отмечается, что наиболее благоприятными коллекторскими свойствами обладают крупно- и среднезернистые песчаники с наименьшим содержанием цемента.

Из всего изложенного следует, что физические свойства пород-коллекторов среднего плиоцена рассмотренной области изменяются в зависимости от состава обломочного материала, содержания, со-

става и природы цемента, типа цементации, карбонатности, глинистости, структуры порового пространства, физико-химических условий среды и многих других факторов, среди которых особое место занимает аутигенное минералообразование.

При прочих равных условиях оптимальными коллекторскими свойствами обладают породы, цементированные небольшим количеством первичного глинистого, глинисто-известковистого и известковисто-глинистого цемента. Наиболее низкие их значения характерны для пород с мономинеральным вторичным кальцитовым и аутигенным монтмориллонитовым глинистым цементом. В случаях, когда содержание кальцитового цемента превышает 20%, порода, если она не обладает трещиноватостью, становится практически непроницаемой.

Порода становится непроницаемой также при содержании цемента 10—12%, представленного аутигенным Na-монтмориллонитом, и в случаях, когда цемент представлен хлоритом или гипсом с базальным типом цементации. Наилучшими коллекторскими свойствами (при прочих равных условиях) обладают породы с аутигенным каолинитовым цементом.

На физические свойства пород-коллекторов оказывает влияние также характер их чередования с глинистыми породами. При тонком переслаивании проницаемость уменьшается в результате внедрения глинистого материала в прослой проницаемых пород.

В заключение следует отметить, что в породах-коллекторах продуктивной толщи описываемых месторождений признаки аутигенного минералообразования (а также растворения, цементации и др.) встречаются на глубинах до 6 км и более. При этом отмечается, что влияние геостатического давления, столь сильно сказывающееся на преобразовании пород в ряде других нефтегазоносных провинций страны, здесь почти незаметно. Отсутствуют характерные для позднего катагенеза признаки уплотнения, образование выпукло-вогнутых контактов зерен, их дробление, растрескивание и др.

Исследования показали, что в связи с неоднородностью состава (полимиктового) обломочного материала и плохой гранулометрической сортировкой процесс уплотнения коллекторов на глубинах 4 км и более проходит неравномерно и, по-видимому, ограничивается в основном перераспределением зерен, способствующим более компактной их упаковке. В разрезе продуктивной толщи Нижнекуринской впадины слабощементированные песчаники и алевролиты и их рыхлые разности встречаются на разных глубинах. Это связано с тем, что в период формирования породы ее цемент не был хомогенным кристаллическим, способствовавшим образованию плотной укладки обломочных зерен и они свободно размещались в пространстве. Отсутствие заметного уплотнения пород и сохранение их коллекторских свойств на больших глубинах связаны также с относительно молодым среднеплиоценовым возрастом изученных отложений и большой скоростью осадконакопления, которые привели к развитию в них аномально высоких пластовых давлений. Вместе с тем отмечается некоторая зависимость между глубиной и степенью уплотнения пород-коллекторов и их структурой. В алевролитах из-за более мелких

размеров обломочных зерен площадь их поверхности увеличивается, в связи с чем изменения в породе, вызванные химическими процессами, протекают более активно и способствуют ее уплотнению, в то время как песчаники на больших глубинах сохраняют более высокую проницаемость.

Некоторые результаты лабораторного изучения взаимодействия различных реагентов с породами-коллекторами. На основе широкого распространения в породах-коллекторах рассматриваемой области аутигенного монтмориллонита в лабораторных условиях проводились эксперименты по изучению взаимодействия монтмориллонита, а также пород-коллекторов с различными реагентами. Эксперименты проводились на собранной для этого в АзНИПнефти универсальной установке. Эти эксперименты показали, что определенные концентрации растворов KCl , KOH , $LiCl$, NH_4OH , $KCl + AlCl_3$ и др. способствуют значительному уменьшению набухаемости монтмориллонита. Хороший эффект дает обработка при pH 12,5. Это, по-видимому, связано с преобразованием дегратированной гидрослюды и частично монтмориллонита в слюдистые минералы, что подтверждается появлением на дифрактограммах рефлексов, характерных для гидрослюды и смешанослойных образований монтмориллонит-гидрослюдистого ряда. Преобразование монтмориллонита в ненабухающие минералы имеет место при обработке водоносного и экстрагированного нефтеносного песчаника. Подобные обработки не приводят к преобразованию минералов в ненабухающие, если нефтеносный песчаник предварительно неэкстрагирован. Это, объясняется тем, что углеводороды, занимая межслоевые промежутки монтмориллонита и покрывая поверхность его частиц, препятствуют реакции взаимодействия между указанными реагентами и монтмориллонитом.

Улучшению фильтрационных свойств нефтеносных коллекторов способствует углекислота, что связано с коагуляцией глинистых частиц, уменьшением набухаемости (без трансформации глинистых минералов) и частичным растворением карбонатов. Она заметно изменяет поверхностные свойства нефти и воды, что может привести к взаиморастворимым фазам и улучшению вытесняющей способности ее водного раствора.

Частичное уменьшение набухаемости монтмориллонита и улучшение фильтрационных свойств отмечается также при применении поверхностно-активных веществ.

Положительный эффект при применении микроэмульсии в качестве реагента получен Н.А. Керимовым (АзИНнефтехим), по данным которого набухаемость монтмориллонита при этом уменьшается почти в 2 раза.

Таким образом, в породах-коллекторах среднего плиоцена Нижнекуринской впадины широко развиты различные аутигенные минералы, осложняющие структуру порового пространства и ухудшающие в большинстве случаев их фильтрационные свойства.

Успешность результатов воздействия на продуктивные горизонты с целью увеличения приемистости нагнетательных скважин зависит от обоснованного выбора метода воздействия с учетом детальных

сведений о литолого-петрографических особенностях пород-коллекторов, о флюидах в них и механизме взаимодействия составляющих их минералов (прежде всего аутигенных) с применяемыми реагентами.

Учитывая высокую глинистость продуктивных горизонтов Нижнекуруинской впадины и широкое развитие в них аутигенного Na-монтмориллонита, целесообразно применялись при их разработке такие комплексные реагенты, которые, помимо уменьшения набухаемости, поверхностной активности этого минерала, способствовали бы повышению моющих свойств и подвижности закачиваемых в пласт жидкостей, а также фильтрационных свойств пород.

Заслуживает внимания обработка коллекторов растворами аммоний-, калий- и алюминийсодержащих солей с добавлением к ним поверхностно-активных веществ, так как первые способствуют уменьшению набухаемости монтмориллонита, а вторые приводят к увеличению поверхностного натяжения углеводородов на границе твердой фазы и воды и к отрыву углеводородов от поверхности минералов. Лучшими в этом отношении являются неионогенные поверхностно-активные вещества, так как они слабо адсорбируются на поверхности пород-коллекторов и почти не вступают во взаимодействие с солями пластовых вод.

Гидратами окислов калия и аммония можно пользоваться для законтурного заводнения. Щелочные растворы окажутся пригодными также для вытеснения нефтей, содержащих в своем составе нефтеносные кислоты.

Применение HCl при воздействии на изученные нами коллекторы, по-видимому, не даст ощутимых положительных результатов, поскольку это приведет к усилению поверхностной активности глинистых минералов, несмотря на то, что обработка их соляной кислотой способствует растворению карбонатов, сульфатов и гидроксидов железа.

При разработке месторождений нефти в Нижнекуруинской впадине положительные результаты следует ожидать от применения карбонизированной воды, так как при этом часть CO₂ благодаря ее лучшей растворимости в углеводородных жидкостях переходит из воды в нефть. Углекислота снижает вязкость нефти. Кроме того, она повышает вязкость воды, снижает pH среды и повышает поверхностное натяжение на границе нефть—порода, улучшает отмывку пленочной и подвижность капельной нефти, что приводит к увеличению количества вытесненной нефти.

Нельзя пользоваться водами, менее минерализованными, чем пластовые, так как это приводит к увеличению поверхностной активности глинистых минералов и ухудшению фильтрационных свойств пород. Наиболее оптимальными являются пластовые воды разрабатываемых месторождений и добываемых попутно с нефтью. Закачка того или иного реагента в продуктивные горизонты во всех случаях должна проводиться с учетом геологических, физических и физико-химических условий пласта.

- Абдуллаев Р.Н., Ализаде Х.С., Хейров М.Б.* Бентонитообразование и цеолитовая минерализация в меловых отложениях Малого Кавказа // Петролого-минералогические особенности пород и технических камней. М.: Наука, 1979. С. 170—181.
- Ализаде А.А., Даидбекова Э.А., Хейров М.Б.* Аутигенное минералообразование в песчаниках продуктивной толщи Прикуринской области (Карабаглы, Кюрсангя) и его влияние на их коллекторские свойства // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1975. N 5. С. 86—95.
- Ермолова Е.П.* Образование аутигенных минералов в песчаных и алевроитовых отложениях миоцена и олигоцена Грузии. Баку: Изд-во АН АзССР, 1956. 144 с.
- Коссовская А.Г.* О формах диагенетического развития пироксенов из разрезов продуктивной толщи Азербайджана // Докл. АН СССР. Н.С. 1951. Т. 79, N 4. С. 24—27.
- Лебедев Е.А., Аристова Т.Б., Бро Е.Т.* и др. Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покрывшек в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1976. 132 с.
- Прошляков Б.К.* Вторичные изменения терригенных пород-коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1974. 232 с.
- Хейров М.Б.* Эволюция монтмориллонита в зависимости от физико-химических условий среды // Изв. АН СССР. Сер. физ.-техн. и мат. наук. 1976. N 3. С. 107—112.
- Хейров М.Б., Даидбекова Э.А., Набиев Г.И.* Влияние минерального состава пород-коллекторов на полноту выработки нефти // Нефтегазовая геология и геофизика. 1980. Вып. 6. С. 29—33.
- Хейров М.Б., Даидбекова Э.А., Курбанова Ф.М.* О причинах низких фильтрационных свойств пород-коллекторов продуктивной толщи месторождения Карабаглы // Азерб. нефт. хоз-во, 1982. N 6. С. 4—8.
- Хейров М.Б., Даидбекова Э.А., Курбанова Ф.М.* Литолого-минералогические особенности пород-коллекторов продуктивной толщи Азербайджана и их влияние на разработку продуктивных горизонтов // Азерб. нефт. хоз-во, 1983. N 5. С. 16—19.
- Цветкова М.А.* Влияние минералогического состава песчаных пород на фильтрующие способности и нефтеотдачу их // Тр. Ин-та нефти АН СССР. 1954. Т. 3. С. 24—31.

УДК 551.482

А.Е. Шлезингер

ДОСТИЖЕНИЯ СОВЕТСКОЙ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИИ В РАСКРЫТИИ ОСНОВНЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Сейсмостратиграфия представляет новое прогрессивное направление исследований осадочных бассейнов. С позиций советских специалистов круг решаемых ею вопросов значительно шире, чем изучение возраста и последовательности слоев, так как охватывает тектонические, литодинамические вещественные, палеогеографические, палеотектонические и прикладные (прежде всего поиск и подготовка к освоению неструктурных ловушек) аспекты исследований осадочных бассейнов. Теоретические и методические стороны сейсмостратиграфии нашли отражение в работах ряда советских специалистов [Бусыгин, Кучерук, 1981; Волож, 1985; Волож, Пилифосов, 1984; Волож и др., 1983; Гиришгорн, 1985; Гладенков и др., 1984; Гогоненков, 1981; Гогоненков, Михайлов, 1983; Заболотников, 1985; Кунин, 1983; Кунин, Кучерук, 1984; Осадочный..., 1984; Сейсмостратиграфические..., 1984; Хатьянов, 1982; Шимкус, Шлезингер, 1982, 1984а-в; Шлезингер, 1985].

Сейсмостратиграфия решает два типа задач. Первый из них заключается в расшифровке тонких особенностей строения слоев осадочного чехла. Он основывается на точных параметрах волнового поля, специальных видах дополнительной обработки, математическом аппарате, промышленной геофизике скважин и других количественных операциях. Этот вид может быть определен как тонкая (детальная) сейсмостратиграфия. Одним из элементов тонкой сейсмостратиграфии является прогнозирование геологического разреза (ПГР). Тонкая сейсмостратиграфия позволяет раскрывать многие детали строения осадочного чехла, а по ним вырабатывать критерии реконструкций палеогеографических обстановок, оценить литолого-фациальные особенности разреза и определять прикладные аспекты. Особенное интенсивное развитие она получила у американских специалистов, добившихся крупных успехов в ее применении, особенно для конкретных прикладных целей [Seismic..., 1977]. Второй тип задач, решаемых сейсмостратиграфией, заключается в установлении общих закономерностей строения и развития осадочных бассейнов. Он может разрабатываться на серийных материалах и не требует специальных обработок и высококачественных временных разрезов. Этот вид может быть определен как региональная сейсмостратиграфия. Она также требует методических разработок и приемов анализа.

Сейсмостратиграфия решает очень широкий круг вопросов, связанных со строением осадочных бассейнов. Остановимся на некоторых из них, успешно разрабатываемых в Советском Союзе.

Стратиграфические аспекты. В области стратиграфии сейсмостратиграфия дает прежде всего объективные критерии возрастной корреляции, обеспечивая непрерывное прослеживание реперов. Хотя разрешаемые способности временных разрезов обычно ниже промышленно-геофизических исследований скважин, непрерывное трассирование отражающих горизонтов дает надежный стратиграфический каркас для сопоставления разрезов удаленных площадей, особенно для разнофациальных толщ. Сейсмостратиграфические исследования позволяют выделять хроностратиграфические единицы разного масштаба — от крупных комплексов, часто ограниченных структурными несогласиями, до отдельных горизонтов, пачек и слоев. Сейсмостратиграфия является объективным физическим методом проверки биостратиграфической корреляции. Последняя постоянно нуждается в подобном контроле, чтобы снимать упреки некорректности тех или иных стратиграфических выводов из-за сильной фациальной зависимости палеонтологических комплексов.

Тектонические аспекты. В области тектоники сейсмостратиграфией могут устанавливаться доседиментационные, конседиментационные и постседиментационные тектонические наклоны. Первые объективно намечаются по резкому угловому несогласию между слоями осадочного чехла и поверхностью подстилающего субстрата. Конседиментационные наклоны фиксируются по увеличению крутизны падения слоев вниз по разрезу. По количественным параметрам можно надежно установить развитие структур в геологическом времени. Постседиментационные наклоны определяются подобным изгибом слоев. Огром-

ную роль в структурном лике Земли играют современные постседиментационные опускания. Особенно широко они проявились по периферии Мирового океана, образовав континентальные и островные склоны. Современные постседиментационные наклоны надежно документируются параллельностью слоев осадочного чехла и дна моря и "перекосом" тектонических структур. В геологическом разрезе тектонические наклоны часто имеют комбинированное происхождение. Сейсмостратиграфические параметры позволяют конкретно устанавливать их долю в суммарных тектонических деформациях. При хорошем качестве сейсмических материалов удается расшифровать и сложные складчатые дислокации, типы разрывных нарушений, поверхности дисгармонии (срывов), переходы осадочного чехла в складчатые комплексы и другие тектонические структуры.

Литодинамические аспекты. В области литодинамики сейсмостратиграфия четко устанавливает два типа осадочных бассейнов.

Первый тип составляют мелководные эпиконтинентальные бассейны. В них накопление осадочного чехла связано с непрерывным прогибанием дна. В зонах наибольших погружений фиксируются максимальные мощности осадочного чехла. От них к периферии происходит конседиментационное утонение и выклинивание слоев осадочного чехла. Формирование осадков в бассейне происходило практически без изменения глубины его дна. На участках шельфа, не захваченных опусканием, осадки почти не отлагались, они сносились в глубоководные части акватории либо на прогибающиеся площади. В районах, захваченных восходящими вертикальными тектоническими движениями, наблюдается срезание пластов поверхностью дна, которая, как бритва, режет слои положительных тектонических структур. При последующем погружении срезанные пласты могут перекрываться новыми осадками, приводя к образованию поверхностей структурных несогласий, широко распространенных в осадочных чехлах эпиконтинентальных бассейнов. Тектонический фактор развития эпиконтинентальных бассейнов осложняется колебаниями уровня моря. При повышении последнего на шельфе начинается региональное осадконакопление, которое продолжается до выработки равновесия. В дальнейшем накопление слоев осадочного чехла на шельфе вновь контролируется исключительно тектоническим фактором. Мощность осадков, накопившихся во время трансгрессий моря, обычно не выходит за пределы десятков метров.

Второй тип составляют глубоководные бассейны — отрицательные формы палеорельефа, представляющие собой ловушки для накопления осадков. Седиментационные ловушки образуются как различными формами отрицательного экзогенного рельефа (эрозионные врезы, карстовые котловины, ледниковые углубления и другие формы), так и отрицательными формами рельефа, созданными доседиментационными нисходящими вертикальными и раздвиговыми горизонтальными тектоническими движениями. Именно так образованы глубоководные бассейны Мирового океана. При ускоренном прогибании дна эпиконтинентальных бассейнов и нехватке осадков возникают некомпенсированные углубления подводного рельефа.

В строении седиментационных ловушек участвует несколько комплексов пород: вертикального и латерального заполнения, бокового наращивания, депрессионный и гидrogenный. Первый из них сложен терригенными или эвапоритовыми отложениями. На площадях седиментационных ловушек они чаще всего резко увеличиваются в мощности (иногда на порядок и выше) по сравнению с сопряженными районами эпиконтинентальных бассейнов, особенно если последние не испытывали активного прогибания.

Эвапоритовые отложения создают вертикальный комплекс заполнения. Он наиболее широко изучен на территории Прикаспийской впадины (рис. 1). Там кунгурские эвапориты равномерно по всему периметру захороняют палеозойские докунгурские карбонатные уступы, представляющие собой палеосклоны глубоководного бассейна. Мощность эвапоритового вертикального комплекса заполнения кунгура на территории Прикаспийской впадины достигает 6—8 км. В виде относительно тонкого покрова эвапориты на западе и севере выходят за пределы глубоководного бассейна на площадь шельфа, постепенно утоняясь в сторону суши.

Терригенные осадки создают латеральный комплекс заполнения. В его строении участвуют осадки турбидитных потоков, донных течений, гравитационного перемещения и другого генезиса. В латеральном комплексе заполнения намечаются две части: внутренняя и внешняя. Первая из них образуется, когда терригенный материал, поступает со стороны сопряженного шельфа. Последний захороняет борт седиментационной ловушки (склон глубоководного бассейна) с образованием обратной клиноформы, которая непосредственно переходит во внутреннюю часть латерального комплекса заполнения. Терригенные осадки распространяются по днищу седиментационной ловушки, подходя к ее бортовым ограничениям. Они их частично захороняют, прислоняясь к более древнему субстрату. Здесь намечаются внешние части латерального комплекса заполнения.

Латеральный комплекс заполнения состоит из параллельно-слоистых тел. Их слои залегают полого, практически горизонтально, прислоняясь к неровностям рельефа дна бассейна. Прислонение слоев является характернейшим признаком седиментационных ловушек. Оно позволяет объективно оценивать минимальную величину палеорельефа. Прислонение отчетливо выражено на склонах седиментационных ловушек, противоположных привносу терригенного обломочного материала. Наклоны слоев комплекса заполнения седиментационных ловушек обусловлены последующими, обычно постседиментационными тектоническими движениями.

Седиментационные ловушки, которые составляют глубоководные бассейны Мирового океана, могут располагаться вблизи активно погружающихся эпиконтинентальных конседиментационных бассейнов. В этом случае их часто разделяют краевые поднятия. На крыльях последних, обращенных в сторону глубоководных бассейнов, фиксируются обратные клиноформы. Противоположные крылья слагают геологические тела, утолщающиеся к осевым зонам эпиконтинентальных конседиментационных бассейнов за счет увеличения темпа прогибания.

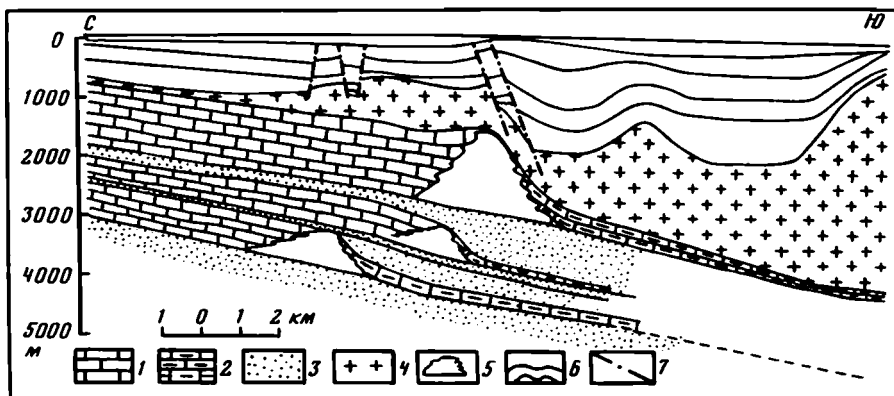


Рис. 1. Разрез северной периферии Прикаспийской впадины (составлен по временному разрезу)

1—3 средне-верхнепалеозойские комплексы: 1 — шельфовые карбонатные, 2 — депрессионные, 3 — латерального заполнения, переходящие в северной части разреза в одновозрастные относительно маломощные мелководные терригенные образования; 4 — кунгурский эвапоритовый комплекс вертикального заполнения, переходящий в северной части разреза в одновозрастные относительно маломощные мелководные эвапориты; 5 — барьерные рифы; 6 — верхнепермско-кайнозойский мелководный комплекс эпиконтинентального бассейна, осложненный соляными деформациями; 7 — разрывные нарушения

Крылья краевых поднятий, обращенные в сторону океана, созданы доседиментационными тектоническими движениями, а обращенные в сторону континентов обусловлены активным дифференцированным погружением эпиконтинентальных бассейнов. Площади, разделяющие проявления доседиментационных и конседиментационных тектонических движений отрицательного знака, становятся пассивными краевыми поднятиями. Мощность отложений в эпиконтинентальных конседиментационных бассейнах, испытывающих интенсивное прогибание, обычно больше мощности одновозрастных образований смежных седиментационных ловушек глубоководных бассейнов. Особенно большая мощность осадочного чехла наблюдается в периокеанических бассейнах так называемых пассивных окраин Мирового океана, имеющих конседиментационную эпиконтинентальную породу, где она местами достигает 10 км и более, тогда как в сопряженных глубоководных бассейнах не превышает первые километры. Периокеанические бассейны перехватывают огромное количество терригенного обломочного материала, сносимого с приподнятых областей континентов, вследствие чего в глубоководные океанические бассейны он попадает в ограниченных количествах.

Обратные клиноформы латерального комплекса заполнения седиментационных ловушек образуются на относительно пологих (угол обычно менее 10°) их склонах в зоне выноса терригенного обломочного материала или при накоплении эвапоритов. При больших углах наклона (более 10°) склонов седиментационных ловушек латеральный комплекс заполнения не ограничивается обратными клиноформами. От одновозрастных образований шельфа его отделяют зоны отсутствия осадков, образуются разорванные клиноформы. Внутри обратной

клиноформы при увеличении наклона ее подошвы или внутренних частей слои могут обрываться и вновь появляться при их выполаживании, образуются слои наклонно прислоняющиеся к поверхности подстилающего субстрата или внутри обратной клиноформы.

Терригенный обломочный материал латерального комплекса заполнения седиментационной ловушки перемещается по дну бассейна, как вязкая жидкость под действием гравитационных сил и течений. Первоначально он выполняет наиболее низкие участки подводного рельефа. Для замкнутых глубоководных бассейнов, таких, как Черное, Карибское, Японское и другие моря, достигающих в поперечнике нескольких сотен километров, его хватает, и он равномерно выполняет их днища. В глубоководных океанических бассейнах на расстоянии многих сотен километров от берега начинает сказываться нехватка терригенного обломочного материала латерального комплекса заполнения, что приводит к его утонению. Часто ограничениями комплекса заполнения служат подводные формы рельефа и его подъем в сторону срединно-океанических хребтов, препятствующие проникновению комплекса во внутренние районы океана.

Комплекс бокового наращивания состоит из терригенных геологических тел (проградационные клиноформы) лавинной седиментации, быстро (десяtkи километров) выклинивающихся по заданию и востанию. Комплекс бокового наращивания обычно занимает периферию седиментационной ловушки. Известны случаи, когда его тела покрывают весь бассейн (неокомские проградационные клиноформы Западно-Сибирской плиты). Геологические тела комплекса бокового наращивания протягиваются параллельно склону бассейна или могут уходить в глубь него (конуса выноса).

Комплекс бокового наращивания участвует в строении осадочно-гехла бортовых зон глубоководных бассейнов Мирового океана. В последние годы его значительное распространение установлено в гехлах древних и молодых платформ (неоком Западно-Сибирской плиты, палеоцен Скифской плиты, майкоп Туранской и Скифской плит, нижняя пермь юго-востока Прикаспийской впадины и другие объекты).

Комплекс бокового наращивания создается при выносе реками аномального (на порядок выше фонового) количества терригенного обломочного материала. Он транзитом через шельф сносится в глубоководную часть бассейна, на склонах которого быстро формирует мощное тело, выклинивающееся за счет нехватки осадков в глубь бассейна. Крутизна составляющих его слоев увеличивается вверх по разрезу. При достижении критической величины (угол более 10°) осадконакопление на склоне становится невозможным и смещается на более пологие части дна. Геологические тела комплекса бокового наращивания представляют собой авандельты рек. Они протягиваются параллельно бровке шельфа. Возможно, по простираннию также происходит выклинивание одних тел и появление других, хотя это пока остается практически не исследованным. Устья рек при регрессиях моря могут непосредственно приб-

лижаться к бровке шельфа (ледниковые регрессии плейстоцена в Черном, Средиземном и других морях). Тогда поток терригенного материала создает поперечные к простиранию бортовой зоны седиментационной ловушки геологические тела — конуса выноса.

Геологические тела комплекса бокового наращивания формируются при аномально высоком темпе осадконакопления. При самых скромных оценках он превышал 10 м за 1000 лет, а в пределах Туркменского шельфа в позднечетвертичное время был не ниже 100 м за 1000 лет. В отличие от латерального комплекса заполнения комплекс бокового наращивания формируется как сыпучие тела, что приводит к их быстрому выклиниванию внутрь бассейна.

Депрессионный комплекс седиментационных ловушек сложен маломощными глинисто-карбонатными осадками. Он сопряжен с мелководными биогенными карбонатами эпиконтинентальных частей бассейнов. Последние обычно близ бровки шельфа ограничиваются барьерными рифами, которые, в свою очередь, сменяются прямой клиноформой, переходящей в глубоководный депрессионный комплекс. Мощность мелководных карбонатных толщ чаще всего на порядок больше однообразных образований глинисто-карбонатного депрессионного комплекса. Так, средне-верхнепалеозойские карбонатные отложения бортовых зон Прикаспийской впадины имеют мощность 2—3 км, тогда как у однообразных глинисто-карбонатных депрессионных фаций внутренних районов она не превышает первых сотен метров. Эти отложения широко распространены на площади седиментационной ловушки, которую в среднем—позднем палеозое представляла собой Прикаспийская впадина. Депрессионный комплекс здесь перекрывается терригенным средне-верхнепалеозойским подсолевым и эвапоритовым кунгурским комплексами вертикального и латерального заполнений.

Депрессионный комплекс часто облекает только склоны седиментационных ловушек и осложняющие их изолированные выступы. Он отделяет мелководные карбонаты от глубоководного терригенного комплекса латерального заполнения, который непосредственно подходит к подножию склонов и выступов.

Депрессионный комплекс образуется при карбонатном осадконакоплении. В глубоководных бассейнах осаждение биогенных карбонатов невозможно и их замещают глинисто-карбонатные (хемогенные) осадки, накапливающиеся в существенно меньших мощностях. Они облекают неровности подводного рельефа.

Гидрогенный комплекс ("частица за частицей") распространен во внутренних районах глубоководных океанических бассейнов. Он сложен преимущественно хемогенными и биогенными илами, отличающимися небольшой мощностью (обычно не более первых сотен метров). Слои гидрогенного комплекса облекают доседиментационный подводный рельеф. Их наибольшая мощность приурочена к вершинам плоских возвышенностей (поднятия Шатского, Хесса, Восточно-Индийский хребет и др.), где она достигает 1 км. В смежных котловинах мощность синхронных отложений сокращается

чаще всего до первых сотен метров за счет опускания дна бассейна ниже карбонатной компенсации. Вследствие этого в строении гидрогенных отложений карбонатные илы не участвуют, а отсюда скорость осадконакопления падает, приводя к общему сокращению мощности осадочного чехла. С крутых склонов подводного рельефа гидрогенные осадки сползают к подножию, образуя приклоняющиеся слои. В гидрогенном комплексе отделение седиментационных наклонов от тектонических существенно сложнее, чем в латеральном комплексе заполнения, и требует еще специальных методических разработок.

Соотношения комплексов латерального заполнения и гидрогенного выяснены еще плохо. По-видимому, ограничением первого из них, как указывалось выше, являлся главным образом доседиментационный региональный подъем дна океанических бассейнов в сторону внутренних районов. К его подножию терригенные слои латерального комплекса заполнения испытывали прислонение. За ним дно более внутренних районов океанических бассейнов покрывалось тонким плащом выпадающих из воды хемогенных и биогенных (при относительно высоком стоянии дна) осадков, образующих гидрогенный комплекс.

В формировании осадочного чехла седиментационных ловушек (в отличие от эпиконтинентальных конседиментационных бассейнов) тектонические движения непосредственно не участвовали. Они создавали лишь отрицательный доседиментационный рельеф. Мощностные и вещественный состав геологических седиментационных ловушек обусловлены активностью источников сноса, речной сетью, течениями и физико-географической обстановкой. В общем балансе осадочного чехла седиментационных ловушек главное значение принадлежит латеральному комплексу заполнения.

Перерывы и несогласия. Сейсмостратиграфия позволяет объективно расшифровывать в осадочном чехле геологическую природу перерывов и несогласий. Установлено несколько типов перерывов и несогласий: седиментационные, экзогенные, тектонические, связанные с изменением относительного уровня моря, вулканические и ложные.

Перерывы седиментационного типа в осадочном чехле возникают в глубоководных бассейнах за счет нехватки осадочного материала и течений. Они устанавливаются в разрезах скважин по биостратиграфическим параметрам. На временных сейсмических разрезах слои выше и ниже перерывов залегают параллельно и практически ими не фиксируются. Данные бурения доказывают, что в глубоководных бассейнах длительные перерывы в осадконакоплении могут возникать без изменения глубины его дна, т.е. не связаны с тектоническими движениями.

Стабильный, не захваченный тектоническими движениями, шельф превращается в область транзита осадков. В его пределах при постоянном уровне водного слоя осадки могут длительно не отлагаться и не срезаться. Шельф будет находиться в состоянии долгого покоя. Перерывы стабильного шельфа устанавливаются по

биостратиграфическим параметрам. Новое тектоническое опускание или повышение уровня водного слоя приведет к накоплению более молодых слоев осадочного чехла, перекрывающих после длительного перерыва подстилающие образования. Возникший перерыв в разрезе осадочного чехла бассейна не вызван тектоническими движениями, а, напротив, отвечает времени относительного тектонического покоя. Перерывы стабильного шельфа раскрываются на временных сейсмических разрезах по согласному залеганию отражающих горизонтов внутри мелководного разреза ниже и выше его поверхности.

Локальные перерывы по вертикали и латерали создаются при мелководном биогенном карбонатном осадконакоплении близ бровки шельфа. Из-за повышения относительного уровня водного слоя осаждение карбонатов становится невозможным, мелководные биогенные карбонатные отложения сменяются маломощными глинисто-карбонатными или осадки практически перестают отлагаться. Разрез насыщается локальными перерывами. На временных сейсмических разрезах рассматриваемые локальные перерывы располагаются среди согласно залегающих отражающих горизонтов. Типичным примером таких перерывов служит разрез нижепермских подсолевых отложений, вскрытый Ветелкинской скв. 8 на северном борту Прикаспийской впадины.

Экогенный тип перерывов и несогласий широко распространен в осадочном чехле бассейнов. На относительно крутых участках континентальных палеосклонов фиксируются угловые несогласия. За пределами континентальных палеосклонов они прекращают регистрироваться. Рассматриваемые угловые несогласия связаны с процессами плоскостной склоновой эрозии. Они объективно раскрываются по временным сейсмическим разрезам, фиксирующим срезание подстилающих слоев поверхностно погребенных континентальных палеосклонов. По падению и восстанию слоев угловое несогласие, обусловленное склоновой эрозией, затухает. Особенно отчетливо угловое несогласие континентального погребенного палеосклона фиксируется по периферии Черноморского глубоководного бассейна.

Вдоль внешних крутых склонов погребенных барьерных рифов наблюдается прислонение их слоев к подошве перекрывающих отложений. Барьерные рифы образуют бровку шельфа и верхнюю часть континентального (островного) склона. Их слои срезаются морской абразией и течениями. При последующем заполнении бассейна терригенными или эвапоритовыми осадками их подошва с перерывом и угловым несогласием перекрывает разновозрастные слои барьерного рифа. Угловые несогласия и перерывы устанавливаются и на поверхности карбонатных атоллов, перекрываемых терригенными или эвапоритовыми отложениями на заключительном этапе их формирования. Рифовые постройки прекращают свой рост, в то время как в межрифовых и зарифовых частях бассейнов накапливаются лагунные карбонатные фации. При последующем погружении и перекрытии карбонатного атолла терригенными или

эвапоритовыми отложениями к их подошве приурочены перерыв и угловое несогласие. Прикаспийская впадина почти сплошным кольцом окружена подсолевыми палеозойскими карбонатными породами. К их поверхности приурочены указанные перерывы и седиментационные угловые несогласия. Особенно отчетливо они видны на специально обработанных временных разрезах МОГТ южной периферии Прикаспийской впадины.

Палеорельеф создается различными экзогенными процессами (эрозионные врезы, карст, деятельность ледников и ветра, подводные врезы, метеоритные кратеры и другие процессы). Они приводят к созданию отрицательного палеорельефа, а в пределах осадочных бассейнов — к уничтожению за счет него слоев чехла. Последующая седиментация захороняет экзогенный палеорельеф осадками. В разрезе осадочного чехла создаются перерыв и угловое несогласие. Последнее выражается срезанием подстилающих слоев и прислонением покрывающих. В плане экзогенные формы отрицательного палеорельефа отличаются извилистыми, изометричными неправильными очертаниями. По приведенным вертикальным и латеральным параметрам экзогенные перерывы и несогласия устанавливаются в разрезе осадочного чехла.

Тектонический тип перерывов и угловых несогласий доминирует в разрезе осадочного чехла бассейнов. В осадочном чехле эпиконтинентальных бассейнов широко распространены структурные (угловые) несогласия и связанные с ними перерывы. Они имеют как региональное, так и локальное распространение. Структурные несогласия выражены более круто залегающими подстилающими слоями, срезаемыми подошвой более полого лежащих покрывающих образований. Поверхности структурных несогласий, как правило, не создают погребенный отрицательный палеорельеф. Их формируют в условиях шельфа восходящие вертикальные и сжимающие горизонтальные тектонические движения. Слои поднимающегося дна бассейна срезаются волновой деятельностью и течениями. При последующем погружении данного участка шельфа и перекрытии его осадками в разрезе запечатлеваются поверхность структурного несогласия и связанный с нею перерыв. В глубоководных бассейнах восходящие вертикальные и сжимающие горизонтальные тектонические движения приводят к подъему поверхности дна и образованию положительных подводных форм рельефа. Слои осадочного чехла в этом случае изгибаются, но не срезаются.

В осадочном чехле бассейнов фиксируются угловые несогласия, связанные с перемещениями пластичного материала. Они часто прорывают слои осадочного чехла, и в кровле возникают резкие угловые несогласия.

Расширение площади конседиментационного прогибания эпиконтинентальных бассейнов приводит к увеличению области осадконакопления. Более молодые слои осадочного чехла трансгрессивно увеличивают размеры бассейна. Они последовательно конседиментационно налегают на поверхность подстилающего субстрата дна бассейна. Создается несогласие конседиментационного налегания.

Эндогенные формы отрицательного палеорельефа формируются нисходящими вертикальными и растягивающими горизонтальными (раздвиг) кратковременными импульсами доседиментационных тектонических движений. Именно этими процессами созданы глубоководные бассейны Мирового океана. Они образуют гигантские седиментационные ловушки, которые заполняются осадками, прислоняющимися к подстилающему субстрату. Последние могут слагать и доглобоководные слои осадочного чехла. В разрезе возникают перерывы и несогласия, обусловленные доседиментационными нисходящими вертикальными и растягивающими горизонтальными тектоническими движениями.

Перерывы и несогласия в осадочном чехле могут быть вызваны относительным изменением уровня моря. При его повышении по периферии бассейна площадь распространения слоев осадочного чехла расширяется в сторону суши. На приращенных участках осадконакопления базальные слои несогласно перекрывают подстилающий субстрат дна бассейна. Образуется несогласие прибрежного налегания, обусловленное относительным подъемом уровня моря.

Глубоководные комплексы бокового наращивания формируются при относительно низком уровне моря. При его последующем повышении и прекращении образования геологических тел комплексов бокового наращивания создается новая гипсометрия дна шельфа. На участках кровельного прилегания комплексов бокового наращивания, т.е. в зонах сопряжения палеошельфов и континентальных палеосклонов, их слои подрезаются последующей трансгрессией моря. В осадочном чехле на относительно низких участках создается угловое несогласие, связанное с особенностью седиментации тел бокового наращивания и относительным подъемом уровня моря.

Перерывы и несогласия в осадочном чехле могут быть вызваны вулканическими процессами, особенно подводными. В глубоководных условиях формируется подводный положительный рельеф, который впоследствии захороняется слоями осадочного чехла. Слои комплекса латерального заполнения прислоняются к вулканическому субстрату, образуя угловое несогласие. Слои гидрогенного комплекса могут облекать вулканические постройки, погребая их. Таким образом, создаются перерывы и несогласия, обусловленные магматическими процессами.

В осадочном чехле бассейнов фиксируется подошвенное прилегание слоев комплексов бокового наращивания и депрессионного, представляющих ложное несогласие. Они возникают при резком градиенте уменьшения мощности геологических тел, часто выходящих за разрешаемые возможности сейсморазведки, и поэтому ею не улавливаемых. Кровельное прилегание тел бокового наращивания, если они не подрезаются последующей трансгрессией, также представляет ложное несогласие, так как связано с переходом аномально мощных слоев в фоновые, часто выходящие за разрешаемые способности сейсморазведки. Плоскости разрывных нарушений должны исключаться из угловых несогласий.

Перерывы и несогласия связаны с различными геологическими процессами. Только глубокий сейсмостратиграфический анализ временных разрезов позволяет объективно расшифровать их природу. Так, перерывы без среза, часто интерпретируемые в чехле платформ как палеоподнятия, могут быть обусловлены чисто седиментационными процессами и не представляют интереса как структурные ловушки углеводородов. В этом вопросе геологам, изучающим континенты, следует использовать современные достижения океанической геологии. Вместе с тем при интерпретации перерывов и угловых несогласий современных глубоководных бассейнов Мирового океана необходимо учитывать богатый опыт континентальной геологии.

Определение относительного уровня моря. В последние годы широко обсуждаются вопросы определения относительного изменения уровня моря по сейсмостратиграфическим данным. Относительные поднятие и понижение уровня моря устанавливаются по так называемому подошвенному налеганию. При стабилизации уровня моря создается так называемое кровельное прилегание. Все остальные сейсмостратиграфические и геологические параметры имеют второстепенное значение и служат лишь для детализации проводимых построений. Обычно по ним вносятся уточнения. Так, фациальный состав осадков (прибрежные, латеральные, морские) позволяет уточнить величины относительного поднятия уровня моря, определяемого по подошвенному налеганию слоев, на первые метры.

Геометрия границ, свойственная подошвенному налеганию слоев, представляет широко распространенное явление. Она прекрасно устанавливается на временных сейсмических разрезах отраженных волн. Зарубежные сейсмостратиграфы [Seismic..., 1977] связывают подошвенное налегание с прибрежным налеганием слоев за счет относительного изменения уровня моря. Действительно, при относительном изменении уровня моря по периферии бассейна площадь осадконакопления может изменяться. При подъеме уровня слои осадочного чехла проникают в сторону суши, а при опускании — отступают в сторону моря. При этом они испытывают прислонение к поверхности дна бассейна, образуя так называемое подошвенное налегание. Однако прислонение слоев к подстилающему субстрату по периферии бассейна, вызванное относительным изменением уровня бассейна, крайне редко сохраняется в разрезе осадочного чехла. В большинстве случаев оно создается совершенно иными процессами, не имеющими отношения к относительным колебаниям уровня моря. Следовательно, проведенные зарубежными специалистами исследования не корректны. Для того чтобы использовать указанные формы в осадочном чехле бассейнов, надо доказывать их генетическую сущность. Но этого никем не сделано. Прделанные построения и графики циклов относительных изменений уровня моря для всех регионов мира не отвечают действительности.

Может ли быть использована сейсмостратиграфия для измерения относительной эвстазии? Да, конечно, можно и нужно применять ее информацию для определения вначале относительного изменения

уровня моря, а затем и абсолютного. Однако она должна применяться с большой осторожностью на весьма ограниченном числе полигонов, преимущественно для кайнозойских, скорее даже верхнекайнозойских (плиоцен-четвертичных), отложений.

Подошвенное (прибрежное) налегание весьма близко по форме и прислонению слоев готового рельефа и конседиментационному налеганию. Их разделение требует специального анализа. Прислонение, обусловленное погребенным палеорельефом, обычно устанавливается достаточно просто. Оно характеризуется значительной вертикальной величиной, измеряемой сотнями метров и километрами. Часто поверхность погребенного рельефа, к которой прислоняются слои, имеет относительную большую крутизну. В зонах привноса терригенного материала распространены обратные клиноформы, захороняющие палеосклоны отрицательных форм рельефа.

Сложнее отделять конседиментационное налегание от прибрежного. При конседиментационном налегании формирование слоев осадочного чехла обусловлено тектоническим прогибанием (рис. 2). Следовательно, в глубь бассейна, где величина конседиментационного погружения возрастает, мощность отложений будет увеличиваться. Фациальный облик осадков практически остается неизменным или изменяется незначительно. Прибрежное налегание, обусловленное колебаниями уровня моря, должно характеризоваться практически параллельно залегающими слоями. Таким образом, при конседиментационном налегании происходит разрастание мощности слоев в глубь бассейна при отсутствии или слабом изменении вещественного состава. При прибрежном налегании слои залегают параллельно и прибрежно-морские осадки в глубь бассейна сменяются морскими (рис. 3). Только последний тип залегания слоев на периферии бассейнов может использоваться для определения относительных колебаний уровня моря. Однако подошвенное (прибрежное) налегание представляет собой относительно редко встречаемую в природе геометрическую форму. Даже там, где оно создавалось во многих случаях, последующие вертикальные восходящие тектонические движения приводили к уничтожению слоев осадочного чехла.

В настоящее время не существует осадочных бассейнов, где по данным сейсмостратиграфии были бы корректно определены относительные колебания уровня моря. Необходимо решать данную задачу на конкретных полигонах с выработкой объективной методики. Прежде всего надо использовать высокочастотные модификации высокочастотной сейсморазведки отраженных волн, которые позволяют оперировать со слоями, мощностью в первые метры. Необходимо учитывать особенности сейсмической записи для восстановления фациальных параметров пород. Очень важно, чтобы в пределах рассматриваемых полигонов конседиментационное тектоническое прогибание практически отсутствовало. Необходимо обратить внимание на возможные проявления постседиментационных тектонических движений, которые могут существенно исказить первичную седиментационную картину. Плановые построения обычно легко их

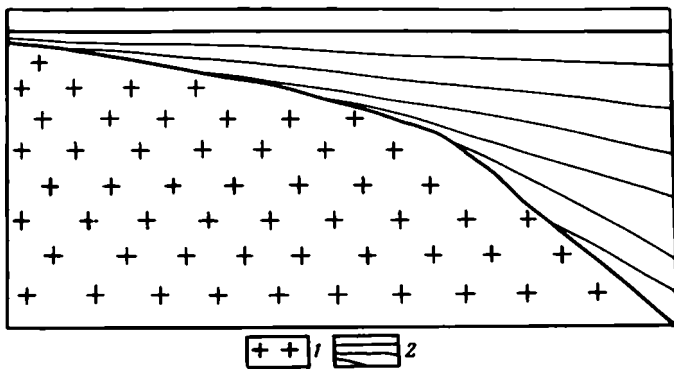


Рис. 2. Принципиальная схема консолидационного налегания
1 — основание бассейна; 2 — слои осадочного чехла

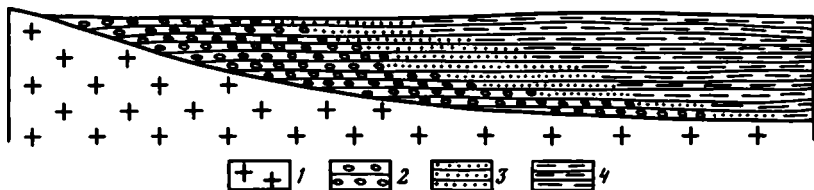


Рис. 3. Принципиальная схема прибрежного налегания
1 — основание бассейна; фации: 2 — песчано-конгломератные, 3 — песчано-алевритовые, 4 — глинистые

устанавливают. Сейсмический разрез должен быть надежно стратифицирован бурением. Объективным параметром относительного повышения уровня моря является срезание слоев на участках кровельного прилегания комплекса бокового наращивания.

Карбонатные шельфы. В разрезе осадочного чехла Земли карбонатные комплексы, сложенные преимущественно мелководными биогенными осадками, играют важную роль. Они распространены на протяжении многих сотен или даже первых тысяч километров по латерали при мощности в многие сотни метров и первые километры. В последние годы сеймостратиграфический анализ позволяет устанавливать их латеральные переходы. Мелководные карбонатные породы позднедевонско-артинского возраста почти сплошным кольцом окружают Прикаспийскую впадину и участвуют в строении ее бортовых зон. На изолированных участках они в виде карбонатных банок и атоллов распространены в более внутренних районах впадины. Мощность толщ мелководных карбонатов достигает 3—4 км. Карбонатные комплексы бортовых зон и обрамлений Прикаспийской впадины характеризуются определенным типом поля отраженных и преломленных волн.

Волновые характеристики зон перехода мелководных карбонатов в маломощные глубоководные депрессионные глинисто-карбонатные фации и мощные мелководные терригенно-карбонатные и преиму-

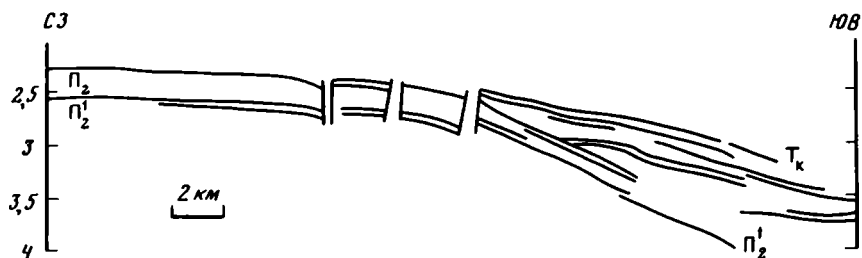


Рис. 4. Разрез зоны сопряжения Прикаспийской впадины и Северо-Устьуртского прогиба (составлен по временному разрезу)

П, П' – отражающие горизонты кровли и подошвы карбонатных пород соответственно; Т_к – преломляющий горизонт кровли карбонатных пород

щественно терригенные фации существенно различны. В первом случае происходят склинивание всех опорных горизонтов и смена сближенными горизонтами группы П подсолевого разреза Прикаспийской впадины. Причем кровельный горизонт на всем протяжении имеет отчетливую динамическую выразительность опорного отражения. Во втором случае опорные горизонты расходятся (рис. 4). При довольно плавном погружении кровельного горизонта на юго-восток и юг подошвенный горизонт погружается значительно резче. Между ними регистрируются как почти согласные, так и несогласные границы. Наблюдаются последовательная сверху вниз потеря опорных отражающих свойств горизонтов при движении на юго-восток и юг и их переход в динамически менее выраженные горизонты. Последовательное затухание кровельных опорных горизонтов напоминает вид ласточкина хвоста. Преломленная волна Т_к на северо-западе прекращает регистрацию на всех нагоняемых годографах по типу вертикального контакта. На юго-востоке и юге ее затухание происходит последовательно на близких удалениях от разных пунктов взрыва по типу латерально неоднородного контакта.

Терригенно-карбонатные и преимущественно терригенные породы, одновозрастные с мелководными карбонатными приведенных выше структурных элементов, отличаются закономерным сокращением своей мощности практически всех горизонтов от осевых зон к периферии, от многих километров до первых сотен метров, а местами и до полного выклинивания. Конседиментационное сокращение мощности доказывает мелководный конседиментационный характер их формирования. Терригенно-карбонатные и преимущественно терригенные породы, одновозрастные с мелководными карбонатными породами, слагают активно прогибавшиеся эпиконтинентальные бассейны.

Депрессионные глинисто-карбонатные отложения, мелководные карбонатные и конседиментационные терригенно-карбонатные или преимущественно терригенные отложения представляют генетическую триаду горных пород, обусловленную физико-географической обста-

новкой и тектонической структурой. Первые из них свойственны исключительно глубоководным бассейнам независимо от их генезиса и возникают во время карбонатного осадконакопления. При некарбонатном осадконакоплении в глубоководных бассейнах формируются мощные геологические тела комплекса заполнения или бокового наращивания. Мелководные карбонатные отложения приурочиваются к стабильным участкам земной коры, занимая положительные, периферические части отрицательных тектонических структур. Прогибание, необходимое для формирования толщ горных пород, идет здесь, по-видимому, преимущественно за счет изостатического действия самих осадков. В неактивные отрезки развития длительно прогибавшихся областей в них также могут накапливаться биогенные шельфовые осадки, обычно не превышающие сотни метров, например турон-эоценовые отложения Северо-Устьюртского и Южно-Мангышлакского прогибов. В активно длительно прогибавшихся эпиконтинентальных бассейнах даже в благоприятные для карбонатного осадконакопления отрезки времени образуются мощные конседиментационные терригенно-карбонатные или преимущественно терригенные толщи горных пород. Таким образом, в распределении площадей карбонатного шельфа ведущее значение имеет тектонический фактор, а близость или дальность от областей сноса уходит на второй план. В активно прогибавшихся эпиконтинентальных бассейнах даже при большом расстоянии от источников сноса мелководные карбонатные породы не формируются.

Подводный плоскостной срез. Сейсмостратиграфический анализ осадочного чехла дна Мирового океана позволил установить процессы интенсивной подводной эрозии. Среди них линейная эрозия, приводящая к образованию протяженных (до многих сотен километров) и глубоких (сотни метров и первые километры) каньонов в пределах континентальных (островных) склонов и шельфа, уже давно доказана и подробно описана. Наряду с линейной подводной эрозией на относительно крутых (более 5°) континентальных (островных) склонах фиксируется плоскостная подводная эрозия. Она не описана в литературе, а процессы, приводящие к ее проявлению, не раскрыты. Плоскостная подводная эрозия обнаружена в пределах Черноморского глубоководного бассейна сейсмическими исследованиями отраженных волн.

По периферии Черноморского бассейна во многих местах выделяется сейсмический горизонт Н. Его волновое поле отличается рядом параметров, свойственных эрозионной поверхности. Сейсмический горизонт Н погружается на глубину от первых сотен метров на периферии бассейна до 14 км и более в его центральных частях. Он срезает подстилающие слои, и к нему прислоняются покрывающие слои. Особенно отчетливо срезание подстилающих слоев мела, палеогена и миоцена, представленных разрезами Скифской плиты и Колхидской впадины общей мощностью до 2—3 км, зафиксировано на многих десятках сейсмических профилей отраженных волн различных модификаций по юго-восточной, восточной, северо-западной и западной перифериям Черноморского бассейна.

В зоне среза сейсмический горизонт Н флексурно изгибается (до первых десятков градусов), образуя борта бассейна. Наиболее крутой является нижняя часть изгиба. Здесь слои мела, палеоцена и эоцена вначале залегают параллельно горизонту Н, а затем под острым углом (первые градусы) начинают им срезаться. Верхняя часть изгиба сейсмического горизонта Н более пологая. Здесь к изгибу подходят отложения олигоцена и миоцена, которые срезаются сейсмическим горизонтом Н. Местами в зоне контакта эоценовых и олигоценовых пород по горизонту Н намечается почти горизонтальная терраса. По северо-западному крылу Гудаутского поднятия олигоцен-миоцена срез отходит по отношению к срезу мел-эоцена на несколько десятков километров в сторону побережья. Аналогичная картина наблюдается и в районе Керченско-Таманского шельфа. За верхним плечом изгиба сейсмический горизонт Н не прослеживается и в разрезе фиксируются согласные границы. Верхний и нижний срезы как на северо-западе Гудаутского поднятия, так и в районе Керченско-Таманского шельфа разделены участками, где горизонт Н отсутствует. На этих участках отмечается ряд согласных границ.

Срез фиксируется исключительно в относительно узкой зоне наклонного залегания поверхности несогласия. За ее пределами он не прослеживается. Так, по северному крылу Гудаутского поднятия наблюдается срезание миоценовых слоев. Но как только поверхность несогласия выполаживается, срез перестает обнаруживаться. Вкrest простираения последнего по субмеридиональным профилям видно, что от Туапсинского прогиба олигоценовые и миоценовые слои постепенно конседиментационно утоняются. Резко сокращенные в мощности породы олигоцена на Восточно-Черноморском поднятии без структурного несогласия перекрываются отложениями плиоцена.

Подводная склоновая эрозия может продолжаться длительное время, пока континентальный склон не захоронится осадками комплекса заполнения глубоководного бассейна. На предплиоценовом тектоническом склоне она чаще захватывает 1—2 км олигоцен-миоценовых пород и движется вверх по его восстанию. Протяженность такого прогрессирующего среза на северо-западе Черного моря достигает 30 км. В зонах относительно узких структурных заливов, осложняющих периферию Черноморского глубоководного бассейна, плоскостная подводная эрозия сочеталась с линейной. Последняя привела к выработке на месте тектонического рельефа V-образной долины. Такие формы установлены на северо-западе региона где предмайкопский глубоководный бассейн образует сужающийся в сторону шельфа клин. Подводная линейная эрозия прорезает тектонические склоны и в виде каньонов на значительные (десятки километров) расстояния проникает на площадь шельфов. Предплиоценовые погребенные каньоны обнаружены на северо-западе и юго-востоке (Гудаутско-Очамчирский район).

Подводная эрозия связана с переносом по дну терригенно-обломочного материала в глубоководный Черноморский бассейн и

стеканием по континентальному склону верхних нелитифицированных осадков. Многие горные породы имеют свойства кратковременно изменять прочность в результате механического воздействия. Механизм подводной плоскостной эрозии состоит в разрушении обнажающихся пород в результате воздействия движущегося обломочного материала и вовлечения в движение масс, потерявших связность. Существенную роль может играть размокание пород в поверхностном слое (при соприкосновении с водой) и их переход в нелитифицированное состояние. Теоретически возможно вовлечение в движение частиц породы (и эродирование склона) с поверхности, по которой происходит движение нелитифицированной массы под действием сдвигающих (касательных) напряжений, как и в случае эрозии на суше.

Подводная плоскостная эрозия континентальных (островных) склонов, несомненно, играла заметную роль в истории геологического развития Мирового океана. При палеотектонических и палеогеографических реконструкциях необходимо учитывать ее деятельность. Плоскостные срезы континентальных (островных) палео- и современных склонов, связанных с подводной эрозией, заслуживают специальных исследований.

В настоящей работе затронуты лишь главные результаты сейсмостратиграфических исследований, проведенных в Советском Союзе по раскрытию основных параметров строения осадочных бассейнов. Остались за рамками статьи разработки по тонкой сейсмостратиграфии, особенно прогнозирование геологического разреза, по которому также имеются существенные достижения, они требуют специального рассмотрения.

ЛИТЕРАТУРА

- Бусыгин Г.В., Кучерук Е.В. О сейсмостратиграфии и сейсмофациях // Нефтегазовая геология и геофизика. 1981. N 3. 30 с.
- Волож Ю.А. Объекты сейсмостратиграфических исследований в Западном Казахстане // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1985. N 4. С. 55—59.
- Волож Ю.А., Пилифосов В.М., Певзнер В.М. Сейсмологический анализ при изучении строения осадочных бассейнов // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1983. N 2. С. 42—49.
- Волож Ю.А., Пилифосов В.М. Методология сейсмостратиграфических исследований // Тез. докл. 1-й Респ. школы-семинара "Сейсмостратиграфические исследования при поисках нефти и газа". Алма-Ата: Наука, 1984. С. 13—16.
- Гиршгорн Л.Ш. Сейсморазведка и стратиграфия // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, вып. 5. С. 106—117.
- Гладенков Ю.Б., Кунин Н.Я., Шлезингер А.Е. Сейсмостратиграфия и ее развитие в Советском Союзе: (Основные направления и перспективы) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. N 4. С. 3—20.
- Гогоенков Г.Н. Прогнозирование геологического разреза по сейсмическим данным // Геология нефти и газа. 1981. N 1. С. 48—55.
- Гогоенков Г.Н., Михайлов Ю.А. Сейсмостратиграфические подразделения нефтегазоносных осадочных толщ Западной Сибири // Геология нефти и газа. 1983. N 7. С. 49—56.
- Заболотников А.А. Хроностратиграфия осадочных бассейнов Северо-Беринговского шельфа // Тихоокеан. геология. 1985. N 3. С. 34—43.
- Кунин Н.Я. Новые возможности сейсмостратиграфических исследований при региональных работах на нефть и газ // Сов. геология. 1983. N 11. С. 109—120.

Кунин Н.Я., Кучерук Е.В. Сейсмостратиграфия в решении проблем поиска и разведки месторождений нефти и газа // Итоги науки и техники: Месторождения горючих полезных ископаемых. М.: ВИНТИ, 1984. Вып. 13. 198 с.

Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки). М.: Наука, 1984. 176 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 388).

Сейсмостратиграфические исследования при поисках нефти и газа // Тез. докл. 1-й Респ. школы-семинара. Алма-Ата: Наука, 1984. 69 с.

Хатянов Ф.И. Структурно-формационная интерпретация данных сейсморазведки. М.: ВНИИОЭНГ, 1982. 43 с. (Нефтегазовая геология и геофизика; Вып. 20(40)).

Шимкус К.М., Шлезингер А.Е. Прислонение слоев как показатель палеорельефа бассейнов // Литология и полез. ископаемые. 1982. N 6. С. 15—26.

Шимкус К.М., Шлезингер А.Е. Генетические типы геологических тел осадочного чехла (по материалам сеймопрофиллирования) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984а. Т. 59, вып. 1. С. 28—36.

Шимкус К.М., Шлезингер А.Е. Образование геологических тел в условиях мелководных и глубоководных бассейнов // Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки). М.: Наука, 1984б. С. 4—13. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 338).

Шимкус К.М., Шлезингер А.Е. Клиноформы осадочного чехла по данным сейсморазведки // Литология и полез. ископаемые. 1984в. N 1. С. 105—116.

Шлезингер А.Е. Перерывы и несогласия осадочного чехла по данным сейсмостратиграфического анализа // Тихоокеан. геология. 1985. N 2. С. 77—82.

Seismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration. Tulsa (Okla): AAPG, 1977. N 26. 514 p.

УДК 551.482(574.1)

Р.Б. Сапожников, А.Е. Шлезингер

ЗОНА СОПРЯЖЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ И СЕВЕРО-УСТЮРТСКОГО ПРОГИБА

Юго-восточная граница Прикаспийской впадины непосредственно к востоку от Каспийского моря наименее обоснована. Палеозойские породы здесь глубоко погружены и не достигнуты буровыми скважинами. Сейсмические материалы МОГТ не позволяют объективно раскрыть генетические особенности разреза. Для его понимания очень важны скоростные параметры. Последние надежно определяются сейсмическими исследованиями КМПВ. В 1982—1983 гг. геофизиками Казахстана отработана сеть поисковых профилей КМПВ, специально направленных на трассирование по площади кровли высокоскоростных пород палеозойского разреза. Регистрируемый по ним опорный преломляющий горизонт T_k позволяет надежно выделять и картировать гипсометрию поверхности палеозойских карбонатных пород. Совместно с материалами МОГТ [Куанышев и др., 1984; Курмашев и др., 1984] сейсморазведка КМПВ существенно продвигает познание строения палеозойских комплексов пород в зоне сопряжения юго-восточной части Прикаспийской впадины и Северо-Устьюртского прогиба.

На юго-востоке Прикаспийская впадина ограничена Южно-Эмбен-

ским поднятием. В его своде местами непосредственно на предъюрскую поверхность выходят деформированные породы верхнего девона — доверхневизейского нижнего карбона, слагающие ядро одноименного антиклинория (см. рисунок). Они перекрываются мало мощным (первые сотни метров) пологим плащом терригенных верхневизейских отложений [Гончарова и др., 1984].

На северо-западном крыле Южно-Эмбенского поднятия верхневизейские терригенные образования наращаются карбонатным комплексом пород (мощность до 2,5 км) верхнего визе и более молодых стратиграфических подразделений карбона. В северо-восточной части поднятия (площадь Сарыкум) в его состав, по данным бурения, входят ассельско-сакмарские породы нижней перми. На юго-западе карбонатный комплекс не выходит за пределы верхнего карбона, а ширина площади его развития составляет 10—15 км. На северо-западе распространение палеозойского карбонатного комплекса ограничено бортовым уступом, за которым он сменяется маломощными (первые сотни метров) глинисто-карбонатными одновозрастными отложениями. Его крутизна 7—9° при высоте 800—1000 м и ширине 2—10 км. К юго-западу карбонатный уступ выполаживается, а его высота уменьшается. Первоначальное склинивание испытывают верхние горизонты карбонатных отложений, а затем нижние. Меньшая нижняя часть карбонатного уступа погребена под терригенными отложениями артинского яруса (первые сотни метров), а большая верхняя часть — под эвапоритами кунгура и пестроцветными породами верхней перми.

В районе площадей Тортай и Равнинная карбонатный уступ целиком захороняется терригенными отложениями артинского яруса. Они, по данным Н.Я. Кунина и др. [1982], образуют до четырех быстро выклинивающихся по падению сигмоидальных тел (проградационные клиноформы). Максимальная мощность тела 800—900 м, а общая суммарная мощность всех тел может быть оценена в 2—2,5 км при наклонах составляющих их слоев до 7—9°. По востанию сигмоидальные тела срезаются толщами юры. Артинские сигмоидальные тела протягиваются параллельно карбонатному уступу на расстояние до 70 км при поперечнике до 15 км. Крайние к северо-западу сигмоидальные тела перекрываются карбонатами (до 500 м) позднеартинско-раннекунгурского возраста, вскрытыми несколькими скважинами на площадях Тортай и Равнинная и Тугаракчанской опорной скв. 5 [Днепров, 1962]. По сейсмическим профилям откартирована их площадь распространения. К югу они на небольшом (первые километры) расстоянии срезаются юрскими отложениями. К северу верхнеартинско-нижнекунгурские карбонатные отложения обрываются относительно крутым (первые десятки градусов) уступом высотой до 500—600 м. За его пределом по артинским сигмоидальным телам намечается более пологий (менее 10°) терригенный уступ. Карбонатный верхнеартинско-нижнекунгурский и терригенный артинский уступы погребены под эвапоритами кунгура и пестроцветными породами верхней перми.

В юго-восточной части северо-западного крыла Южно-Эмбенско-



го поднятия палеозойский карбонатный комплекс срезается отложениями юры. К западу от меридиана площадей Равнинная и Молодежная палеозойский карбонатный комплекс полностью перекрывает свод Южно-Эмбенского поднятия, а затем переходит на его юго-восточное крыло, перекрывая верхнедевонско-нижнекаменноугольные (доверхневизейские) терригенные образования (см. рисунок). Деформация последних в этом направлении ослабевает и становится согласной со структурой послесредневизейских слоев. Ширина полосы карбонатного комплекса пород расширяется до 25—30 км, а на крайнем западе, у Каспийского моря, — до 40—50 км. Карбонатный комплекс протягивается сплошной полосой на протяжении до 200 км до восточного побережья Каспийского моря, погружаясь при этом от 2 до 6 км. Сейсмическая информация прекращается далее к западу. На крайнем западе располагается крупное поднятие — Южный свод, занимающий северную часть полосы карбонатного комплекса. В его пределах поверхность карбонатного комплекса пород поднимается до глубин 3,8—4 км. В строении комплекса участвуют отложения от чернышевского горизонта турне, из которых скважина не вышла, до ассельского яруса при вскрытой мощности 1824 м.

В районе урочища Сазтобе фиксируются сближение и исчезновение отражающих границ по профилям МОГТ, связанных с палеозойским карбонатным комплексом пород и прекращением регистрации высокоскоростного горизонта T_4 по профилям КМПВ. Палеозойский карбонатный комплекс, мощностью до 1—1,2 км, полого (первые градусы) воздымаясь на расстоянии около 10 км, полностью выклинивается. Севернее отложения триаса непосредственно перекрывают без следов углового несогласия терригенные доверхневизейские породы. По последним намечается крупное погребенное поднятие подковообразной формы, которое может быть выделено под названием Сазтобинского. Его широтная протяженность достигает 20 км, а меридиональная — 25—30 км. Северным, западным и восточным ограничениями Сазтобинского поднятия является относительно крутой флексурный изгиб доверхневизейских слоев. Его высота достигает нескольких сотен метров, а крутизна

←—————
 Схема распространения основных генетических комплексов палеозойского разреза зоны соприкосновения юго-восточной части Прикаспийской впадины и Северо-Устьюртского прогиба

1—7 — комплексы: 1 — верхнедевонско-средневизейский мелководный деформированный ядра Южно-Эмбенского поднятия, 2 — то же, недеформированный поднятия Сазтобе, 3 — верхневизейско-нижнепермский мелководный карбонатный (площадь распространения преломляющего горизонта T_4), 4 — то же, терригенный, 5 — верхнекаменноугольно-артинский глубоководный латерального заполнения, 6 — артинский бокового наращивания, 7 — верхнеартинско-кунгурский мелководный карбонатный; 8—11 — уступы: 8 — доартинский бортовой карбонатный, 9 — то же, терригенный, 10 — докунгурский карбонатный, 11 — то же, терригенный; 12 — восточная граница доверхневизейского карбонатного шельфа; 13 — линия среза верхневизейского карбонатного шельфа; 13 — линия среза верхневизейско-нижнепермского (доартинского) мелководно-карбонатного комплекса юрскими отложениями; 14 — изогипсы поверхности докунгурского палеозоя (отражающий горизонт П, или преломляющий горизонт P_2) (в км, отрицательные значения); 15 — буровые скважины; 16—17 — сейсмические профили: 16 — МОГТ, 17 — КМПВ; 18 — чинк Устьюрта. Римские цифры на схеме: I — Сарытауское поднятие; II — Южный свод; III — Тенгизское поднятие; IV — Каратонское поднятие.

составляет градусы. Флексурный изгиб создает терригенный уступ, погребенный под терригенными слоями артинского яруса, а возможно, и более древних горизонтов нижней перми и верхнего карбона. Они залегают полого и прислоняются к наклоненной поверхности доверхневизейских образований.

Западнее Сазтобинского поднятия северным ограничением палеозойского карбонатного комплекса вновь становится уступ. Он отличается незначительной крутизной (первые градусы) и высотой (менее 1 км). На крайнем западе карбонатный уступ приобретает меридиональное направление и оконтуривает восточное и северное крылья Южного свода. Крутизна и высота его увеличиваются (соответственно более 10° и 1 км). Карбонатный уступ частично захороняется терригенными верхнекаменноугольно-артинскими отложениями и эвапоритами кунгура. Последние в полосе Южный свод — поднятие Сазтобе проникают маломощным утоняющимся плащом на несколько километров к югу, где выклиниваются или замещаются терригенными фациями.

Палеозойский карбонатный комплекс западнее меридиана площадей Равнинная и Молодежная к югу испытывает погружение. Ограничивающие его опорные сейсмические горизонты расходятся. При довольно пологом наклоне кровельного горизонта подошвенный горизонт опускается круче. Между ними регистрируются как почти согласные, так и несогласные границы. Наблюдаются последовательная сверху вниз потеря опорных отражающих горизонтов и их переход в динамически менее выраженные границы. Последовательное затухание кровельных опорных горизонтов имеет вид ласточкина хвоста. Преломленная волна затухает последовательно на близких удалениях от разных пунктов взрыва по типу латерально неоднородного контакта. Приведенные сейсмические параметры доказывают, что палеозойский карбонатный комплекс к югу сменяется разновозрастными карбонатно-терригенными, а затем терригенными породами. Одновременно увеличиваются их мощности (до 2—2,5 км). В зоне перехода фиксируются разрывные нарушения.

Южно-Эмбенское поднятие по поверхности докунгурского палеозоя вырисовывается как крупная структура, протягивающаяся с северо-востока на юго-запад. Его свод в районе площадей Туресай и Тортай по изогипсе — 2,5 км составляет в поперечнике 35—40 км. Отсюда он полого погружается к юго-западу, и в районе сора Мертвый Култук поверхность докунгурского палеозоя располагается на глубинах 4,6—4,8 км. Свод Южно-Эмбенского поднятия осложнен локальными структурами. Отчетливое локальное поднятие по поверхности палеозойских карбонатных пород намечается на площади Южное Сазтобе. С ним связано некоторое разрастание их мощностей. К крайнему юго-западному погружению Южно-Эмбенского поднятия приурочено средне-верхнепалеозойское Сазтобинское конседиментационное поднятие.

Меридиональной седловиной Южно-Эмбенское поднятие в районе сора Мертвый Култук отделяется от Южного свода, где поверх-

ность докунгурского палеозоя вновь поднимается до отметки — 4 км. Южный свод представляет собой крупное округлое поднятие, слегка вытянутое с юго-запада на северо-восток. По изогипсе — 4,2 км он в поперечнике достигает 40 км. К северу от Южного свода располагаются еще два крупных высокоамплитудных поднятия: Тенгизское и Каратонское. Первое имеет округлую форму, второе ориентировано широтно, но на востоке поворачивает к югу, приобретая меридиональное направление. Их высота достигает 1 км. К югу от Южного свода В.П. Шебалдиным и др. [1980] установлено Сарытауское поднятие. Наиболее приподнятая часть его свода тяготеет к о-вам Дурнева залива Комсомолец. Оно наиболее резко выражено по поверхности доверхневизейского комплекса (сейсмический горизонт Д) [Сапожников, Шлезингер, 1984]. По поверхности докунгурского палеозоя Сарытауское поднятие сливается с южным крылом Южного свода.

К востоку от меридиана площади Тортай параллельно карбонатному бортовому уступу установлена сплошная линия высокоамплитудных (первые сотни метров) антиклиналей, фиксируемая по верхним горизонтам палеозойского карбонатного комплекса (сейсмические горизонты K_1 или K_1') [Гущин и др., 1984; Курмашев и др., 1984]. К северо-востоку они протягиваются до района площадей Жанажол и Кенкияк на расстояние до 300 км. По более низким горизонтам палеозойского карбонатного комплекса и его подошве антиклинали фиксируются менее резко или полностью выгораживают. В их ядрах пропадает сейсмическая запись. Рассматриваемая линия антиклиналей отражает полосу барьерных рифов.

К северо-западу от линии антиклиналей по верхним горизонтам палеозойского карбонатного комплекса у подножия уступа устанавливается новая линия антиклиналей, фиксируемая по поверхности доверхневизейского терригенного комплекса (сейсмический горизонт P_2'). Их амплитуда измеряется многими сотнями метров, а в отдельных сечениях приближается к 1 км. Ундуляция шарнира разделяет линию на отдельные антиклинали, в пределах которых сейсмический горизонт P_1' располагается на глубинах 3—3,2 км. В районе площадей Тортай—Равнинная линия антиклиналей к юго-западу затухает и кулисно с севера фиксируется новой линией, смещенной на 10 км. В ее пределах сейсмический горизонт P_2' в сводах антиклиналей располагается на отметках от —3,9 до —4,2 км. К юго-западу от структуры Караой происходит затухание рассматриваемой линии антиклиналей.

На территории Южно-Эмбенского поднятия в позднедевонско-раннекаменноугольное время развивался глубокий изолированный прогиб (моногосинклиналь). Вероятно, что близкий по генезису прогиб, но с меньшими размерами и величиной опускания существовал в районе Сарытауского поднятия. Активное погружение Южно-Эмбенской моногосинклинали привело к опусканию смежных с севера и северо-запада районов прикаспийской впадины и превращению их в перикратонный прогиб. В нем формировались мелководные терригенные отложения большой мощности. На северо-

востоке перикратонный прогиб, связанный с Южно-Эмбенской моногеосинклиной, непосредственно сливается с перикратонным прогибом, обусловленным Уральской геосинклинальной системой. На запад он постепенно сменяется карбонатным шельфом [Акишев и др., 1984]. Последний охватывает обширную площадь восточного побережья Северного Каспия. Карбонатный шельф состоит из двух подкомплексов — вероятно, средне-верхнедевонского и верхнедевонско-средневизейского. Об этом свидетельствует переход преломляющего горизонта T_x (поверхность карбонатного комплекса) с более высокого отражающего сейсмического горизонта на более низкий. Иными словами, сейсмический горизонт T_x опускается с кровли верхнедевонско-средневизейских карбонатных отложений на кровлю средне-верхнедевонских за счет исчезновения из разреза первых из них. При этом с востока на запад и с юга на север вначале появляются более древние, а затем более молодые карбонатные породы. Территория восточного побережья Северного Каспия не была вовлечена в активное перикратонное и платформенное опускание и поэтому явилась благоприятной зоной для формирования мелководных биогермных карбонатов (карбонатный шельф).

На юге и юго-западе Южно-Эмбенская моногеосинклиналь ограничивалась выступом докембрийского фундамента. Последний намечается по непосредственному перекрытию поверхности докембрийского фундамента верхнепермско-триасовым комплексом доплитного платформенного чехла.

Фаза складчатости на рубеже средне- и поздневизейского времени превратила Южно-Эмбенскую моногеосинклиналь в одноименное складчатое сооружение [Гончарова и др., 1984]. Вероятно, что близкие по возрасту, но менее интенсивные деформации имели место на площади Сарытауского поднятия. В последующие отрезки палеозойского времени район Южно-Эмбенского складчатого сооружения стал крупным платформенным поднятием. Его сводовая часть явилась преградой проникновению терригенного обломочного материала в Прикаспийскую впадину в поздневизейское и последующие отрезки средне- и позднепалеозойского времени. Терригенный материал компенсировал прогибание территории к югу и юго-востоку от свода Южно-Эмбенского поднятия. На северо-западном крыле Южно-Эмбенского поднятия возникла ситуация, благоприятная для образования мелководных биогенных карбонатов. Северной и северо-западной границами карбонатного шельфа был глубоководный Прикаспийский бассейн. В результате предпоздневизейского импульса его континентальный склон испытал кратковременное опускание в районе северо-западного крыла Южно-Эмбенского поднятия [Акишев и др., 1984]. За бровкой шельфа мелководные биогермные карбонаты не могли накапливаться, что приводило к их резкому утонению и образованию уступа. За уступом в глубоководном бассейне формировались маломощные отложения депрессионного комплекса, разновозрастные с карбонатным шельфом.

Южной и юго-восточной границей распространения палеозойского карбонатного комплекса являлась зона свода Южно-Эмбенского поднятия. Близ нее карбонаты конседиментационно утонялись и выклинивались. В современных разрезах эта первичная граница повсеместно уничтожена предъюрским срезом. Последний и определяет линию современного юго-восточного распространения послесредневизейского карбонатного комплекса пород.

К юго-западу доверхневизейское Южно-Эмбенское складчатое сооружение затухало. Это привело к ослаблению тектонической выраженности свода платформенного послесредневизейского поднятия. В его пределах стали накапливаться мелководные биогермные карбонатные отложения. Карбонатный шельф сплошным плащом перекрыл свод Южно-Эмбенского поднятия и частично его юго-восточное крыло. Это стало возможным благодаря удалению от источников сноса и уменьшению крутизны наклона доверхневизейской поверхности терригенных отложений по сравнению с центральным сектором юго-восточного крыла Южно-Эмбенского поднятия.

По послесредневизейскому комплексу пород в крайней юго-западной части Южно-Эмбенского поднятия обособляется Сазтобинская положительная структура. Она в течение поздневизейско-пермского времени представляла собой область высокого стояния (пассивный шельф), т.е. не была захвачена нисходящими и восходящими тектоническими движениями. На ее площади осадки длительного времени не накапливались, а ранее сформированные толщи не разрушались. В погружение район Сазтобинского поднятия был вовлечен в триасе. Оно привело к накоплению слоев осадочного чехла, которые без следов структурного несогласия перекрывали доверхневизейские породы. К юго-западу от поднятия образовался карбонатный шельф, слон которого конседиментационно выклинивались на его крыле. Северным ограничением Сазтобинского поднятия являлся континентальный склон послесредневизейского глубоководного бассейна.

Протянутая до правобережья Северного Каспия полоса карбонатных отложений представляет собой погружающуюся к югу моноклираль. Она наиболее выдвинута к северу и приподнята в крайней западной части, которая, как отмечалось выше, выделяется под названием Южного свода. Северное и восточное ограничения Южного свода составляет послесредневизейский карбонатный уступ бровки шельфа глубоководного бассейна. Южное его крыло совпадает с общим региональным погружением слоев в сторону Северо-Устьюртского прогиба. Таким образом, Южный свод в этом сечении представляет собой выдернутый гребень палеозойских карбонатных пород, погребенный под верхнепермско-триасовыми и более молодыми образованиями, а к югу от широты площадей Южная, Сазтобе и Молодежная — под шельфовыми карбонатными и терригенными породами. Они формировались в условиях более интенсивного погружения Северо-Устьюртского прогиба.

К северу и северо-востоку от Южного свода устанавливается сплошное поле доверхневизейских карбонатных отложений. На относительно приподнятых участках дна допоздневизейского глубоковод-

водного бассейна образовались два крупных атолла — Тенгизское и Каратонское поднятия. В их пределах верхнедевонско-средневизейский карбонатный шельф был наращен соответственно верхневизейско-верхнекаменноугольными и верхневизейско-башкирскими карбонатными отложениями.

Артинский век характеризовался резким усилением привноса терригенного обломочного материала с разрушающихся смежных складчатых горных сооружений. В районе площадей Равнинная и Тортай возникли сигмоидальные тела глубоководного комплекса бокового наращивания. Их появление, видимо, связано с погружением свода Южно-Эмбенского поднятия. Там, где последнее перестало быть барьером, артинский терригенный обломочный материал прорывался в глубоководный Прикаспийский бассейн, приводя к лавинной седиментации. За бровкой доартинского шельфа сформировался значительных размеров и мощности комплекс бокового наращивания. Он представляет собой авандельту речной системы, местоположение которой остается невыясненным.

Комплекс бокового наращивания захоронил периферию глубоководного бассейна, создав аккумулятивный шельф. Его северо-западный край в позднеартиново-раннекунгурское время был наращен мелководными карбонатными отложениями. Континентальный аккумулятивный терригенный склон и бровка шельфа в районе площадей Равнинная и Тортай были надстроены верхнеартиново-нижнекунгурским карбонатным уступом.

За пределами площадей Равнинная и Тортай глубоководный бассейн юго-восточной части Прикаспийской впадины в артиновом веке (а вероятно, и ранее — с позднего карбона) начал пассивно захороняться латеральным терригенным комплексом заполнения. В районе площади Равнинная разновозрастные образования комплексов латерального заполнения и бокового наращивания разделены доартиновскими образованиями свода одноименной антиклинали. В районе площади Тортай крайняя северная проградационная клиноформа комплекса бокового наращивания непосредственно переходит в менее мощные отложения латерального комплекса заполнения. Вероятно, основная масса терригенного обломочного материала латерального комплекса заполнения поступала с востока, со стороны уральских источников сноса.

На приподнятые участки дна глубоководного бассейна юго-восточной части Прикаспийской впадины, такие, как Тенгизский и Каратонский атоллы и гребень Южный, верхнекаменноугольно-артиновский комплекс латерального заполнения не мог проникнуть, так как упирался в их подножие и склоны. На плоских вершинах формировался маломощный плащ депрессионных отложений пологих возвышенностей и склонов [Шлезингер, 1984]. Они синхронны по возрасту более мощным отложениям латерального комплекса заполнения, занимающего днище глубоководного бассейна.

Эвапоритный комплекс вертикального заполнения полностью захоронил глубоководный бассейн юго-восточной части Прикаспийской впадины. Именно под ним был погребен карбонатный или тер-

ригенный послесредневизейский бортовой уступ. Конседиментационное погружение, увеличивающееся от периферии к центру кунгурского бассейна, привело к равномерному нарастанию мощностей от бортового уступа к внутренним районам. Последующее пластическое течение эвапоритов создало соляные ядра и компенсационные мульды, выполненные мелководными пестроцветными породами верхней перми. Поэтому в современном разрезе комплекс заполнения юго-востока Прикаспийской впадины представляет собой сложную мозаику блоков мелководных эвапоритов кунгура (соляные ядра) и мелководных пестроцветных пород верхней перми (межкуполные поднятия и мульды). Его внутренняя структура резко дисгармонична по отношению к подстилающей и покрывающей поверхностям (сейсмические горизонты Π_1 и V).

На территории Предустюртской равнины и Северного Устья в течение среднего (послесредневизейского) палеозоя — ранней юры в условиях интенсивного прогибания эпиконтинентального бассейна шло накопление мощных комплексов преимущественно терригенных пород. Оно привело к созданию доплитного комплекса Туранской плиты. Ось погружения во времени последовательно смещалась с севера на юг. Породы среднего палеозоя (послесредневизейские) — нижней юры закономерно утонялись на север и северо-запад, в направлении к Южно-Эмбенскому поднятию. Особенно резкое конседиментационное сокращение мощности (от нескольких километров до первых сотен метров) фиксируется в верхнепермско(включая кунгур)-нижнеюрском комплексах пород. К северу и северо-западу на территории юго-восточной части Прикаспийской впадины последние вновь конседиментационно утолщаются.

Зоны шельфовых карбонатных отложений, смежные с глубоко-водным бассейном, были исключительно благоприятными участками для роста барьерных рифов. По верхним горизонтам палеозойского карбонатного комплекса пород они становились резко приподнятыми площадями по сравнению с карбонатными уступами и зарифовыми районами. В структурном отношении они превратились в четкие антиклинали. Формирование биогенных карбонатов и особенно биогерм создавало местное изостатическое опускание. Поэтому у подножия карбонатного уступа по поверхности доверхневизейских терригенных пород (сейсмический горизонт Π_2^1) и по нижележащим слоям образовывались остаточные антиклинали. Их северо-западные крылья связаны с региональным наклоном слоев в сторону внутренних районов Прикаспийской впадины (допоздневизейский континентальный склон и дифференцированное кунгурское и более молодое прогибание). Юго-восточные крылья образованы в результате средне-позднепалеозойского изостатического погружения шельфовых карбонатных пород. В районе площади Равнинная изостатическое опускание вызвал терригенный комплекс бокового наращивания. Поэтому одноименная остаточная антиклиналь кулисно сдвинута к северо-западу. Рассматриваемые антиклинали сплошной полосой оконтурили юго-восточную и восточную периферию Прикаспийской впадины.

В предсреднеюрское время прошла интенсивная волна блоковых восходящих тектонических движений. Она привела к значительному срезу ранее накопившихся отложений. Максимальной величины срез достиг в центральной части Южно-Эмбенского поднятия, где измерялся несколькими километрами. В среднеюрское и последующее время возобновившееся дифференцированное прогибание, величина которого увеличивалась с северо-запада на юго-восток и юг, привело к накоплению в эпиконтинентальных условиях платформенного чехла. Он резко несогласно перекрыл досреднеюрские структурные элементы, плавно утолщаясь к юго-востоку и югу. Юго-восточная периферия Прикаспийской впадины и Южно-Эмбенское поднятие по посленижнеюрскому чехлу вошли в состав северо-западного крыла Северо-Устюртского прогиба.

Юго-восточную границу Прикаспийской впадины наиболее удобно и объективно проводить по прибортовому карбонатному или терригенному уступу (см. рисунок). Именно он практически ограничивает распространение эвапоритов кунгура, создающих специфическую для Прикаспийской впадины соляную тектонику. Южно-Эмбенское (вероятно, и Сарытауское) поднятие с мощными деформированными геосинклинального облика породами принадлежит к Туранской плите Центральноевразийской платформы.

Установление генетической природы основных тектонических структур и седиментационных тел с учетом результатов проведенного глубокого бурения позволяет объективно подойти к оценке потенциальных ресурсов недр зоны сочленения юго-восточной части Прикаспийской впадины и Северо-Устюртского прогиба. Прежде всего надо отметить, что в палеозойском разрезе промышленные месторождения углеводородов установлены только в области распространения эвапоритов кунгура, являющихся хорошей покрывкой. За ее пределами они отсутствуют. Глубокое бурение показало, что в послесредневизейском карбонатном комплексе Южно-Эмбенского поднятия хотя и имеются ловушки с хорошими коллекторскими свойствами, но все они оказались промытыми и лишенными промышленных скоплений нефти и газа. В терригенном доверхневизейском и артинском разрезе обнаружены признаки и незначительные скопления нефти и газа. Поэтому сейчас на первый план выдвигается площадь карбонатного уступа, погребенного под эвапоритами кунгура и пестроцветными породами верхней перми. В ней можно наметить три объекта. Первый составляют прислоняющиеся к карбонатному уступу терригенные слои верхнекаменноугольно-артинского глубоководного комплекса латерального заполнения. Они образуют ловушки прислонения (литолого-стратиграфические). Бурение на площади Уртатау—Сарыбулак дало, по-видимому, из этого объекта промышленный приток нефти. Необходимо отметить, что нижнепермская (докунгурская) залежь Кенкияка на востоке Прикаспийской впадины также связана с ловушкой прислонения. Второй объект представляют локальные поднятия по доверхневизейским слоям. И наконец, третий объект может быть связан с послесредневизейскими (преимущественно верхневизейско-москов-

ские) слоями прямой карбонатной клиноформы. В них могут быть встречены литологические ловушки и ловушки прислонения.

За пределами карбонатного бортового уступа на территории юго-восточной части Прикаспийской впадины главной задачей является поиск карбонатных атоллов. Пока, кроме Тенгизского и Каратонского поднятий, таких объектов не выявлено. Поиски их следует сосредоточить в полосе южных и восточных склонов окраинной системы поднятий поверхности фундамента, протягивающихся на удалении 80—120 км от юго-восточного и восточного бортов Прикаспийской впадины, где резко сокращается мощность терригенных отложений нижнего—среднего палеозоя.

Возможными ловушками углеводородов могут быть локальные поднятия терригенных слоев верхнекаменноугольно-артинского глубоководного комплекса заполнения и верхнедевонско-средневизейского мелководного конседиментационного комплекса перикратонного прогиба. Еще требуют выяснения перспективы нижнекунгурских эвапоритовых подушек, имеющих значительное распространение [Акишев и др., 1984].

Перспективы палеозойских пород Северо-Устьюртского прогиба остаются пока практически не выясненными. Наибольший интерес здесь представляет полоса шельфовых карбонатов. Она перекрыта на большей площади мощным комплексом пермско-триасовых пород, нижняя часть которых, вероятно, сложена глинистыми отложениями кунгура. Комплекс может явиться региональной покрывкой для палеозойских карбонатов. Локальные поднятия и биогермные постройки последних представляют собой первоочередные объекты для детализации сейсморазведкой и бурением. К ним в первую очередь можно отнести локальное поднятие Южный Сазтобе.

ЛИТЕРАТУРА

Акишев Т.А., Волож Ю.А., Курманов С.К. и др. Строение докунгурского разреза Прикаспийской впадины и ее обрамлений с позиций сейсмостратиграфического анализа // Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки). М.: Наука, 1984. С. 88—111. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 388).

Гончарова Т.В., Сапожников Р.Б., Шлезингер А.Е. Предверхневизейское структурное несогласие Южно-Эмбенского поднятия // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279, N 2. С. 422—425.

Гущин Е.С., Курмашев Е.К., Огай Б.А. и др. Строение палеозойских пород восточной прибортовой зоны Прикаспийской впадины и ее обрамления (Кенкияк-Жанажольский участок) по сейсмическим материалам МОГТ // Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки). М.: Наука, 1984. С. 154—167. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 388).

Днепров В.С. Геологическое строение и нефтегазоносность Южно-Эмбенского поднятия и Северного Устьюрта. Л., 1962. 124 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 194).

Куанышев А.Ш., Сапожников Р.Б., Шлезингер А.Е. Структура досреднеюрских образований Северо-Западного Устьюрта по сейсмическим материалам МОГТ // Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки). М.: Наука, 1984. С. 126—138. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 388).

Кунин Н.Я., Будагов А.Г., Лях Л.И. Результаты сейсмостратиграфического анализа строения подсольевых нижнепермских отложений Прикаспийской впадины и Южно-Эмбенского поднятия // Геология нефти и газа. 1982. N 10. С. 35—39.

Курмашев Е.К., Огай Б.А., Сапожников Р.Б. и др. Структура палеозойского комплекса пород юго-восточной прибортовой зоны Прикаспийской впадины и ее

обрамления (Терескен — Восточно-Турткольский участок) по сейсмическим материалам МОГТ // Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки). М.: Наука, 1984. С. 147—154. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 388).

Курмашев Е.К., Сапожников Р.Б., Сорокин В.П., Шлезингер А.Е. Строение палеозойских пород юго-восточной прибортовой зоны Прикаспийской впадины и ее обрамления (Жанасу-Сарыкумский участок) по сейсмическим материалам МОГТ // Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки). М.: Наука, 1984. С. 138—147. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 388).

Сапожников Р.Б., Шлезингер А.Е. Структура досреднеюрских образований залива Комсомолец и сора Мертвый Култук (зона сопряжения Прикаспийской впадины и Туранской плиты) по сейсмическим материалам МОГТ // Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки). М.: Наука, 1984. С. 119—125. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 388).

Шебалин В.П., Селезнев В.Н., Акимова А.Б. Эффективность геофизических исследований на Южной Эмбе // Нефтегазовая геология и геофизика. 1980. Вып. 8. С. 32—34.

Шлезингер А.Е. Депрессионные комплексы глубоководных бассейнов // Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки). М.: Наука, 1984. С. 167—168. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 388).

УДК 551.24(262.5)

Ш.А. Басенцян, Д.Ф. Исмагилов, А.Е. Шлезингер

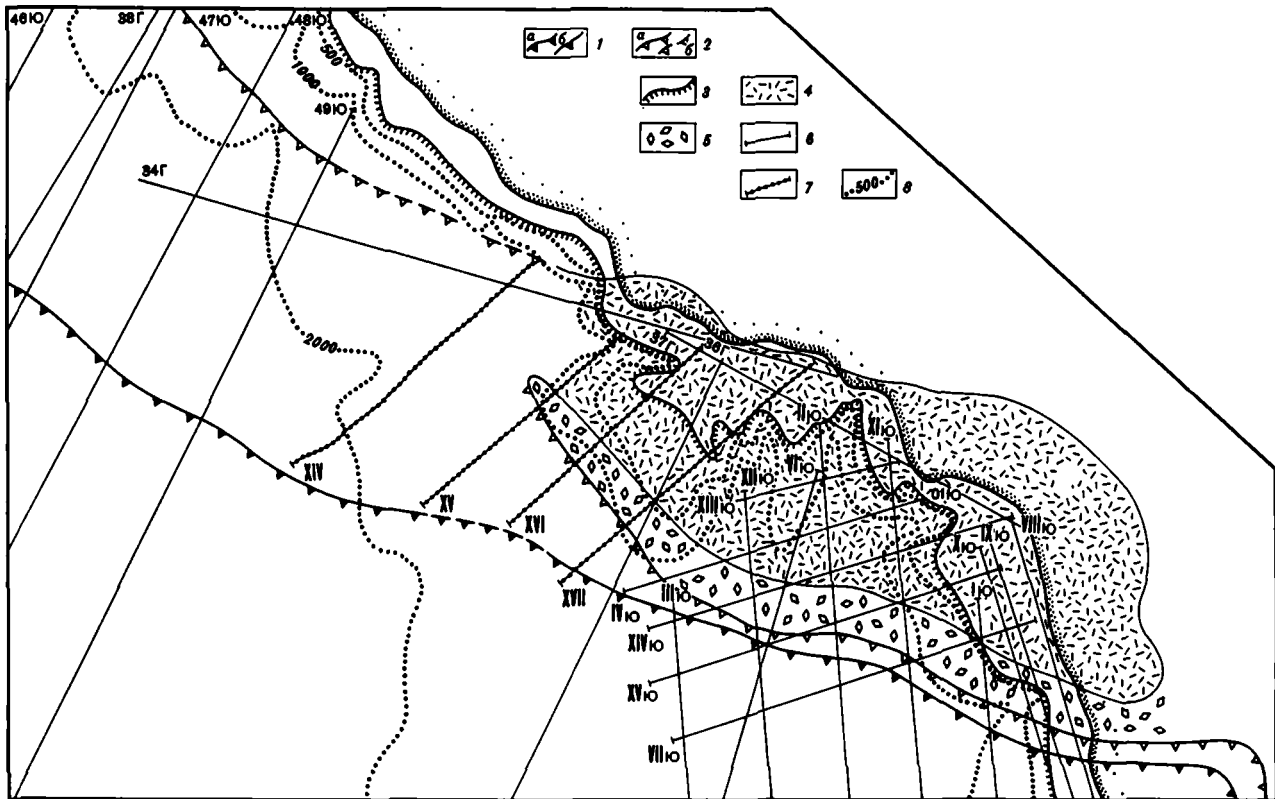
ОСОБЕННОСТИ КАЙНОЗОЙСКОГО РАЗВИТИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ С ПОЗИЦИЙ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Дно юго-восточной части Черного моря в настоящее время подробно изучено сейсморазведкой отраженных волн различных модификаций. Особый интерес представляют региональные и детальные исследования МОГТ, проведенные в последние годы ПО "Южморгеология" и ВМНПО "Союзморгео". Сопоставление сейсмических материалов приколхидской и прибольшекавказской акваторий позволило вскрыть ряд важных особенностей кайнозойского развития юго-восточной части Черного моря, имеющих принципиальное значение для понимания строения и формирования Черноморского бассейна в целом (см. рисунок).

В разрезе дна юго-восточной части Черного моря выделено и регионально прослежено несколько опорных отражающих горизонтов. По сопоставлению с буровыми и геофизическими материалами суши они приурочены к подошвам четвертичных, плиоценовых, среднемиоценовых, олигоценовых, палеогеновых, верхне-

Палеотектоническая схема дна юго-восточной части Черного моря

1—3 бровки континентальных склонов: 1 — доэоценового (*a* — достоверная, *b* — предполагаемая), 2 доплиоценового (*a* — достоверная, *b* — предполагаемая), 3 современного; 4 — Гудзутско-Очамчирский седиментационный залив; 5 — плиоцен-четвертичное поднятие; 6, 7 — региональные сейсмические профили: 6 — МОГТ (цифры с буквой Ю НПО "Южморгео", Г ВМНПО "Союзморгео"), 7 — "Анап"; 8 — изобаты, м



и нижнемеловых отложений. Особый интерес представляет установление во внутренних районах юго-восточной части Черного моря отражающего горизонта Н. Он приурочен к поверхности регионального структурного несогласия, которое является подошвой осадочного выполнения Черноморского бассейна и кровлей акустического фундамента. На периферии акватории регистрация отражающего горизонта Н прекращается и на его гипсометрическом уровне начинают прослеживаться согласные опорные отражающие горизонты палеогена и мела.

В пределах дна Восточно-Черноморского поднятия Черного моря находится крупное Восточно-Черноморское поднятие, простирающееся параллельно береговой линии. На юго-западе, в приколхидской акватории, оно непосредственно сменяется Гудаутским поднятием, занимающим область шельфа.

Юго-западное крыло Восточно-Черноморского поднятия намечает относительно крутое (до 130 м/км) погружение отражающего горизонта Н. Слои осадочного чехла здесь залегают почти горизонтально, прислоняясь к поверхности несогласия. Таким образом, юго-западное крыло Восточно-Черноморского поднятия представляет собой палеосклон глубоководного Черноморского бассейна (Восточно-Черноморская ванна). Ранее предполагалось, что базальные слои глубоководного бассейна имеют олигоценый возраст. Однако на площади днища Восточно-Черноморской ванны регистрируется пакет резко выраженных отражений, кровля которых принимается за сейсмический горизонт П. На близких глубинах располагается преломляющий горизонт $d_2^{\text{с}}$ с граничными скоростями 4,5—5 км/с. Вероятно, отражающий горизонт П и преломляющий горизонт $d_2^{\text{с}}$ отражают кровлю плотных, относительно высокоскоростных и акустически жестких пород эоцена. Д.А. Туголесов с сотрудниками стратифицируют этот горизонт эоценом по сопоставлению с наземными скважинами болгарского и колхидского побережья. Следовательно, палеосклон юго-западного крыла Восточно-Черноморского поднятия имеет доэоценовый, а скорее всего, допалеогеновый возраст. На юго-восток он трассируется по региональным сейсмическим профилям МОГТ вдоль южных склонов Гудаутского и Очамчирского поднятий к северному борту Палеостомского грабена суши. Последний представляет собой восточную центриклиналь Восточно-Черноморской ванны глубоководного бассейна.

Площадь свода Восточно-Черноморского поднятия почти лишена майкопских отложений. Они вновь появляются в смежном конседиментационном Туапсинском прогибе, где вместе с образованиями среднего—верхнего миоцена участвуют в его выполнении. Плиоцен-четвертичные отложения общей мощностью 1,6—1,8 км равномерно перекрывают Восточно-Черноморскую ванну, одноименное поднятие и Туапсинский прогиб, практически не изменяясь в мощности. В нижней части современного континентального склона они прислоняются к поверхности деформированного доолигоценого флиша. Поверхность прислонения представляет собой доплиоценовый палеосклон глубоководного плиоцен-четвертичного бассейна. В райо-

не Пицунды доплиоценовый палеосклон подходит к берегу и переходит на сушу. Здесь по градиенту мощностей плиоцен-четвертичных отложений трассируется ограничение одновозрастного бассейна к юго-востоку до южного крыла Центральноколхидского поднятия, где оно вновь поворачивает к западу, уходя в пределы акватории.

К юго-западу от Гудаутского и Очамчирского поднятий мощность плиоцен-четвертичных отложений увеличивается от 0,5 км до 4 км. Их нижние горизонты прислоняются к поверхности несогласия, а затем и кровле миоцена (сейсмический горизонт Ig), одновременно утоняясь. Верхние горизонты плиоцен-четвертичных отложений к западу и юго-западу плавно увеличиваются в мощности. Поверхность прислонения постмиоценовых слоев по всем региональным профилям наклонена положе, чем поверхность прислонения олигоцен-миоценовых слоев. Таким образом, к юго-западу от Гудаутского и Очамчирского поднятий палеосклон состоит из двух отрезков. Верхний, более пологий, имеет доплиоценовый возраст, а нижний, более крутой, — дозоценовый. К северо-востоку от бровки доплиоценового палеосклона плиоцен-четвертичные отложения также постепенно увеличиваются в мощности до 1—1,5 км. Прислонение слоев здесь не наблюдается. Зона пониженных мощностей плиоцен-четвертичных отложений намечает одновозрастное поднятие. Его юго-западным ограничением служит доплиоценовый палеосклон, а северо-восточным — конседиментационный борт плиоцен-четвертичного бассейна. Плиоцен-четвертичное поднятие от побережья района Поти прослеживается по дну к северо-западу по юго-западной периферии Очамчирской и Гудаутской площадей на расстоянии более 120 км при ширине до 10 км. На суше оно занимает площадь южной периферии Центральноколхидского поднятия. В районе профиля IV плиоцен-четвертичное поднятие отклоняется к северо-западу, фиксируясь на профилях 36Г, XVII и XVI ("Анап"). На профиле XV оно едва улавливается, а на профиле XIV ("Анап") и на региональных профилях МОГТ (49Ю и др.) отсутствует. Особенно отчетливо плиоцен-четвертичное поднятие устанавливается по профилям 36Г и XVII ("Анап"). Здесь мощность плиоцен-четвертичных отложений не превышает 300 м, а подстилающие олигоцен-миоценовые породы близ юго-западной периферии поднятия срезаются его подошвой.

Плиоцен-четвертичное поднятие обособляет обширный одновозрастный Гудаутско-Очамчирский седиментационный залив от Черноморского глубоководного бассейна. К северо-западу в районе затухания плиоцен-четвертичного поднятия этот седиментационный залив раскрывается в Черноморский глубоководный бассейн. Гудаутско-Очамчирский седиментационный залив представляет собой преимущественно конседиментационную структуру, сложенную отложениями, накапливавшимися в условиях небольших глубин (не более сотен метров). К северо-западу дно седиментационного залива очень полого погружалось и постепенно переходило в дно глубоководного бассейна прибольшекавказской экватории. Так, по широтному

сейсмическому профилю 34Г разрезы плиоцен-четвертичных отложений Гудаутского шельфа и Прикавказской глубоководной акватории практически тождественны, постепенно к западу по нему происходит увеличение их мощности (до 200—300 м). Таким образом, признаков доплиоценового палеосклона в этом сечении не обнаруживается. Доплиоценовый палеосклон прибольшекавказской акватории, по-видимому, постепенно к юго-востоку сменяется конседиментационным ограничением плиоцен-четвертичного Гудаутско-Очамчирского структурного залива. К юго-западу он кулисно поддается (около 60 км) доплиоценовым палеосклоном юго-западной периферии Гудаутского и Очамчирского поднятий.

В пределах Гудаутско-Очамчирского седиментационного залива установлен доплиоценовый врез, выполненный мощными (свыше 1 км) плиоцен-четвертичными отложениями. Верхняя, по-видимому, четвертичная часть разреза, до 600—800 м мощностью, здесь представлена четкой слоистой средой, в которой выделяются до трех-четырёх резких контрастных границ. Она прослеживается по латерали до 10—15 км, срезаясь ложбинами дна моря или переходя в менее мощные (до 300—400 м) тела, лишённые четкой слоистой выраженности или резких контрастных отражений. Их, вероятно, следует отождествлять с конусами выноса и участками между ними. Последние обусловлены фоновой седиментацией. Конусы выноса создали пологоволнистый аккумулятивный подводный рельеф.

Приколхидская акватория Чёрного моря имеет современный сложный подводный рельеф. В нём устанавливаются подводные долины шириной до 10—15 км, глубиной до 600 м и относительно пологими (первые градусы) склонами. Последние пересекают практически горизонтально лежащие слои осадочного чехла. Чаще подводные долины приурочены к участкам аккумулятивных понижений между конусами выноса. Отмечаются более крутые врезы — каньоны с наклоном слоев в десятки градусов и глубиной до 1 км. Они заходят в пределы современного шельфа, особенно на его периферию. Местами каньоны частично заполнены оползневыми телами и неслоистыми толщами олистостром. Подводные долины и каньоны располагаются на разных батиметрических уровнях, местами спускаясь до глубин 1,5—2 км. Они, несомненно, обусловлены процессами наземной эрозии.

По юго-западной окраине Гудаутско-Очамчирского седиментационного залива на глубинах 1,5—2 км обнаруживаются своеобразные формы рельефа дна, отличающиеся специфической сейсмической записью — сложной системой дифрагированных волн. Наиболее отчетливо эта форма подводного рельефа изучена по профилю 36Г. Здесь верхняя часть континентального склона относительно полого опускается до глубины 600 м. Далее склон через относительно крутой, но невысокий уступ переходит в пологую ступень, которая на расстоянии около 10 км погружается всего на 200 м. Ступень характеризуется волнистым рельефом. Высота волн достигает 150 м при расстоянии между ними до 2,5 км. По падению ступени размах волн постепенно затухает. Слой осадочного чехла

под волнами залегают горизонтально, не участвуя в изгибах дна моря, только, вероятно, самые верхние (до 150 м) слои участвуют в изгибах, залегая согласно дну моря. Подстилающие горизонтальные слои осадочного чехла срезаются верхними изгибающимися слоями. Величина среза достигает 200—300 м. Максимальные ее величины обнаруживаются в нижней части континентального склона близ подножия. Рассмотренные формы, по-видимому, обусловлены абразионными процессами и баровой аккумуляцией.

Рассмотренные геологические тела и формы подводного рельефа, как и дно в целом, полого опускаются с запада и юго-запада в сторону внутренних районов Черноморского бассейна. Его днище, расположенное на глубине около 2 км, отличается почти идеально ровной поверхностью.

Проведенный анализ временных сейсмических разрезов, генетическая интерпретация геологических тел и форм подводного рельефа позволяют вскрыть особенности кайнозойского развития юго-восточной части Черного моря. В доэоценовое, а скорее всего, в допалеогеновое время произошло быстрое опускание. По величине прилегающих слоев оно превышало 6 км. Погружение создало глубоководный бассейн и ограничивающий его с северо-востока и востока относительно крутой континентальный склон. К концу миоцена глубоководный бассейн был почти захоронен осадками. На рубеже миоцена и плиоцена шельфовые области были захвачены восходящими тектоническими движениями и вышли из-под уровня моря. Почти одновременно произошел новый импульс быстрого опускания. По прилегающим слоям он может быть оценен в 1,5—2 км. Вероятно, возникшее кратковременное опускание уровня моря способствовало глубокому эрозионному врезу в смежных районах доплиоценовой суши. Он создал экзогенный палеорельеф, глубина которого превысила 1 км. В прибольшекавказской акватории плиоцен-четвертичный глубоководный бассейн продвинулся на северо-восток, захватив миоценовый шельф, в который входили Восточно-Черноморское поднятие и конседиментационный Туапсинский прогиб. Бровка доплиоценового континентального склона сместилась на 60 км к северо-востоку по отношению к бровке доэоценового склона. К юго-востоку величина доплиоценового погружения постепенно уменьшалась, что привело к плавному переходу плиоцен-четвертичного Черноморского глубоководного бассейна в относительно глубоководный (сотни метров) Гудаутско-Очамчирский седиментационный залив. Доплиоценовое кратковременное опускание здесь резко сместилось к юго-западу, от бровки доэоценового континентального склона оно отошло на расстояние не более 15 км. Доэоценовый и доплиоценовый континентальные склоны оказались сближенными.

В плиоцен-четвертичное время Черноморский глубоководный бассейн заполнялся мощным (до 2 км и более) комплексом терригенных осадков. В Гудаутско-Очамчирском седиментационном заливе накопление осадков происходило преимущественно за счет прогибания его дна. Об этом свидетельствуют конседиментационное утонение плиоцен-четвертичных слоев на его периферии и отсутствие

прислонения. Однако Гудаутско-Очамчирский седиментационный залив был также, несомненно, относительно глубоководным (сотни метров). Об этом говорит наличие четвертичных подводных конусов выноса рек, особенно широко распространенных в Гудаутско-Очамчирском седиментационном заливе. На участках между ними мощность синхронных осадков сокращалась в 2 раза и более.

К концу четвертичного времени Черноморский глубоководный бассейн почти полностью был захоронен осадками. Его глубина, по-видимому, не превышала первых сотен метров. Район Гудаутско-Очамчирского седиментационного залива испытал существенный подъем. В нем образовалась относительно глубокая (до 1 км) эрозионная сеть. Причем многие широкие и пологие долины возникли на участках бывших аккумулятивных понижений, расположенных между конусами выноса. Отдельные каньоны оказались частично заполненными оползневыми телами и олистостромами. Внешняя периферия Гудаутско-Очамчирской суши подверглась интенсивным абразионным процессам. Они местами до 15 км по латерали и до первых сотен метров по вертикали разрушали коренной берег, одновременно в тылу создавая барово-аккумулятивные тела.

В конце четвертичного времени произошла новая волна современного погружения. Ее величина, судя по опустившимся эрозионным и абразионным формам рельефа, составила 1,5—2 км. В настоящее время погружение создало современные очертания, батиметрию глубоководной котловины и континентального склона. Бровка последнего местами отодвинулась до 50 км на север по сравнению с бровкой доплиоценового склона.

Итак, Черноморский глубоководный бассейн в юго-восточной части имел длительное и сложное развитие. Заложился он в доэоценовое, скорее всего, в допалеогеновое время. Определение более точного времени его образования требует дополнительных, более глубинных параметров МОГТ и специальных исследований. Дозоценовый импульс опускания был наиболее мощным, и именно он привел к формированию основного объема осадочного выполнения бассейна. На рубеже миоцена и плиоцена периферия Черноморского бассейна была захвачена восходящими вертикальными движениями и вошла в состав суши. Почти сразу же начались новый кратковременный импульс погружения и создание плиоцен-четвертичного глубоководного бассейна. Аналогичная последовательность тектонических движений имела место в конце четвертичного времени. Таким образом, хотя заложение и основная роль в развитии Черноморского глубоководного бассейна принадлежат доэоценовым тектоническим движениям, современная батиметрия и структурный облик созданы в самом конце четвертичного периода. Следовательно, идеи геологической молодости и кратковременного образования Черного моря, высказанные выдающимися русскими и советскими геологами Н.И. Андрусовым, Б.Ф. Добрыниным, А.Д. Архангельским, Н.М. Страховым, М.В. Муратовым, нашли полное подтверждение в геологической летописи осадочного чехла, расшифровываемого сейсморазведкой.

*Т.А. Амашукели, А.А. Архипов,
Б.Л. Волкодав, Т.В. Путевская*

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗАПИСИ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ВОСТОЧНОГО СЕКТОРОВ АЗОВСКОГО МОРЯ

Анализ основных типов конфигурации осей синфазности, выделенных на временных разрезах МОГТ в интервале, соответствующем отложениям среднего и верхнего миоцена, позволил проследить в этом интервале последовательно сменяющиеся друг друга субпараллельные зоны и интерпретировать их.

Анализ осуществлялся по временным разрезам МОГТ с 12 и 24-кратным перекрытием, полученным в 1975—1981 гг. в Геленджикской морской геолого-геофизической нефтегазовой экспедиции ВМНПО "Союзморгео" и Центральной геолого-геофизической экспедиции ПО "Южморгеология" в пределах центрального и восточного секторов Азовского моря. В тектоническом отношении район исследований приурочен к Тимашевской моноклинали и Азовскому валу.

Отложения среднего миоцена сложены известковистыми глинами с редкими прослоями алевролита и песчаника. Верхний миоцен представлен глинами с прослоями органогенных известняков, песков и песчаников. Рассматриваемые отложения представляют собой мелководные шельфовые фации с увеличением относительной глубоководности среднемиоценовых осадков. Их мощность возрастает в южном направлении от 300 до 700 м. В соответствии с принятой стратификацией, основанной на данных глубокого бурения морских скважин, к отложениям неогена приурочены три отражающих горизонта: Ia (кровля мзотиса), Is (кровля сармата) и I (подошва среднего миоцена — кровля майкопских отложений). Волна Ia регистрируется на временах 0,3—0,9 с. Отвечающий ей сейсмический горизонт в пределах Тимашевской моноклинали имеет характер опорного, т.е. наблюдается четкое двухфазовое отражение с видимой частотой 30—40 Гц. В пределах Азовского вала прослеживаемость горизонта Ia ухудшается из-за регионального сокращения мощности миоценовых отложений. Отражающий горизонт Is отмечается на временах 0,5—0,7 с. В пределах Азовского вала он прослеживается слабо из-за резкого сокращения мощности верхнемиоценовых отложений. Кроме того, в некоторых местах этот отражающий горизонт осложняется хаотической сейсмической записью. Отражающий горизонт I аналогичен горизонту Is. Он слабо фиксируется в пределах Азовского вала из-за низкой дифференциации акустических свойств пород среднего и нижнего миоцена. Горизонты Ia, Is и I в пределах рассматриваемого района субпараллельны. В южном направлении отмечается их незначительный наклон ($1-2^\circ$).

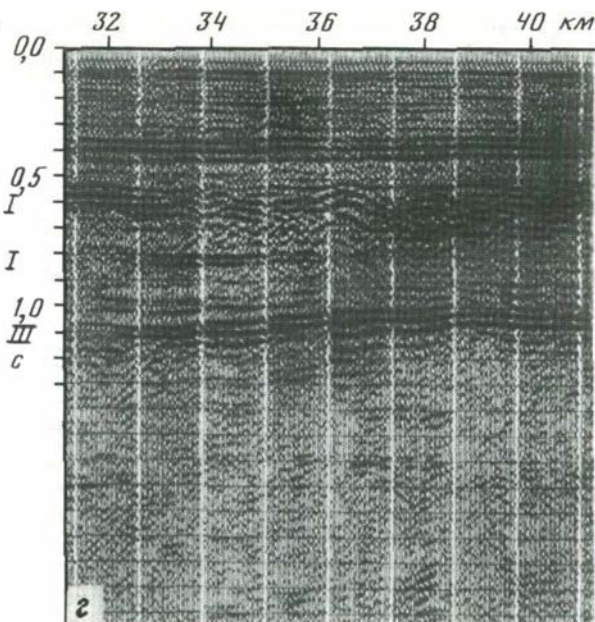
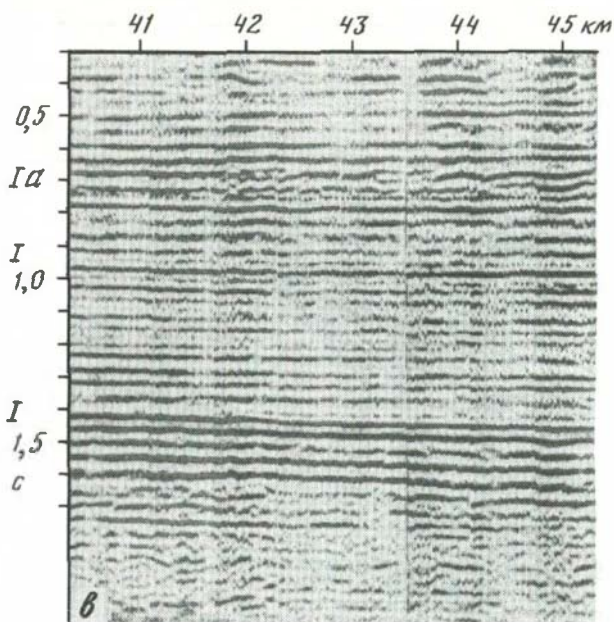
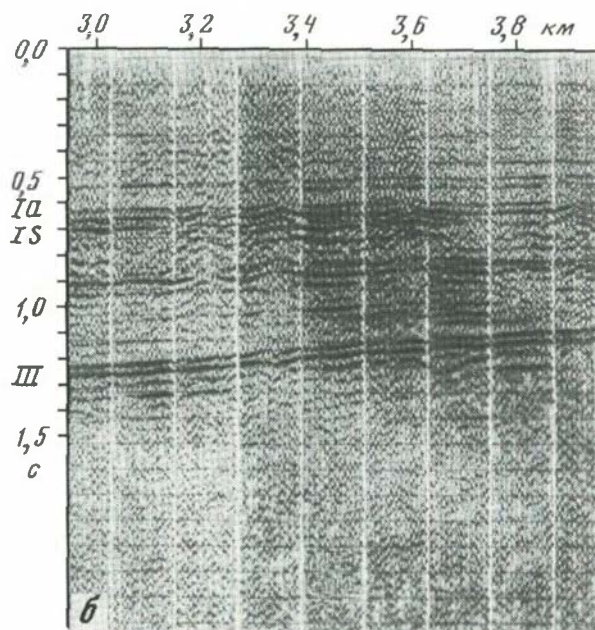
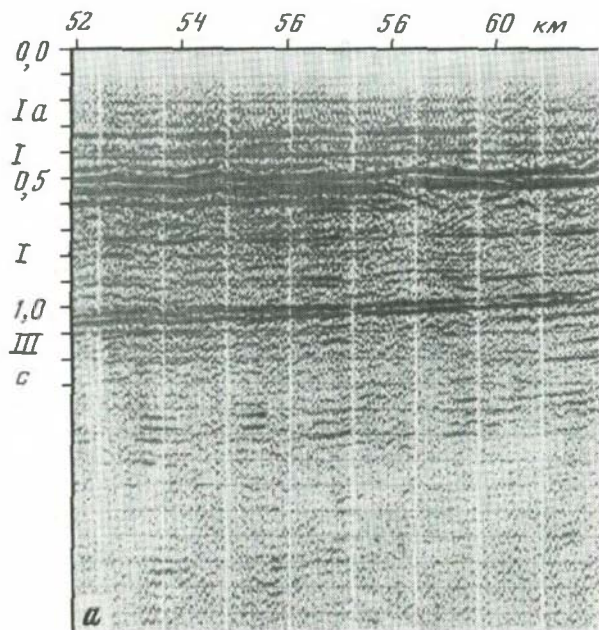


Рис. 1. Типы сейсмической записи между горизонтами Ia и I (средний—верхний миоцен): а — низкочастотный (профиль 68 008); б — непротивно-параллельный, осложненный дифракцией (профиль 427 906); в — протяженно-параллельный (профиль 1 377 245); г — хаотический (профиль 427 920). Расположение профилей см. на рис. 2

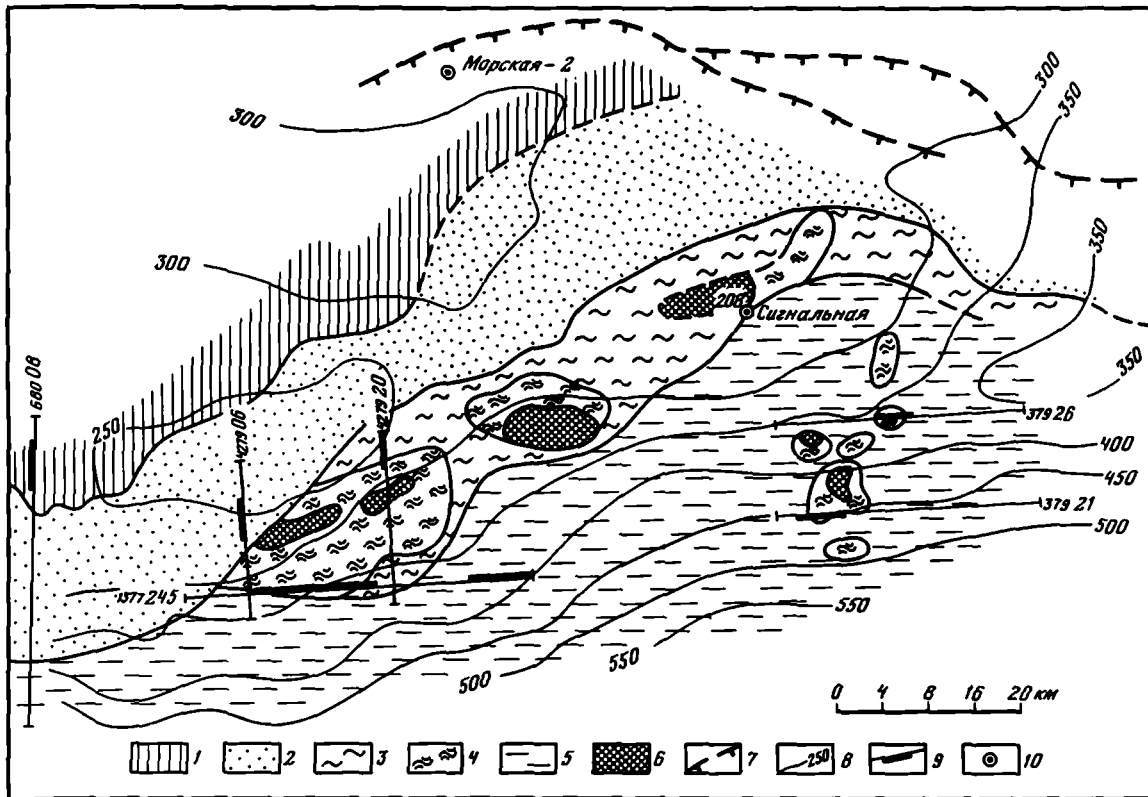


Рис. 2. Схема распространения средне-верхнемиоценовых сейсмофаций в пределах Тимашевской моноклинали и Азовского вала

Области развития: 1 — низкочастотной сейсмической записи; 2 — непротяженно-параллельной сейсмической записи, осложненной дифракцией; 3 — хаотической сейсмической записи; 4 — органогенные постройки; 5 — область развития протяженно-параллельной сейсмической записи; 6 — сейсмические АТЗ; 7 — главное Азовское нарушение; 8 — изогипсы по отражающему горизонту I, м; 9 — профили ОГТ с иллюстрируемыми участками (см. рис. 1, 3); 10 — скважины глубокого бурения

По конфигурации осей синфазности, амплитуде сейсмических волн, видимому периоду отражений, наличию дифрагированных волн было выделено четыре типа сейсмической записи в интервале разреза между горизонтами Ia и I: низкочастотный (рис. 1, а), непротяженно-параллельный, осложненный дифракцией (рис. 1, б), протяженно-параллельный (рис. 1, в), хаотический (рис. 1, г). Области распространения установленных типов сейсмической записи имеют субширотную протяженность. Низкочастотная запись в юго-восточном направлении сменяется непротяженно-параллельной, осложненной дифракцией, далее следуют области хаотической и протяженно-параллельной записей (рис. 2).

На фоне хаотической и протяженно-параллельной сейсмической записи отмечены специфические изолированные участки, в пределах которых наблюдается увеличение мощности (до 10%) средне-верхнемиоценовых отложений. К границам выделенных участков прислоняются характерные оси синфазности, внутри участков наблюдается резкое ослабление интенсивности сейсмической записи (рис. 3).

Результат анализа отечественных и зарубежных литературных источников позволил авторам предположить, что перечисленные признаки сейсмической записи могут отражать наличие в разрезе рифоподобных тел. Однако подобная сейсмическая запись может быть также обусловлена наличием в разрезе скоплений соли, что, естественно, создает дополнительные трудности в распознавании рифоподобных тел.

Данные бурения в акватории и на сопредельной суше, привлеченные для большей достоверности интерпретации, свидетельствуют об отсутствии отложений соли в разрезе, в то же время карбонатные отложения органогенного генезиса широко распространены в рассматриваемом стратиграфическом интервале. Так, в среднем и верхнем миоцене в разрезах скважин Западно-Бейсугская-250, Сигнальная встречены органогенные разности известняков. Данные бурения свидетельствуют о том, что в средне-позднемиоценовое время данный район, по-видимому, входил в состав шельфовой области с береговой линией, расположенной севернее.

Выделенная группа рифогенных тел образует вытянутую в северо-восточном направлении цепочку. Другая группа расположена в восточной части рассматриваемого региона и приурочена к Железинским поднятиям, представляющим собой выступы верхнемеловых отложений. Установлено девять преимущественно изометрических рифогенных структур, из них самая крупная занимает площадь в 146 км², а самая мелкая — 3,6 км². Мощности рифогенных тел изменяются от 200 до 350 м.

Полученные данные и анализ литературных источников [Достижения..., 1980; Волож и др., 1981; Селли, 1981] позволяют провести геологическую интерпретацию установленных типов сейсмической записи. Площади распространения низкочастотной и протяженно-параллельной записей, вероятно, отвечают средне-верхнемиоценовым отложениям, в которых преобладают илы с включениями гальки, доломиты, строматолитовые известняки и эвапориты. Они отлагались

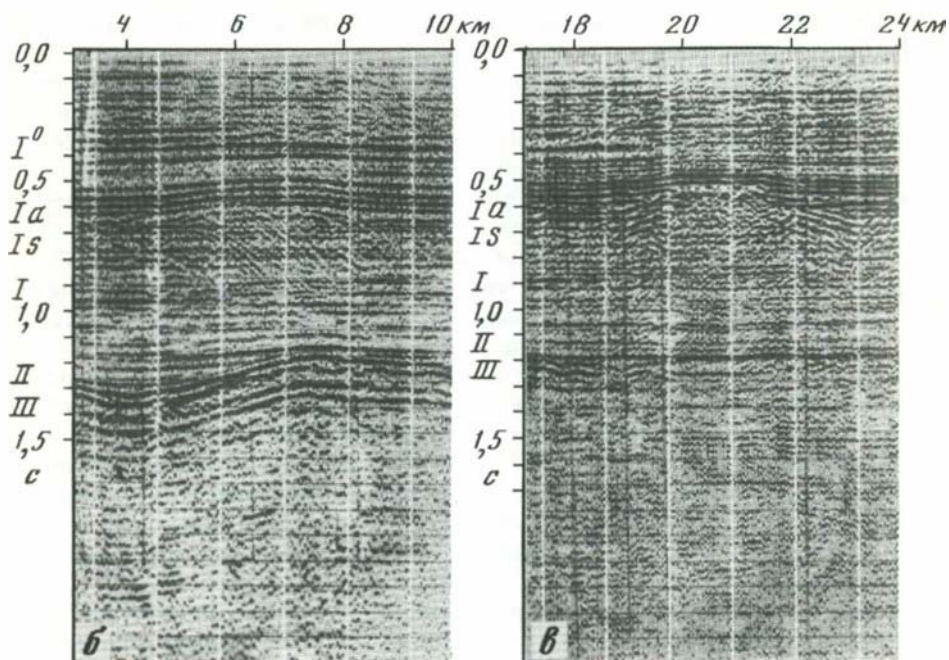
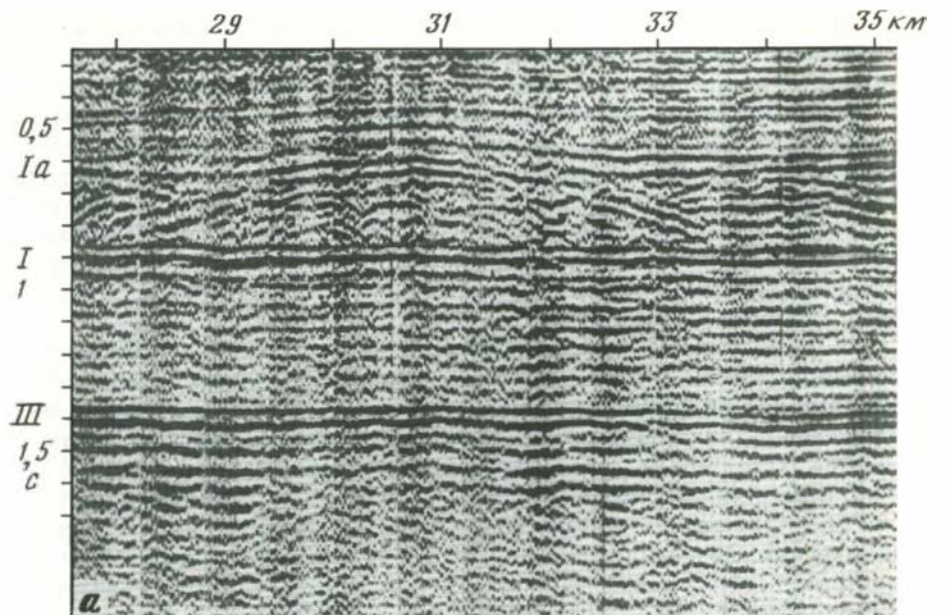


Рис. 3. Фрагменты временных разрезов по профилям 1377245, 37921, 37926 (см. рис. 2), иллюстрирующие встреченные предполагаемые органогенные постройки

в условиях нестабильного высокоэнергетического режима осадконакопления шельфа.

На площадях распространения хаотической записи средне-верхнемиоценовые отложения, по-видимому, представлены преимущественно карбонатными образованиями органогенного генезиса. В палеогеографическом отношении им соответствовала область морских отмелей и баров. Находясь в энергетически активной зоне, рифогенные постройки подвергались волновой эрозии, а обломочный материал в виде окружающего шлейфа переотлагался вокруг них. Мощность его достигает 300 м.

Для площадей с протяженно-параллельной сейсмической записью наиболее вероятным являются тонкослоистые слабокарбонатные глины. По всей вероятности, они образовались в условиях низкоэнергетического уровня осадконакопления в области волнового базиса.

Исходя из сказанного, наибольший интерес в нефтегазоносном отношении представляют площади с хаотической записью на уровне средне-верхнемиоценовых отложений. Здесь были выделены и зартированы рифогенные тела общей площадью до 300 км², к которым приурочен ряд сейсмических аномалий типа залежи общей площадью до 110 км². Практика нефтегазовых изысканий свидетельствует об их перспективности [Достижения..., 1980; Войтович и др., 1980; Волож и др., 1981]. Промышленные притоки газа получены из органогенных известняков мзотиса из скв. Западно-Бейсугская-205, а из скважины Сигнальная, расположенной на границе площади с хаотической конфигурацией осей синфазности, — из отложений сармата, представленного глинистой толщей с отдельными пропластками органогенных песков. В последней дебит газа составил 51 тыс. м³/сут через 10-миллиметровый штуцер. В северо-восточном Крыму известно месторождение Мысовое, где промышленный приток нефти получен из органогенных известняков тортона. Несомненно, что установленные рифогенные постройки средне-верхнемиоценовых отложений Азовского моря являются первоочередными объектами для ввода в глубокое разведочное бурение.

ЛИТЕРАТУРА

Войтович Е.Д., Муслимов Р.Х., Грунис Е.Б. и др. Пути повышения эффективности поисковых работ в Татарии // Геология нефти и газа. 1981. №11. С. 5—10.
Волож Ю.А., Липатова В.В., Козмодемьянская В.В. и др. Обнаружение рифогенных построек в триасовом комплексе Южного Мангышлака // Нефтегазовая геология и геофизика. 1981. № 1. С. 14—16.

Достижения в нефтяной геологии. М.: Недра, 1980. 328 с.

Сели П.К. Введение в седиментологию. М.: Недра, 1981. 370 с.

Е. В. Васильева

ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ АЛЖИРО—ПРОВАНСКОГО БАССЕЙНА СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ

Геологическое строение осадочного чехла Алжиро-Прованского бассейна в целом, а также отдельных его комплексов отражены в работах целого ряда исследователей [Казаков и др., 1979; Яншин и др., 1979; Маловицкий и др., 1982; Москаленко, 1981; Шимкус, 1981; Finetti, Morelli, 1973; Mauffret, 1976]. В них достаточно полно приводятся данные о степени изученности рассматриваемого бассейна как геологическими, так и геофизическими методами. В настоящей статье на основании обобщения имеющегося геолого-геофизического материала и с учетом результатов исследований, выполненных в последние годы [Fanucci et al., 1978—1979; Gennesseaux, Lefebvre, 1980; Leone et al., 1981], более детально проанализировано строение самой верхней части осадочного чехла — плиоцен-четвертичного комплекса и распределение его мощностей в Алжиро-Прованском бассейне.

В рассматриваемом бассейне можно выделить центральную глубоководную часть, где мощности плиоцен-четвертичных отложений в среднем 750—800 м, области Валенсийскую, Лионскую, Северо-Алжирскую, Лигурийскую, характеризующиеся повышенными значениями мощностей — более 1000 м, и области Балеарскую, Корсико-Сардинскую с малыми значениями (первые сотни и даже десятки метров) мощностей (см. рисунок).

Плиоцен-четвертичный комплекс представлен, по данным глубоководного бурения [Cita, 1974]; драгирования и трубок [Bellaiche et al., 1974; Bellaiche et al., 1979; Mauffret et al., 1982], в основном глинисто-карбонатными отложениями, сложенными карбонатными фораминиферовыми илами и наноилами с прослоями турбидитов.

В центральной, глубоководной, части Алжиро-Прованского бассейна, как показывает анализ сейсмических разрезов, плиоцен-четвертичные отложения в основном характеризуются параллельной слоистостью. Информация по ним на временных сейсмических разрезах составляет 0,2—0,8 с от дна моря. На всем своем протяжении плиоцен-четвертичные отложения имеют пологое залегание и подстилаются верхнемиоценовыми (мессинскими) эвапоритами. Поверхность последних по физическим свойствам является контрастной и представляет собой надежный репер для уверенного выделения границы между плиоценом и миоценом. В районах, где на абиссальной равнине широко распространены верхнемиоценовые солянокупольные структуры и вулканические образования, пологое залегание плиоцен-четвертичных слоев нарушается. Они деформированы или прорваны эвапоритами и вулканитами. Верхнемиоценовые солянокупольные структуры, как было выявлено многочисленными сейсмическими исследованиями, прове-

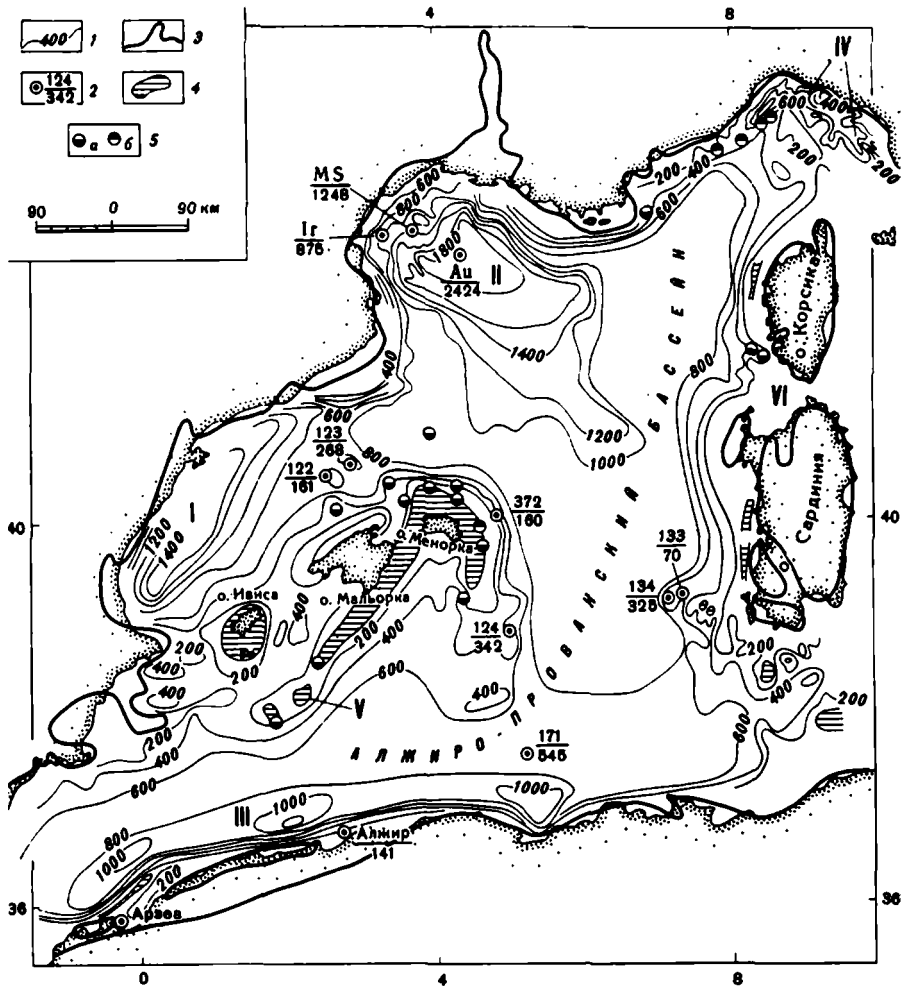


Схема мощностей плиоцен-четвертичных отложений Алжира-Прованского бассейна Средиземного моря по данным И.С. Чумакова [1974], А. Маффре [Mauffret, 1976]

1 — изопакты плиоцен-четвертичных отложений; 2 — скважины, вскрывшие плиоцен-четвертичные отложения (в числителе — номер скважины, в знаменателе — мощность плиоцен-четвертичных отложений, м); 3 — береговая линия плиоценового моря [Чумаков, 1974]; 4 — области отсутствия или малых значений мощностей плиоцен-четвертичных отложений, установленные сейсмическими исследованиями; 5 — точки опробования драгами и трубками (а — четвертичные, б — плиоценовые отложения).

Области распространения плиоцен-четвертичных отложений: значительных (более 1000 м) мощностей: I — Валенсийская, II — Лионская, III — Северо-Алжирская, IV — Лигурийская, с малыми значениями мощностей: V — Балеарская, VI — Корсико-Сардинская

денными зарубежными и советскими учеными [Glangeaud, 1966; Alinat et al., 1970; Alla, 1970; Finetti, Morelli, 1973; Tchoumakov et al., 1981], имеют весьма разнообразные формы. Их классифицируют по морфологии и взаимоотношению с перекрывающими плиоцен-четвертичными слоями [Лимонов, Чумаков, 1975]. Так, в Лигурийском море и к западу от о-ва Корсика солянокупольные структуры имеют вытянутую заостренную форму (типично диапировые структуры), их диаметр 1—3 км. На сейсморазрезах они почти непрерывно прослеживаются друг за другом, местами прорывают плиоцен-четвертичные толщи и в ряде случаев отмечаются в рельефе дна в виде холмов высотой до 50 м. Эти структуры получили название "корсид". К западу от распространения "корсид" и к югу от г. Тулона структуры становятся крупнее, диаметр их уже достигает 4—8 км, они приобретают изометрическую форму, а перекрывающие их плиоцен-четвертичные слои образуют антиклинальные перегибы. В районе Лионского залива встречаются крупные пологие структуры (антиклинали), которые почти не проявляются в рельефе дна.

Наблюдается погружение подошвы плиоцена от островов и берегов, где она приближена к поверхности дна, к абиссальной части до глубин 4—4,5 км. Валенсийская область, характеризующаяся повышенными значениями мощностей плиоцен-четвертичных отложений, вырисовывается как тектоническая впадина, вытянутая в северо-восточном направлении на северо-западе одноименного залива. Подошва плиоцена в ней залегает на глубинах 2,5—3 км. Мощности плиоцен-четвертичных отложений превышают 1500 м, а в скв. Сагунта-1 и Колумбретес А-1 достигают соответственно 2464 и 2937 м. Они сложены в основном терригенными отложениями, представляющими собой продукты выноса обломочного материала р. Эбро. Плиоцен-четвертичные осадки подстилаются, по данным скважин, пробуренных на шельфе, верхнемиоценовыми мессинскими отложениями глинисто-песчаного и частично карбонатного состава.

Плиоцен-четвертичные отложения большой мощности развиты в Лионском заливе. Они сложены осадками р. Рона. Изопахита 1000 м, оконтуривающая эту область, протягивается к югу до широты 40°. Мощности плиоцен-четвертичных отложений составляют более 2000 м, а в разведочной скважине Отан — 2424 м. Отложения представлены, в основном терригенными породами. На севере залива, по данным разведочных скважин, наблюдается выклинивание верхнемиоценовых эвапоритов и плиоцен-четвертичные отложения подстилаются среднемиоценовыми отложениями. По плиоцен-четвертичным отложениям вырисовывается крупный конседиментационный прогиб [Яншин и др., 1979], причем их подошва залегает на глубинах 3,5—4 км.

Большие мощности рассматриваемых отложений (более 1000 м) отмечаются в прогибах, выявленных сейсмическими исследованиями вдоль побережья Алжира (Северо-Алжирская область). В шельфовой зоне алжирского побережья, в районе скважины Арзев, намечается тектоническая впадина с мощностями более 500 м, которая является продолжением развитого на суше неогенового бассейна Шелиф.

В Лигурийской области, охватывающей северный и северо-восточ-

ный континентальные склоны, выделяется группа впадин с мощностью плиоцен-четвертичных отложений 800 м и более. От центральной глубоководной части Алжиро-Прованского бассейна они отделяются крупным поднятием, простирающимся в северо-западном направлении. Мощности плиоцен-четвертичных отложений на поднятии не превышают 200 м. Четвертичные осадки в пределах поднятия местами непосредственно подстилаются метаморфическими породами (серпичтовыми сланцами), сходными с пермскими сланцами Бриансонской зоны Западных Альп [Bellaiche et al., 1974].

В Балеарской области мощности плиоцен-четвертичных отложений составляют первые сотни метров. На северной и восточной окраинах о-ва Менорка и у о-ва Ивиса отложения отсутствуют или их мощность не превышает десятки метров. К югу от о-ва Мальорка распределение мощностей плиоцен-четвертичных отложений контролируется тектонической структурой банки Эмиль-Бодо и ее продолжением. Сносимый с о-ва Мальорка осадочный материал отлагался в расположенной к югу котловине. К континентальному склону Балеарских островов происходит выклинивание верхнемиоценовых эвапоритовых отложений и плиоцен-четвертичные образования с угловым несогласием и разрывом ложатся на более древние породы. Так, на восточном склоне о-ва Менорка плиоцен-четвертичный комплекс подстилается доэвапоритовыми отложениями, которые далее к острову выходят на поверхность. По данным бурения скв. 372, расположенной сравнительно недалеко от сейсмического профиля и вскрывшей доэвапоритовые отложения средне-нижнемиоценового возраста, можно предположить их аналогичный возраст.

Южнее о-ва Ивиса, на побережье Испании, плиоцен-четвертичные осадки мощностью до 400 м накопились во впадинах широтного простиранья. Впадины разделяются небольшими по размерам поднятиями, где мощности плиоцен-четвертичных отложений составляют лишь первую сотню метров. По характеру сейсмической записи и аномалиям магнитного поля можно сделать заключение, что многие из упомянутых поднятий имеют вулканическую породу. У побережья Испании плиоцен-четвертичные отложения местами покрывают миоценовые породы, которые по сейсмической записи сильно отличаются от эвапоритовых отложений и, по мнению А. Моффре [Mauffret, 1976], могут иметь континентальное происхождение.

Корсико-Сардинская область характеризуется малыми значениями мощностей плиоцен-четвертичных отложений. У о-ва Сардиния на сейсмических профилях, обработанных французскими исследователями [Leone et al., 1981], по поверхности фундамента, сложенного, по-видимому, породами палеозоя, отмечается система горстов и грабенов, заполненных плиоцен-четвертичными осадками, мощности которых изменяются от десятков до сотен метров. Скважины 134-B, 134-D, пробуренные к юго-западу от острова, под маломощными (200 м) плиоцен-четвертичными отложениями вскрыли палеозойские грауваки, сланцы, филлиты, сходные с палеозойскими комплексами Сардинии [Маловицкий и др., 1982]. Этот факт свидетельствует о том, что плиоцен-четвертичные отложения здесь залегают непосредственно

на палеозойских породах. Несколько севернее от указанных скважин, у подножия склона о-ва Сардиния [Tchoumakov et al., 1981], были отобраны хорошо окатанные галечники, гравий и включения брекчий палеозойского возраста, снесенные с острова. На юго-западном склоне о-ва Сардиния изопахитой 200 м оконтурено множество подводных вулканов и выступов фундамента.

В пределах континентальных склонов Алжиро-Прованского бассейна плиоцен-четвертичные отложения осложнены оползнями и прорезаны многочисленными каньонами.

Анализируя распределение мощностей плиоцен-четвертичных отложений и поведение их подошвы в пределах Алжиро-Прованского бассейна, можно предположить, что к началу плиоцена в Валенсийском, Лионском заливах, в Лигурийском море и на побережье Алжира существовали крупные отрицательные тектонические структуры. Они испытывали активное погружение и интенсивно заполнялись осадочным материалом, поступавшим с прилегающих участков суши. В центральной же глубоководной части Алжиро-Прованского бассейна плиоцен-четвертичных отложений накопилось существенно меньше в связи с тем, что приносимый с суши осадочный материал как бы перехватывался в основном на указанных конседиментационных структурах.

ЛИТЕРАТУРА

Казаков О.В., Пустыльников М.Р., Семенов А.В. и др. Тектоника и нефтегазоносность Средиземного моря по данным геолого-геофизических исследований // Морская геология и геофизика: Обзор. М.: ВИЭМС. 1979. С. 37—45.

Лимонов А.Ф., Чумаков И.С. К характеристике соляных структур западной части Средиземного моря // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. N 5. С. 152.

Маловицкий Я.П., Чумаков И.С., Шимкус К.М. и др. Земная кора и история развития Средиземного моря. М.: Наука, 1982. 504 с.

Москаленко В.Н. Строение земной коры Средиземного моря по сейсмическим данным. М.: Наука, 1981. 428 с.

Чумаков И.С. Нижний плиоцен Средиземного моря — фация мгновенной трансгрессии ("потоп") // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. N 2. С. 114.

Шимкус К.М. Осадкообразование Средиземного моря в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1981. 472 с.

Яншин А.Л., Есина Л.А., Маловицкий Я.П., Шлезингер А.Е. Осадочный чехол и происхождение глубоководной котловины Алжиро-Прованского бассейна // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. N 6. С. 5—23.

Alinat J., Leenhardt O., Hinz K. Quelques profils en sondage sismique continu Méditerranée occidentale // Rev. Inst. franc. pétrole. 1970. Vol. 25, N 3. P. 305—326.

Alla G. Etude sismique de la plaine abyssale au sud de Toulon // Ibid. P. 291—304.

Bellaiche G., Genesseeux M., Mauffret A. et al. Prélèvements systematiques et caractérisation des réflecteurs acoustiques: nouvelle étape dans la compréhension de la géologie de la Méditerranée occidentale // Mar. Geol. 1974. Vol. 16, N 3. P. 1447—1456.

Bellaiche G., Rehault J.-P., Vanney J.-R. et al. Plongeur en submersible dans les canyons Méditerranéens: principaux résultats de la campagne Cyaligure // Bull. Soc. geol. France. 1979. Vol. 21, N 5. P. 533—543.

Cita M.B. Stratigraphie du Néogène dans les fonds marins. // Mém. Bur. rech. géol. et minières. 1974. Vol. 1, N 73. P. 387—396.

Fanucci F., Mirabile L., Picazzo M. Margine continentale della Liguria alpina // Ann. Fac. Univ. Napoli. 1978, 1979. Vol. 47/48. P. 147—161.

Finetti L., Morelli C. Geophysical exploration of the Mediterranean Sea // Boll. geofis. teor. ed. appl. 1973. Vol. 15, N 60. P. 263—341.

Genesveaux M., Lefebvre D. Le Golfe du Lion et le Paléo-Rhône messinien // Géol. Méditerran. 1980. Vol. 7, N 1. P. 71—80.

Gilgcaud L. Les grands ensembles structuraux de la Méditerranée occidentale d'après les données de Géoméde I // C.r. Acad. sci. 1966. Vol. 262. P. 2405—2408.

Leone F., Ulzega F., Lecca L. Nouvelles observations sur la morphologie et la structure de la plateforme continentale de la Sardaigne occidentale // Rapp. et proc.-verb. réun. Comm. intern. explor. sci. Mer méditerran. Monaco. 1981. Vol. 27, N 8. P. 37—39.

Mauffret A. Étude géodynamique de la marge des îles Balears: Thèse doct. état es sci. natur. P.: Univ. P. et M. Curie. 1976. 901 p.

Mauffret A., Labarbarie M., Montadert L. Les affleurements des séries sédimentaires précéocènes dans le bassin Méditerranéen nord-occidental // Mar. Geol. 1982. Vol. 45. P. 159—175.

Tchoumakov I.S., Dontson V.V., Sorokine V.M. Résultats préliminaires des dragages et carottage du substratum du bassin Méditerranéen occidental (Croisière du N/R Akademik Petrovsky) // Rapp. et proc.-verb. réun. Comm. intern. explor. sci. Mer méditerran. 1981. Vol. 27, N 8. P. 33—34.

УДК 551.24(267)

В.И. Кара, С.Р. Илюхин, К.Н. Мамошина

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКОГО ХРЕБТА (Индийский океан)

Западно-Австралийский хребт (Брокен) и желоб Оби располагаются в юго-восточной части Индийского океана. Хребт торцово сочленяется с южным звеном Восточно-Индийского хребта и имеет асимметричное строение. Северный его склон полого наклонен и сочленяется с внешней частью Западно-Австралийской котловины, южный склон круто обрывается к фланговой зоне Австрало-Антарктического поднятия и к Амстердамской котловине. В подножии северного склона располагается южная часть Западно-Австралийской котловины, в подножии южного склона — желоб Оби. На востоке Западно-Австралийский хребт котловинами Натуралиста и Брокен отделен от материковой окраины Австралии и плато Натуралиста, от которого по направлению к Западно-Австралийскому хребту протягивается ряд возвышенностей, подчеркивающих структурную связь хребта с континентальными структурами Юго-Западной Австралии. Вершинная поверхность хребта в западной его части располагается на глубине 1100—1200 м и плавно погружается в северо-восточном направлении. Желоб Оби состоит из отдельных, частично обособленных впадин, имеющих генеральное простирание на восток-юго-восток и средние глубины около 5000 м.

Строение Западно-Австралийского хребта и взгляды на его тектоническую природу отражены в работах Ю.М. Пушаровского и П.Л. Безрукова [1973], Б. Луйендика и Т. Дэвиса [Luyendyk, Davies, 1974], В.Ф. Канаева [1979], Г.Б. Удннцева и Е.В. Кореневой [1980], А.В. Живаго [1982], тем не менее история развития региона остается во многом неясной.

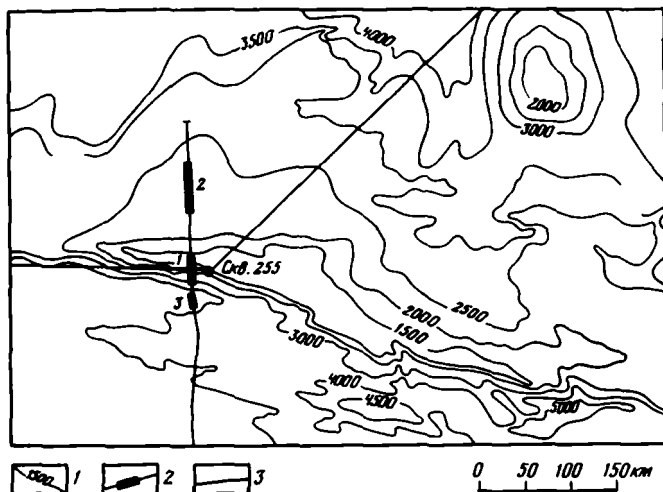


Рис. 1. Батиметрическая карта Западно-Австралийского хребта и схема расположения профилей и скв. 255 [Геолого-геофизический... 1975; Luyendyk, Davies, 1974]

1 — изобаты, м; 2 — фрагменты (1, 2, 3) регионального профиля НИС "Дмитрий Лаптев"; 3 — профиль б с "Гломар Челленджер"

Скважина 255 является единственной в пределах Западно-Австралийского хребта. Она пробурена у южной бровки западной части вершинной поверхности. По описанию, приведенному Б. Луйендиком и Т. Дэвисом [Luyendyk, Davies, 1974], у забоя вскрыты известняки сантона, содержащие глауконит (интервал 75—108,5 м). Слои известняков падают к северу под углом 15—30°. На них с угловым несогласием залегает эоценовый глинистый мел, перекрытый среднеэоценовыми гравийными отложениями (интервал 55—75 м). На гравийных отложениях с меньшим угловым несогласием залегают нижнемиоценовые неконсолидированные нанофораминиферовые илы, повсеместно перекрытые маломощными четвертичными фораминиферовыми илами.

В 1980 г. ПО "Южморгеология" отработан региональный сейсмический профиль по методике непрерывного сейсмического профилирования пересекающий западную часть хребта и желоб Оби (рис. 1). Он проходит примерно в 25 км западнее скв. 255 и увязан с сейсмическими профилями "Гломар Челленджера". Анализ новых геофизических материалов дает возможность более полно реконструировать геологическую историю этой части Индийского океана.

При изучении структуры осадочного чехла, условий его формирования и формирования структурных форм использовались приемы и методы сейсмостратиграфического анализа, основы которого разработаны Р. Митчелом и др. [1982] и в настоящее время широко известны. Суть используемых сейсмостратиграфических методов сводится к тому, что на сейсмических разрезах выделяются не отдельные горизонты, а "пачки отражений", которые по кинематическим, динамическим и другим характеристикам соответствуют отложениям

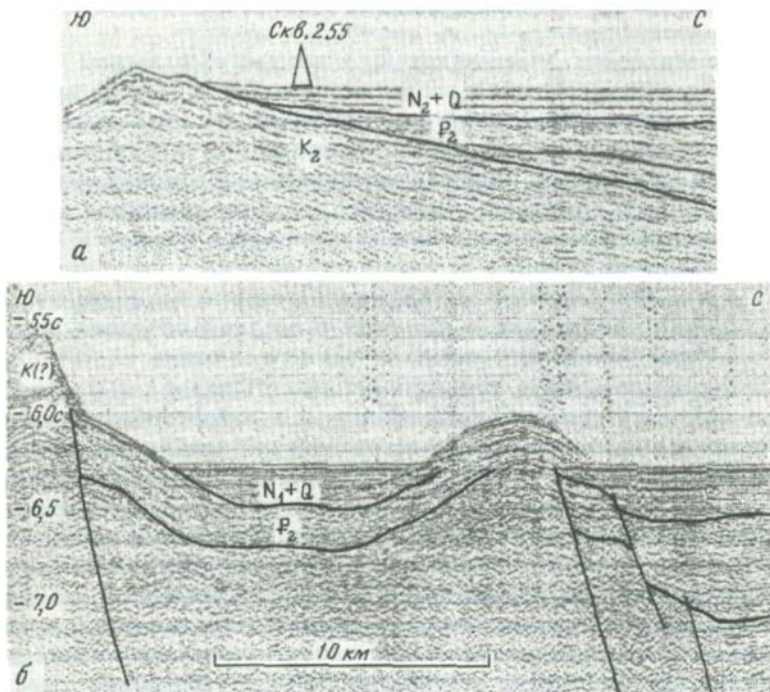


Рис. 2. Временные разрезы (местоположение см. на рис. 1): а — фрагмент 1, район вершинной поверхности Западно-Австралийского хребта, положение скв. 255 снесено по профилю МОВ "Гломар Челленджера"; б, в — фрагмент 3; з — осевая часть желоба Оби. Индексами обозначен предполагаемый возраст отложений

определенного литологического типа. История развития осадочного покрова изучается не по сопоставлению структурных планов по опорным горизонтам, а по характеру взаимоотношений между выделенными сейсмокомплексами.

Рассматриваемый материал (рис. 2) показывает, что в пределах вершинной поверхности Западно-Австралийского хребта отчетливо выделяются три сейсмокомплекса.

Нижний, представленный известняками сантона, выходит у южной бровки вершинной поверхности на поверхность дна, а к северу его кровля плавно погружается. Внутренняя структура известняков сантона и их мощность не могут быть оценены по имеющимся сейсмическим данным, поскольку прослеживающиеся в их пределах отражения завуалированы весьма интенсивным кратным отражением от поверхности известняков. По этой же причине, а также вследствие интенсивного поглощения сейсмических волн в толще известняков до настоящего времени не получены отражения от поверхности фундамента. Эти обстоятельства не позволяют судить о внутренней структуре сантонских известняков. Можно лишь полагать, что кровля их размыта и полого наклонена на север, при этом интенсивность

отражательной способности кровли известняков также падает в северном направлении.

На поверхности известняков с угловым несогласием залегают отложения, характеризующиеся непротяженными, неяснослоистыми, относительно высокоскоростными отражениями. Отдельные горизонты, прослеживающиеся в этой толще, налегают на кровлю известняков сантона и подходят к подошве миоценовых отложений. Суммарная мощность этого комплекса, имеющего в районе скважины эоценовый возраст, в северном направлении увеличивается более чем в 2 раза. Среднеэоценовые гравийно-галечные отложения в кровле этого комплекса и его несогласное залегание свидетельствуют о значительных тектонических подвижках и перерыве в осадконакоплении, имевших место в период с позднего эоцена до раннего миоцена.

Как отмечалось выше, суммарная мощность надмеловых отложений увеличивается в северном направлении и в районе обширного плато на северном склоне Западно-Австралийского хребта она составляет 800—1000 м. Резкое увеличение мощности надмеловых (?) осадочных отложений приводит к появлению в разрезе ряда сейсмических комплексов, отсутствующих в пределах вершинной части хребта.

Отражения от кровли известняков сантона прослеживаются в северном направлении недостаточно уверенно. Кроме того, по направлению к северной границе плато в нижней части разреза, сложенной предположительно верхнемеловыми карбонатными отложениями, появляются горстообразные структуры. Сейсмическая запись в пределах ядер этих структур осложнена дифрагированными волнами от плоскостей сбросов, и сейсмические границы не прослеживаются. Можно лишь предполагать, что эти горстовые структуры сложены породами мелового возраста.

Карбонатные отложения эоцена по характерным несогласиям в подошве и кровле опознаются лишь в пределах вершинной поверхности хребта. На верхней части склона и в пределах плато сейсмические отложения такого же облика (волнистой конфигурации) залегают согласно как с ниже-, так и вышележащими. Можно предполагать, что в северном направлении на известняки сантона налегают достаточно высокоскоростные верхнемеловые—палеоэоценовые отложения, на которых согласно залегают эоценовый мел, а поверхность несогласия между породами мелового и палеогенового возраста погружается на глубины свыше 4 с и соответственно не фиксируется на временных разрезах. Поверхность несогласия между эоценовыми и миоценовыми отложениями исчезает с появлением промежуточного сейсмокомплекса, имеющего специфичные для данного региона черты строения. Этот промежуточный комплекс в разрезе имеет клиновидную форму и примерно постоянную в пределах плато мощность. Отражения в пределах этого комплекса имеют минимальную для данного региона амплитуду и максимальную выдержанность по латерали. Наблюдается ритмичное чередование относительно высокоскоростных и низкоскоростных прослоев. По облику этот комплекс резко отличается от отложений карбонатного состава. Эти обстоятельства, а также условия

залегания промежуточного комплекса позволяют предполагать его терригенный состав. Поскольку мощность карбонатной части эоценового разреза не претерпевает заметных изменений, можно также предполагать, что терригенные отложения имеют позднеэоцен-раннеолигоценовый возраст.

В верхней части склона и тыльной части плато между эоценовыми и миоценовыми отложениями на поверхности терригенного комплекса залегает сейсмокомплекс (вероятно, олигоценового возраста), имеющий линзовидную форму. Отражения в его пределах имеют расходящуюся конфигурацию, образуя многочисленные "линзы", протягивающиеся в плоскости профиля на 6—8 км. Мощность этого комплекса увеличивается вниз по склону до 300 м, а затем постепенно уменьшается вплоть до полного выклинивания. Структурное положение этого комплекса и его линзовидная внутренняя структура позволяют предполагать, что он сложен карбонатно-терригенным материалом, снесенным с вершинной поверхности хребта.

Отложения миоцен-плиоценового возраста представлены глубоко-водными нанофораминиферовыми илами, характеризующимися параллельными регулярными отражениями. В пределах вершинной поверхности хребта и в нижней части его северного склона миоцен-плиоценовые отложения имеют мощность около 150 м, а на остальной части склона не более 30 м. Характер залегания отложений этого возраста на нижележащих отложениях вниз по склону изменяется. На вершинной поверхности и в нижней части северного склона они залегают несогласно на нижележащих, а в верхней части склона, в области развития отложений с линзовидной внутренней структурой, согласно. Вниз по склону регулярность отражений постепенно уменьшается, что дает основания предполагать увеличение доли терригенного материала. Увеличение мощности миоцен-плиоценовых отложений в пределах вершинной поверхности Западно-Австралийского хребта обусловлено интенсивным накоплением карбонатной "шапки". Отложения этой "шапки" представлены водонасыщенными фораминиферовыми илами, образующими на сейсмических профилях "прозрачный" слой со скоростями 1550—1600 м/с.

Большую роль в формировании структуры осадочного чехла Западно-Австралийского хребта и его конседиментационных деформаций играют разрывные нарушения. В пределах вершинной поверхности разрывные нарушения по сейсмическим данным практически не прослеживаются (см. рис. 2,а). В верхней части склона широко развиты сбросы, последовательно омолаживающиеся по направлению к вершинной поверхности, что свидетельствует о постепенном и прогрессивном прогибании северного склона хребта. Так, у бровки вершинной поверхности сбросами рассечена вся толща осадков, начиная с плиоценовых, в верхней части склона — начиная с эоценовых, а в нижней части склона разрывные нарушения фиксируются лишь в верхнемеловых (?) отложениях.

В осевой части плато, располагающегося на северном склоне Западно-Австралийского хребта, в нижней части разреза широко

развиты горстовые структуры. В пределах этой зоны деформаций отложения эоценового возраста наблюдаются эпизодически, терригенный комплекс перекрывает большую часть горстов, однако при этом также рассечен разрывными нарушениями, а низы миоцен-плиоценового комплекса конседиментационно облекают осевые части горстов. Формирование горстовых структур произошло, по-видимому, в олигоцен-раннемиоценовое время.

Во внешней части плато интенсивность деформаций снижается. Здесь развиты корытообразные грабены, выполненные отложениями терригенного комплекса, при этом ряд сбросов маркируются подводными долинами.

В пределах желоба Оби, располагающегося в подножии южного склона Западно-Австралийского хребта, отчетливо обособляются три сейсмокомплекса (рис. 2, б).

Нижний сейсмокомплекс характеризуется многочисленными малоамплитудными дифрагированными отражениями и сложен породами фундамента. Отложения среднего сейсмокомплекса, которым свойственны широкофазные субпараллельные отражения большой интенсивности, распространены в пределах грабенообразных впадин, образующих желоб Оби. По данным драгирования и пробоотбора, выполненного ПО "Южморгеология", они представлены карбонатными породами предположительно эоценового возраста. Отложения верхнего сейсмокомплекса развиты только в пределах осевых частей грабенов и залегают на эоценовых (?) карбонатных породах с угловым несогласием. Сейсмические отражения имеют здесь регулярную субпараллельную конфигурацию. Породы акустического фундамента регистрируются южнее желоба Оби в виде сейсмокомплекса с хаотичной конфигурацией и не имеют четкой поверхности. По данным пробоотбора, отложения верхнего сейсмокомплекса представлены фораминиферовыми неуплотненными илами миоцен-плиоценового возраста. Их мощность в осевых частях впадин достигает 300 м, в бортовых частях слон прислоняются к нижележащим либо ограничены плоскостями сбросов. Последние фиксируются по зонам, в пределах которых происходит резкая смена регулярных субпараллельных отражений хаотичными или бугристо-клиноформными.

Полученные данные по региональному сейсмическому профилю, пересекающему желоб Оби и западную часть Западно-Австралийского хребта, позволяют критически подойти к схеме развития юго-восточной части Индийского океана, предложенной Б. Луйендиком и Т. Дэвисом [Luyendyk, Davies, 1974]. Эти исследователи, по материалам бурения скв. 255 и сейсмическим данным, полученным "Гломар Челленджером", наметили такую последовательность развития региона. Западно-Австралийский хребет образовался вследствие вулканической активности вдоль зоны первичного рифта между Австралией и Антарктидой в раннем мелу. Строение хребта аналогично строению плато Натуралиста, и ранние этапы их развития имели много общих черт. В позднем мелу и палеоцене хребет располагался выше уровня лизоклина и медленно погружался, а в период между поздним мелом и поздним эоценом должно было произойти значительное воз-

дымание осевой части хребта. Соответственно происходила эрозия отложений, залегающих в районе вершинной поверхности хребта. Следы этой эрозии, помимо угловых несогласий и прослоев гравийно-галечного материала, фиксируются в виде переотложенных олигоценовых фоссилий, обнаруженных в базальных слоях миоцена скв. 255 [Initial..., 1974].

Анализ сейсмических данных, полученных ПО "Южморгеология", и сопоставление их с опубликованными сейсмическими данными по этому же району [Удинцев, Коренева, 1980; Живаго, 1982; Luyendyk, Initial..., 1974] позволяют утверждать, что в позднем мелу район Западно-Австралийского хребта представлял собой область мелководного биогенного карбонатного осадконакопления. Карбонатные отложения мел-палеоценового (?) возраста распространены не только на вершинной поверхности хребта, но и на его северном склоне и в пределах плато. Отражения от их кровли прослеживаются примерно до изобаты 2700—2800 м, т.е. на расстояние несколько больше 200 км от осевой части вершинной поверхности. Это дает основание полагать, что в позднемеловое время большая часть Западно-Австралийского хребта представляла собой карбонатную платформу. Сходные условия осадконакопления существовали в позднемеловое время и в пределах плато *Натуралиста* (данные скв. 258) [Initial..., 1974]. Привлечение информации по скв. 257, вскрывшей относительно мелководный разрез карбонатных отложений верхнего мела в пределах котловины *Натуралиста*, позволяет достаточно обоснованно предполагать, что Западно-Австралийский хребет не является первично-вулканическим образованием, а представляет собой структурно-тектонический останец единого субконтинентального массива, располагавшегося в позднемеловое время западнее Австралии и включавшего в свой состав плато *Натуралиста*, южную часть одноименной котловины, Западно-Австралийский хребет, плато *Зенит* и ряд других структур.

В палеоцен-раннеэоценовое время начался процесс обособления единого массива на современные структурные элементы. В начале эоцена северный склон Западно-Австралийского хребта полого наклонился к северу. Это обусловило как несогласное залегание эоценовых отложений на верхнемеловых, так и формирование клинообразного тела терригенных отложений. Наклон северного склона хребта мог являться следствием начала спрединга в этом регионе. Следует отметить, что к желобу *Оби* со стороны Австрало-Антарктического срединного поднятия подходит магнитная аномалия N17. Это свидетельствует о том, что к югу от хребта развита кора позднеэоценового возраста и моложе, т.е. изменения в характере залегания осадочных комплексов на северном склоне хребта непосредственно связаны с изменением структуры региона. Желоб *Оби* в эоценовое время не существовал, а в его современных границах накапливались относительно мелководные карбонатные отложения.

В олигоценовое время произошло заложение желоба *Оби* и дальнейшее погружение северного склона хребта, при этом на процесс погружения северного склона наложился и начал оказывать существенное влияние процесс миграции южного борта Западно-Австралий-

ской котловины. Последний, по-видимому, обусловил последовательное омоложение систем сбросов и их своеобразную миграцию по направлению к осевой части хребта. Кроме того, предположение о миграции в южном направлении бортовой части Западно-Австралийской котловины позволяет понять формирование зоны интенсивных горстовых деформаций. Образование последней в предмиоценовое время можно объяснить тем, что именно вдоль осевой части северного плато Западно-Австралийского хребта произошла разгрузка напряжений, возникших в земной коре вследствие сложившейся к началу миоцена геодинамической обстановки. Особенность этой обстановки заключалась в том, что Западно-Австралийский хребет располагался на северном фланге активно росшего Австрало-Антарктического поднятия, т.е. южная часть хребта испытывала воздымание, а с севера в направлении Западно-Австралийского хребта происходило расширение Западно-Австралийской котловины. После разгрузки тектонических напряжений, выразившейся, по нашему мнению, в формировании желоба Оби и зоны горстовых деформаций, начиная с позднего миоцена происходило постепенное плавное погружение хребта и накопление относительно глубоководных илов карбонатного состава. При этом часть отложений была снесена вниз по склону, образовав там зоны повышенной мощности миоцен-плиоценовых отложений.

В пределах желоба Оби начиная с миоцена также происходило постепенное накопление карбонатных илов. Горизонтальное залегание этих илов свидетельствует об отсутствии значительных тектонических подвижек в пределах желоба в миоцен-четвертичное время.

Таким образом, можно полагать, что особенности строения осадочного чехла, развитого на северных склонах Западно-Австралийского хребта, отражают изменения региональной геодинамической обстановки во всей юго-восточной части Индийского океана. Для установления всех этапов развития этого хребта необходимо выполнение комплекса геолого-геофизических исследований, в первую очередь выяснение взаимоотношений между осадочным выполнением Западно-Австралийской котловины и осадочными образованиями, развитыми в нижней части северного склона Западно-Австралийского хребта.

ЛИТЕРАТУРА

- Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: ГУГК, 1975.
- Живаго А. В. Морфоструктура и история развития хребта Брокен (Западно-Австралийского) на юго-востоке Индийского океана // Тез. 5-й Всесоюз. шк. по морской геологии. М., 1982. Т. 2. С. 97—100.
- Канаев В. Ф. Рельеф дна Индийского океана. М.: Наука, 1979. 266 с.
- Митчелл м. Р. М., Вейл П. Р., Сангри Дж. Б. Стратиграфическая интерпретация сейсморезервов МОВ по конфигурации отражений // Сейсмическая стратиграфия. М.: Мир, 1982. Т. 1. С. 215—242.
- Пуцаровский Ю. М., Безруков П. Л. О тектонике восточной части Индийского океана // Геотектоника, 1973. № 6. С. 3—19.
- Удинцев Г. Б., Коренева Е. В. Происхождение асейсмичных хребтов восточной части Индийского океана // Геотектоника, 1980. № 6. С. 13—22.
- Initial Reports of Deep Sea Drilling Project. Wash., 1974. Vol. 26. 1129 p.
- Луцендук В. Р., Дэйвис Т. А. Results of DSDP Leg 26 and the geologic history of the Southern Indian Ocean // Ibid. P. 909—944.

С. М. Жарков

ПОСЛЕСРЕДНЕЗОЦЕНОВЫЙ СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА РАЙОНА БИСКАЙСКОГО ЗАЛИВА

Бискайский глубоководный бассейн имеет треугольную форму. На северо-востоке он ограничен докембрийскими и палеозойскими комплексами Армориканского массива, на юге сопряжен с Иберийскими палеозойскими и Пиренейскими альпийскими складчатыми структурами. На востоке Бискайский бассейн поперечным поднятием Ланд отделен от Аквитанского бассейна, занимающего шельф и прилегающую сушу [Аркелл, 1961; Хаин, 1977; Гийемо, 1978]. На западе он раскрывается во внутренние районы Атлантического океана и его ограничение плохо изучено.

Бискайский бассейн хорошо исследован. Здесь в пяти пунктах пробурены глубоководные скважины [Тимофеев, Боголюбова, 1980; Тимофеев, Еремеев, 1980; Laughton et al., 1972; Montadert, Roberts, 1976; Timofeev, Bogolyubova, 1979], накоплен значительный геофизический материал: многочисленные сейсмические профили [Монтадер и др., 1978; Avedik, 1975; Cholet et al., 1968; Damotte et al., 1968; Montadert, Winnock, 1971; Le Pichon et al., 1971; Sibuet, Le Pichon, 1971], гравиметрические и магнитометрические данные [Le Mouel, Le Borgne, 1971]. Вопросы происхождения Бискайского бассейна широко обсуждались в литературе [Гарецкий, 1972; Грамберг, Литвинов, 1982; Кропоткин, Титков, 1981; Монтадер и др., 1978; Montadert, Winnock, 1971; Le Pichon et al., 1971; Initial..., 1979; Avedik, 1975; Montadert, Roberts, 1976]. Анализ временных сейсмических разрезов позволяет существенно уточнить строение постсреднеэоценового комплекса осадочного чехла Бискайского бассейна, а следовательно, более объективно подойти к расшифровке его генезиса.

По сейсмическим материалам в разрезе Бискайского бассейна выделяются акустический фундамент и осадочный чехол. Первый из них характеризуется дифрагированным волновым полем или круто наклоненными отдельными площадками. В осадочном чехле Бискайского бассейна по различной волновой картине и залеганию слоев выделяются два структурных комплекса. В нижнем комплексе слои по-разному изгибаются; к его кровле приурочен опорный отражающий сейсмический горизонт. Отложения верхнего комплекса разделены на два подкомплекса. В нижнем, распространенном в основном в пределах современного континентального склона и на отдельных участках абиссальной равнины, слои залегают субпараллельно дну моря. Мощность отдельных горизонтов не всегда выдержана. Вблизи подножия континентального склона отложения нижнего подкомплекса обычно выклиниваются. Отложения верхнего подкомплекса наиболее широко распространены в пределах современной абиссальной равнины, где их слои на значительных площадях залегают горизонтально. Только

на подводных возвышенностях Кантабрия и Гасконь они дислоцированы и залегают параллельно дну моря. На современном континентальном склоне отложения верхнего подкомплекса распространены не повсеместно. По этим данным построена карта мощностей верхнего комплекса осадочного чехла Бискайского бассейна (рис. 1, см. вкл).

Верхний структурный комплекс пройден пятью скважинами [Laughton et al., 1972; Initial..., 1979]. По данным их изучения, разрез комплекса в северо-западной части Бискайского бассейна начинается с верхнего эоцена, несогласно залегающего на доверхнеэоценовом нижнем комплексе. Нижняя часть разреза верхнего комплекса представлена зеленовато-серыми мергелистыми комковатыми илами и мелом (до 85 м в скв. 402). Иногда встречается кремнистый материал. Отложения олигоцена (скв. 400, 401) сложены зеленоватым, желтовато-серым и желтовато-коричневым мергелистым мелом, мощностью до 65 м. Миоценовые породы встречены только в скв. 400. Они состоят из мергелистого мела и мела зеленоватого и голубоватого цвета, общей мощностью до 260 м. Отложения плиоцена имеют мощность около 100 м и сложены илами и мелом. Четвертичные отложения, вскрытые скв. 402 в погруженной области континентального склона (вблизи каньона Шамрок), представлены известковистыми и фораминиферовыми илами, общей мощностью 110 м [Тимофеев, Боголюбова, 1980; Тимофеев, Еремеев, 1980; Mondadert, Roberts, 1976; Initial..., 1979; Timofeev, Bogolyubova, 1979].

Скважины 118, 119, расположенные в юго-западной части Бискайского бассейна, вскрыли полный разрез отложений верхнего комплекса начиная с олигоцена. В скв. 119, где их мощность составляет около 80 м, они представлены бледно-желтыми глинами. Миоценовые отложения в скв. 118 имеют мощность 280 м и сложены разноцветными глинами, известковистыми песчаниками, глинистой брекчией, а в скв. 119 — преимущественно глинами мощностью 140 м. Отложения плиоцена (в скв. 118 мощность 150 м, в скв. 119 — 60 м) состоят в основном из глин и илов, так же как и отложения плейстоцена (в скв. 118 мощность 250 м, в скв. 119 — 75 м) [Laughton et al., 1972].

В сопредельных районах суши (Аквитанский бассейн) постсреднеэоценовые отложения представлены конгломератами, песчаниками, глинами и известняками (до 2 км). В более северных районах распространены карбонатно-терригенные отложения мощностью в первые сотни метров [Montadert et al., 1971a]. На шельфе в Аквитанском бассейне эксплуатационным и разведочным бурением обнаружены мелководные терригенно-карбонатные отложения [Dardel, Rosset, 1971].

В пределах бассейна Западных подходов пролива Ла-Манш верхний комплекс представлен карбонатно-терригенными породами, содержание карбонатного материала в которых выше (особенно в эоценовых отложениях), чем в одновозрастных породах прилегающих районов суши. В верхней части современного континентального склона, входящего в состав бассейна Западных подходов, драгированием с глубины 1000 м были подняты известняки и мел эоценового и миоценового возраста. Литологический и фаунистический анализы, показывают, что отложения эоцена накапливались в мелководных условиях

(глубина до 200 м), а миоцена — в более глубоководных (более 500 м) [Аркелл, 1961; Avedik, 1975; Curry et al., 1971; Montadert et al., 1971a].

По мощностям верхнего структурного комплекса осадочного чехла в пределах Бискайского бассейна выделяется ряд крупных структурных элементов (см. рис. 1). В пределах северо-восточной части абиссальной равнины и континентального склона намечается линейно вытянутый Приармориканский прогиб. Ширина его 120 км, он простирается с юго-востока на северо-запад, где вблизи подводного выступа Тревельян изгибается к югу. Мощность постсреднеэоценовых отложений в Приармориканском прогибе превышает 1 км. В пределах континентального склона сейсмическими профилями 017, 201, 202, 203 намечается поднятие, где мощность верхнего комплекса сокращена (первые сотни, иногда десятки метров). Поднятие отделяет Приармориканский прогиб от расположенной в пределах шельфа и верхней части континентального склона линейной мульды. Нижний подкомплекс, распространенный преимущественно в пределах мульды, изменяет свою мощность за счет утонения слоев осадочного чехла по направлению от осевой зоны мульды к ее периферии от 0,5 км до полного выклинивания. На крыльях поднятия отмечается срезание слоев нижнего подкомплекса (сейсмические профили 201, 202, 203). К югу в Приармориканском прогибе (в пределах абиссальной равнины) мощность отложений нижнего подкомплекса вначале увеличивается. Далее к югу на расстоянии 15—20 км они вновь резко утоняются, а затем выклиниваются. В осевой зоне прогиба отложения нижнего подкомплекса практически отсутствуют, а горизонтально-слоистые отложения верхнего подкомплекса прислоняются к поверхности нижнего комплекса. Отложения нижнего подкомплекса вновь появляются в районе южного ограничения Приармориканского прогиба на площади Северо-Гасконского поднятия, связанного с одноименным подводным хребтом. В сводовой части последнего мощность послесреднеэоценовых отложений около 0,5 км, причем практически вся она приходится на долю нижнего подкомплекса. Его слои наклонно прислоняются к кровле подстилающих доверхнеэоценовых пород, а на склоне хребта резко уменьшаются в мощности (до полного выклинивания). С севера и юга (профиль 202) к ним прислоняются отложения верхнего подкомплекса.

В районе подводного выступа Тревельян Приармориканский прогиб крупным выступом акустического фундамента отделяется от Западно-Бискайского прогиба. Сейсмическим профилем 108 в пределах выступа установлена локальная мульда, в осевой зоне которой мощность отложений верхнего комплекса превышает 1 км. Изменение мощностей в ней происходит за счет утонения слоев и их срезания. Вблизи южного окончания выступа намечается поднятие, где мощность отложений верхнего комплекса — менее 0,5 км. В его пределах отложения нижнего подкомплекса быстро утоняются до полного выклинивания, затем непосредственно в районе сочленения склона и абиссальной равнины они испытывают раздув до 100—150 м и далее к югу опять выклиниваются. К наклонным (до 10—12°) слоям нижнего подкомплекса прислоняются горизонтально залегающие слои верхнего подкомплекса (мощность до 1 км). На площади выступа западнее локальной мульды осадочный чехол отсутствует.

Западно-Бискайский прогиб расположен к западу от выступа, охватывает абиссальную равнину и континентальный склон, простирается субширотно. Его западное и южное ограничения устанавливаются нечетко. Нижний подкомплекс широко развит в пределах континентального склона и выступа Тревельян, верхний распространен здесь спорадически. В пределах абиссальной равнины, напротив, повсеместно представлены отложения верхнего подкомплекса, а отложения нижнего составляют небольшую часть низов разреза либо отсутствуют. Отложения верхнего комплекса обычно с несогласием залегают на доверхнеозоценовых отложениях, хотя иногда на значительных площадях несогласия не отмечается. Слои верхнего подкомплекса в пределах Западно-Бискайского прогиба прислоняются к породам нижнего подкомплекса. Здесь, вдоль подножия континентального склона по сейсмическим профилям 207, 417 намечается поднятие. Оно отделяет Западно-Бискайский прогиб от расположенной в пределах склона крупной мульды. Мульда сложена преимущественно породами нижнего подкомплекса, мощность которых изменяется за счет утонения слоев и срезания. На своде поднятия они резко утоняются и на южном его крыле на небольшом расстоянии при переходе к Западно-Бискайскому прогибу почти полностью выклиниваются. Иногда в основании послесреднеозоценового разреза вблизи подножия континентального склона устанавливаются линзовидные тела шириной более 5 км и высотой 500—800 м. Они перекрываются отложениями верхнего подкомплекса, которые испытывают прислонение к поверхностям этих тел.

Южную часть Бискайского бассейна занимает Северо-Испанский прогиб, осложненный в осевой зоне субширотно ориентированным односторонним грабеном протяженностью 350 км. Ширина прогиба на западе — 50 км. Здесь на примыкающем с юга к прогибу крутом континентальном склоне отложения верхнего комплекса отсутствуют (профили 016, 017). К востоку ширина прогиба постепенно увеличивается по обе стороны от осевой зоны, и восточнее профиля 016 отложения верхнего комплекса уже появляются на континентальном склоне. Они относятся к нижнему подкомплексу, и их мощность достигает 1 км. Слон нарушен многочисленными разломами небольшой амплитуды. У подножия склона все слои резко утоняются в сторону абиссальной равнины (от 1 км до почти полного выклинивания на расстоянии 10 км). Профилем 007 намечается выступ акустического фундамента, соответствующий подводной возвышенности "3270" (см. рис. 1). Он перекрыт отложениями нижнего подкомплекса (мощности не превышают первые сотни метров), которые на его склонах срезаются дном моря и утоняются. Мощность слоев здесь изменяется на расстоянии 10 км от 0,4 км на своде до полного выклинивания на южном склоне. К югу от свода отложения утоняются на таком же расстоянии до первых десятков метров и облекают северный борт локальной мульды, разделяющей здесь отложения, слагающие континентальный склон и возвышенность "3270".

К утоняющимся слоям нижнего подкомплекса в пределах мульды четко прислоняются отложения верхнего подкомплекса. Наклон по-

верхности прислонения — 7—8°. Отложения нижнего подкомплекса на большей части абиссальной равнины отсутствуют. Они появляются вновь на северном ограничении прогиба (профили 016, 017, 13), который представляет собой крупный выступ фундамента, выраженный в рельефе дна подводными горами Кантабрия и Гасконь. Отложения нижнего подкомплекса слагают здесь большую часть послесреднеэоценовых отложений, в то время как мощность верхнего комплекса не превышает 100 м. Изменение мощности нижнего подкомплекса происходит за счет утонения слоев от 0,5 до полного выклинивания на расстоянии 15—30 км.

Отложения верхнего подкомплекса встречаются преимущественно в пределах абиссальной равнины Северо-Испанского прогиба, где они залегают без видимого несогласия горизонтально на доверхнеэоценовых отложениях или на породах акустического фундамента. Слои верхнего подкомплекса прислоняются к поверхности фундамента на западе и юге прогиба и к наклоненным (до 5—10°) слоям нижнего подкомплекса на остальной его части. Согласно залегание отложений верхнего подкомплекса на нижнем отмечается только между подводными горами Кантабрия и Гасконь и на северо-востоке прогиба. Здесь сейсмическим профилем 006 на южном склоне поднятия, разделяющим Приармориканский и Северо-Испанский прогибы, установлено, что мощность отложений нижнего подкомплекса увеличивается от 0,2 до 1 км. Далее к югу наблюдается их прислонение к подстилающим образованиям. Слои верхнего подкомплекса прислоняются к породам нижнего подкомплекса на склоне поднятия.

Центральную часть абиссальной равнины занимает субширотный Центральнобискайский прогиб размерами 70×200 км. Он с севера и юга крупными субширотными поднятиями отделен от Приармориканского и Северо-Испанского прогибов (профили 016, 017, 202). Центральнобискайский прогиб выполнен горизонтально залегающими отложениями верхнего подкомплекса непосредственно подстилаемыми доверхнеэоценовыми отложениями или породами акустического фундамента. Их мощность хорошо выдержана. Наблюдается прислонение слоев верхнего подкомплекса к подстилающим образованиям с небольшим углом. По периферии Центральнобискайского прогиба его величина возрастает (рис. 2, см. вкл.).

К востоку от Северо-Испанского прогиба намечается субширотный прогиб Ланд, окруженный системой поднятий. Размеры его 60×110 км. Мощность отложений верхнего комплекса в центральной и северной частях прогиба превышает 1 км, а в южной — 2,5 км. По направлению от осевой зоны к периферии послесреднеэоценовые отложения утоняются и уменьшаются в мощности до 200 м в пределах западного краевого поднятия. Здесь нижние горизонты нижнего подкомплекса испытывают флексурный изгиб (профили 120, 011) и в Северо-Испанском прогибе увеличиваются в мощности. Наблюдается их прислонение к выступам акустического фундамента и доверхнеэоценовым отложениям. Верхние горизонты нижнего подкомплекса на склоне поднятия срезаются маломощными (первые десятки метров) отло-

жениями верхнего подкомплекса, залегающими параллельно дну моря. На севере и востоке прогиба на сводах поднятий послесреднеэоценовые отложения имеют мощность 300 м. Слои верхнего подкомплекса мощностью 50—80 м залегают горизонтально и срезают утоняющиеся подстилающие отложения. С севера и юга прогиб Ланд сопряжен соответственно с прогибами Кап-Ферре и Кап-Бретон. В их пределах мощность верхнего комплекса увеличивается от флангов к осевой зоне от 0,5 до 2 км на расстоянии 20 км. В наиболее погруженной части прогибов отложения затронуты современным врезом каньонов.

Прогиб Ланд (230×300 км) расположен между Бискайским и Аквитанским бассейнами. Западная часть прогиба занимает акваторию шельфа. Центральная зона Аквитанского бассейна выделяется под названием прогиба Парантис (50×70 км), в котором мощность кайнозойских отложений достигает 2 км. К северу она уменьшается за счет их утонения до 0,5 км. Отмечается срезание нижних горизонтов верхними. Также утоняются слои и к югу от осевой зоны прогиба Парантис. На юге Аквитанский бассейн отделяется от прогиба Кап-Ферре выступом акустического фундамента. Верхний подкомплекс залегают на нижнем с несогласием, срезая его в районе выступа.

По послесреднеэоценовым отложениям Аквитанский бассейн, расположенный на суше, вырисовывается как крупный структурный залив. На его севере и востоке слои верхнего комплекса постепенно утоняются до полного выклинивания. Осевая зона Аквитанского бассейна приближена к югу, где мощность послесреднеэоценовых отложений достигает 1,5 км. Субширотным поднятием осевая зона этой части Аквитанского бассейна отделена от Предпиренейского прогиба, где мощность отложений верхнего комплекса 2,5 км.

Бассейн Западных подходов пролива Ла-Манш по верхнему комплексу осадочного чехла вырисовывается как крупная отрицательная структура, ориентированная с запада-юго-запада на восток-северо-восток. В составе верхнего комплекса бассейна Западных подходов, по-видимому, участвуют породы верхнего мела и кайнозоя. Максимальные мощности отложений (до 1,5 км) и ширина бассейна отмечаются на юго-западе вблизи бровки шельфа. К северо-западу слои верхнего комплекса постепенно утоняются до полного выклинивания. В направлении от суши к осевой зоне бассейна отмечается постепенное омоложение отложений, выходящих на поверхность дна залива Ла-Манш [Curry et al., 1971].

Приведенный анализ временных сейсмических разрезов показывает, что изменение мощности верхнего (послесреднеэоценового) комплекса осадочного чехла Бискайского бассейна и сопредельных районов происходит по разным причинам. Наиболее распространено прислонение слоев к подстилающим образованиям осадочного чехла или, реже, к породам акустического фундамента. Поверхность прислонения имеет различные наклоны от крутых до пологих. Крутые наклоны, близкие к вертикальным, характерны в основном для южного борта грабена, осложняющего осевую зону Западно-Бискайского прогиба. В остальных районах преимущественно отмечается пологое (5—15°) залегание поверхности прислонения.

Менее распространено изменение мощностей за счет постепенного утонения и выклинивания слоев, слагающих геологическое тело. Оно может быть вызвано двумя причинами. В первом случае, особенно хорошо выраженном в районе прогибов Кап-Ферре и Кап-Бретон (профили 003, 002), при прослеживании слоев от одного крыла прогиба отчетливо видно, что мощность отдельных слоев и целых горизонтов равномерно увеличивается, достигая максимальных значений в осевой части прогиба, а затем они постепенно утоняются, иногда до полного выклинивания. В другом случае (профиль 006) слои, слагающие нижний подкомплекс послесреднеэоценовых отложений, имеют максимальную мощность на крыле поднятия. По направлению к более погруженным участкам их мощность увеличивается и отложения характеризуются параллельной слоистостью с хорошо выдержанной мощностью отдельных горизонтов. Здесь изменение мощностей происходит уже за счет прислонения слоев. Первый пример характерен для отложений нижнего подкомплекса на крыльях структур, ограничивающих Центральнобискайский прогиб (профили 016, 017, 202, 010), в восточной части Северо-Испанского континентального склона при переходе его в абиссальную равнину, на своде подводной возвышенности "3270". Второй — свойствен восточному окончанию Северо-Испанского прогиба. Третий пример — когда слои срезаются вышележащими более молодыми отложениями или дном — зафиксирован в пределах современного континентального склона Приармориканского прогиба (профили 201, 202, 203), на поднятиях, разделяющих прогибы Ланд и Северо-Испанский, в Аквитанском бассейне. В пределах прогибов Кап-Ферре и Кап-Бретон широко развиты врезы современных каньонов.

Изменение мощностей слоев верхнего комплекса происходит двояко. В нижнем доплиоценовом подкомплексе, распространенном в пределах суши, шельфа, современного континентального склона и отдельных участков абиссальной равнины, наблюдаются геологические тела, изменение мощности в которых происходит за счет утонения слоев или срезания дном моря. Подобное изменение мощности говорит о конседиментационной природе этих тел и об образовании их в условиях эпиконтинентального бассейна. Ограничением конседиментационных геологических тел на севере и востоке являются краевые поднятия. На юго-востоке краевых поднятий не установлено, однако здесь тоже доплиоценовые отложения изменяют свою мощность преимущественно за счет утонения слоев и их срезания дном моря. Утонение слоев отложений нижнего подкомплекса наблюдается в ряде областей современной абиссальной равнины. Только на восточном окончании Северо-Испанского прогиба слои нижнего подкомплекса увеличиваются в мощности, а затем переходят в геологическое тело, слои которого испытывают прислонение.

Приведенные соотношения позволяют интерпретировать отложения нижнего подкомплекса восточного окончания Северо-Испанского прогиба как обратную клиноформу, переходящую в параллельно-слоистый глубоководный комплекс заполнения. Возможно, он протягивается на запад, занимая осевую зону Северо-Испанского прогиба, где

слагает нижние горизонты верхнего комплекса. Недостаточное количество сейсмических профилей не позволяет установить это точно. На западе глубоководная зона, вероятно, раскрывается в Атлантический океан. На значительной части абиссальной равнины и в пределах западного окончания современного Северо-Испанского континентального склона отложения нижнего подкомплекса отсутствуют.

Изменение мощностей геологических тел плиоцен-четвертичных отложений верхнего подкомплекса в пределах Бискайского бассейна происходит за счет прислонения к подстилающим образованиям. Таким образом, они представляют собой параллельно-слоистый глубоководный комплекс заполнения. На площади доплиоценовых прогибов отложения верхнего подкомплекса развиты спорадически. На абиссальной равнине между подводными горами Гасконь и Кантабрия их мощность изменяется за счет прислонения к отложениям нижнего подкомплекса, а в пределах современного континентального склона и шельфа они утоняются и часто залегают субпараллельно дну моря. Отдельные слои верхнего подкомплекса срезаются вышележащими более молодыми слоями или дном моря.

В Аквитанском бассейне изменение мощности отложений верхнего комплекса происходит за счет постепенного утонения слоев от осевой зоны к периферии. Отмечаются многочисленные угловые несогласия. Приведенные параметры типичны для конседиментационных геологических тел, образование которых шло в условиях эпиконтинентального бассейна.

В бассейне Западных подходов отложения верхнего комплекса утоняются от центра к периферии и срезаются дном моря. Это позволяет сделать вывод, что комплекс сложен конседиментационными телами, образовавшимися в эпиконтинентальном бассейне.

Материалы сейсморазведки и глубоководного бурения позволили установить структурное несогласие между отложениями верхнего и нижнего комплексов осадочного чехла Бискайского бассейна и сопряженных районов. Оно выражено срезанием слоев нижнего комплекса верхним. Структурное несогласие показывает, что на рубеже среднего-позднего эоцена Бискайский бассейн и прилегающие районы были захвачены интенсивными дифференцированными восходящими вертикальными тектоническими движениями. Они привели в условиях шельфа к неравномерному срезу доверхнеэоценовых отложений. Наибольшая его величина приурочена к участкам, испытавшим максимальное воздымание, в которое была вовлечена периферия Армориканского и Западно-Бискайского прогибов.

В позднеэоцен-миоценовое время начался новый этап опускания. На рассматриваемой территории формировались конседиментационные прогибы, заполнявшиеся в условиях эпиконтинентального бассейна преимущественно терригенными осадками. Юго-восточная периферия Северо-Испанского прогиба в предпозднеэоценовое время испытала опускание, в результате которого образовался относительно узкий глубоководный бассейн. Он, по-видимому, через осевой грабен раскрывался в сторону Атлантического океана. Большая часть современного Бискайского залива представляла собой в позднеэоцен-миоценовое

время мелководный бассейн, не захваченный прогибами, где отложения нижнего подкомплекса не накапливались.

На рубеже миоцена-плиоцена Бискайский бассейн и прилегающие районы были охвачены восходящими вертикальными тектоническими движениями, которые привели к дифференцированному срезанию доплиоценовых отложений в ряде областей и прогибов Приармориканского, Северо-Испанского и Ланд.

Прислонение параллельно-слоистых плиоцен-четвертичных отложений верхнего подкомплекса к доплиоценовому субстрату доказывает кратковременное дифференцированное предплиоценовое опускание. Оно создало обширный глубоководный бассейн. Площади доплиоценовых конседиментационных прогибов были погружены на меньшую величину, чем синхронные поднятия. Предплиоценовое опускание создало сложный подводный рельеф. В плиоценовое и последующее четвертичное время пониженные участки дна бассейна пассивно захоронялись терригенными осадками. На подводных склонах слои прислонялись к поверхности подстилающего субстрата. Одновременно на ряде смежных областей современного континентального склона, шельфа и суши в условиях эпиконтинентальных конседиментационных прогибов шло накопление сравнительно маломощных отложений.

Флексурный изгиб всех верхних (по-видимому, четвертичных) слоев в пределах прогиба Ланд и южной центриклинали конседиментационного бассейна Западных подходов (в настоящее время включенных в состав современного континентального склона), их залегание параллельного дну моря, наличие четвертичных отложений на сводах подводных гор Кантабрия и Гасконь — все это свидетельствует о молодом четвертичном опускании Бискайского бассейна. Оно охватило те же области, что и предплиоценовое погружение, а также ряд указанных сопряженных районов. Это также доказывается наличием в пределах континентального склона на глубине 3—4 км замкнутых вогнутых ступеней, практически лишенных осадков. Молодое погружение носило дифференцированный характер. Относительно меньшее погружение сформировало подводные горы Кантабрия и Гасконь. Осевые зоны конседиментационных прогибов Кан-Ферре и Кап-Бретон, напротив, испытали большее погружение, чем окружающие их участки, и превратились в вогнутые ступени, осложняющие склон. Они явились благоприятными районами для суспензионных потоков, выработавших одноименные каньоны в верхнем комплексе осадочного чехла. Таким образом, это погружение создало структурный облик современного глубоководного Бискайского залива — его абиссальную равнину и континентальный склон, который представляет собой современную флексурно-разрывную зону. В состав последнего оказались включенными некоторые участки эпиконтинентальных конседиментационных прогибов (юго-западная центриклиналь бассейна Западных подходов, прогибы Ланд, Кап-Ферре и Кап-Бретон). Приведенные материалы позволяют оценить величины предплиоценового и четвертичного опускания как разницу между глубиной залегания подошвы верхнего комплекса в пределах абиссальной равнины (4,5—5 км) и глубиной доплиоценовых конседиментационных прогибов (0,5 км).

Минимальную величину молодого опускания можно определить как разницу между современной глубиной прогиба Ланд (2 км) и его предполагаемой глубиной во время накопления отложений верхнего комплекса в эпиконтинентальных условиях (0,5 км). Таким образом, суммарная глубина опускания Бискайского бассейна в послемезоценовое время составляет 4—4,5 км, из них не менее 1,5 км приходится на молодую четвертичную фазу погружения.

ЛИТЕРАТУРА

- Аркелл В. Юрские отложения земного шара. М.: Мир, 1961. 836 с.
- Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ. М.: Наука, 1972. 300 с.
- Геймо Ж. Аквитанский бассейн и смежные площади // Тектоника Европы и смежных областей: Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды: (Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы и смежных областей масштаба 1:2500000). М.: Недра, 1978. С. 160—167.
- Грамберг И. С., Литвинов Э. М. Вертикальные движения вдоль окраин Атлантического океана // Геология и геофизика. 1982. № 6. С. 12—17.
- Кропоткин П. Н., Титков Г. А. Продолжение рифтогенных структур Северного Ледовитого океана и Бискайского залива на материке Евразия // Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 207—275.
- Монтадер Л., Уиннок Э., Дельтел Ж., Грау Дж. Континентальные окраины вдоль побережья Галисии—Португалии и в Бискайском заливе // Геология континентальных окраин. М., 1978. Т. 2. С. 5—27.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. "Черные сланцы" Бискайского залива и условия их образования // Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980. С. 118—144.
- Тимофеев П. П., Еремеев В. В. Мезозойско-кайнозойские осадочные формации восточной части Атлантического океана: (по материалам глубоководных скважин 41-го рейса б/с "Гломар Челленджера") // Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980. С. 145—166.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника: Внеальпийская Евразия и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 360 с.
- Avedik F. The seismic structure of the Western Approaches and the South Armorican continental shelf and its geological interpretation // Petroleum and continental shelf of North-West Europe. Vol. 1. Geology. Barking, 1975. P. 29—41.
- Cholet V., Damotte B., Crau G. et al. Recherches préliminaires sur la structure géologique de la marge continentale du golfe de Gascogne: commentaires sur quelques profils de sismique réflexion "Flexotir" // Rev. Inst. franç. pétrole. 1968. Vol. 23, N 29. P. 1029—1045.
- Curry D., Hamilton D., Smith A. J. Geological evolution of the Western English Channel and its relation to the nearby continental margin // The geology of the East Atlantic continental margin. L., 1971. P. 129—142. (Inst. Geol. Sci. Annu. Rep.; Vol. 70/14).
- Damotte B., Debyser V., Deltiel I. R., Montadert L. Attempt to interpret several types of submarine geological structures in the Bay of Biscay // Progr. Rep. I. F. R. 1968. P. 14.
- Damotte B., Debyser I., Deltiel I. R., Deltiel I. R. Nouvelle données structurales sur le golfe de Gascogne obtenues par sismique réflexion "Flexotir" // Rev. Inst. franç. pétrole. 1969. Vol. 24, N 9. P. 1029—1060.
- Dardel R. A., Rosset R. Histoire géologique et structurale du bassin de Parentis et de son prolongement en mer // Histoire structurale du golfe de Gascogne. P.: Technip, 1971. Vol. 4, pt 2. P. 1—28.
- Ewing I., Burckle L. H., Poppe H. Geophysical and geological studies of Cantabria Seamount and its environs // Ibid. Pt 12. P. 1—14.
- Henry I., Lanusse R., Vellanova M. Évolution du domaine marin Pyrénéen du Senonien supérieur à l'Éocène inférieur // Ibid. P. 1—18.
- Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash., 1979. Vol. 12. 1120 p.
- Ibid. 1979. Vol. 48. 1212 p.
- Le Mouél L. L., Le Borgne E. La cartographie magnétique du golfe de Gascogne // Histoire structurale du golfe de Gascogne. P.: Technip, 1971. Vol. VI, pt 3. P. 1—12.

Le Pichon X., Bonnin J., Franchereau J., Sibuet J.-C. Une hypothese d'évolution tectonique du golfe de Gascogne // *Ibid.* Pt 11. P. 1—44.

Montadert L., Damotte B., Debyser I. et al. Continental margin in the Bay of Biscay // *The geology of the East Atlante continental margin. L., 1971.* P. 43—74. (*Inst. Geol. Sci. Annu. Rep.*; Vol. 70/15).

Montadert L., Damotte B., Delteil I.R. et al. Structure géologique de la marge continentale septentrionale du golfe de Gascogne (Bretagne et entrées de la Manche) // *Histoire structurale du golfe de Gascogne. P.: Technip, 1971.* Vol. 3, pt 2. P. 1—22.

Montadert L., Damotte B., Fail I.P. et al. Structure géologique de la Marge continentale asturienne et cantabrique (Espagne du Nord) // *Ibid.* 1971a. Vol. 5, pt 7. P. 1—16.

Montadert L., Damotte B., Fail I.P. et al. Structure géologique de la plaine abyssale du golfe de Gascogne // *Ibid.* 1971b. Vol. 4, pt 14. P. 1—42.

Montadert L., Roberts D.G. From Brest to Aberdin: Glomar Challenger sails on Leg 48 // *Geotimes.* 1976. Dec. P. 19—23.

Montadert L., Winnock E. L'histoire structurale du golfe de Gascogne // *Histoire structurale de golfe de Gascogne. P.: Technip, 1971.* Vol. 4, pt 16. P. 1—18.

Sibuet I.-C., Pautot G., Le Pichon X. Interprétation structurale du golfe de Gascogne a partir des profils de sismique // *Ibid.* Pt 10. P. 1—32.

Sibuet J.-C., Le Pichon X. Structure gravimétrique du golfe de Gascogne et le Fosse marginal nord-espagnol // *Ibid.* Pt 9. P. 1—18.

Timofeev P.P., Bogolyubova L. I. Black shales of the bay of Biscay and conditions of their formation, Deep Sea Drilling Project Leg 48, Holes 400A, 402A // *Init. Rep. DSDP.* 1979. Vol. 48. P. 673—901.

УДК 551.241 (262)

Л.А. Есина

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАЛИВА СИДРА (Средиземное море)

В настоящее время установлено множество корреляционных зависимостей, которые в совокупности дают представление о структуре земной коры, о сходстве и различии морей и отдельных морфоструктур, позволяют судить об изостатическом равновесии площадей. Отмечаются отчетливые связи между глубинами моря и земной коры до поверхности Мохоровичича и Конрада, между аномалиями силы тяжести, глубинами залегания поверхности Мохоровичича и мощностью земной коры, между аномалиями теплового потока и мощностью земной коры [Грушинский, 1961; Туезов, 1975; Маловицкий, Есина, 1980]. Разнообразный характер корреляционных зависимостей аномалий гравитационного поля от глубины моря установлен для отдельных морфоструктур окраинных морей Тихого океана, что дало возможность говорить о сходстве глубоководных впадин Охотского и Японского морей, отличии их от Командорской глубоководной котловины и сделать ряд других выводов [Туезов, 1975].

Для Средиземного моря ранее [Маловицкий, Есина, 1980] была установлена и использована для геологических построений корреляционная зависимость аномального гравитационного поля в редукциях Буге от глубин залегания поверхности Мохоровичича. Настоящая работа направлена на выявление корреляционных зависимостей аномального гравитационного поля в редукциях Буге и Фая и магнитного

поля от глубины залива Сидра и выделение по ним на площади залива областей, различающихся геологическим строением земной коры.

Залив Сидра — крупная геоморфологическая депрессия, являющаяся продолжением опущенной части впадины Сирт в Ливии, высокоперспективной в нефтегазовом отношении. Гравитационное поле района характеризуется положительными линейными аномалиями Буге вдоль южного берега, на Киренайском участке шельфа и в районе глубин залива 1800—2000 м. Поверхность Мохоровичича залегает на глубинах 37—40 км вдоль южного и западного берега залива, 34—35 км — вдоль шельфа Киренайского поднятия и 28 км — в глубоководной части залива [Маловицкий, Есина, 1980]. Высокая положительная гравитационная аномалия в центральной части залива вызвана наличием плотных пород в фундаменте, на что указывают расчеты глубин залегания верхних кромок магнитоактивных тел [Маловицкий, Осипов, 1975].

Аномальное поле в редукции Фая характеризуется в основном положительными значениями на большей части залива, что свидетельствует об избытке аномальных гравитирующих масс. В западной части залива отрицательным значениям аномалии в редукции Буге соответствуют отрицательные аномалии в редукции Фая. В центральной части залива наблюдается положительная аномалия Фая.

Характерной особенностью магнитного поля залива является развите отдельных, близких к изометричным положительных аномалий интенсивностью от +50 до +250 гамм. Наиболее крупная по размерам и интенсивности (+250 гамм) аномалия расположена в центральной части залива. Расчеты глубин залегания верхних кромок магнитоактивных тел дают значения около 15 км [Маловицкий, Осипов, 1975]. Высокое значение аномального магнитного поля и большая глубина залегания пород, вызывающих эту аномалию, говорят о высокой магнитной восприимчивости пород. Область шельфа характеризуется чередованием положительных и отрицательных значений магнитных аномалий, приуроченных к глубинному разлому. Высокая аномальная зона (+200 гамм), расположенная в южной части залива, соответствует области пересечения глубинных разломов.

График корреляционной зависимости значений аномального гравитационного поля в редукциях Буге и Фая и магнитного поля от глубины залива показывает, что на большей части площади залива устанавливается четкая зависимость значений аномалии гравитационного поля в редукциях Буге и Фая от глубины залива. Это позволяет утверждать, что гравитационное поле в общих чертах отражает положение рельефа дна и свидетельствует о нарушении изостатического равновесия. В области шельфа на графике наблюдается разброс точек.

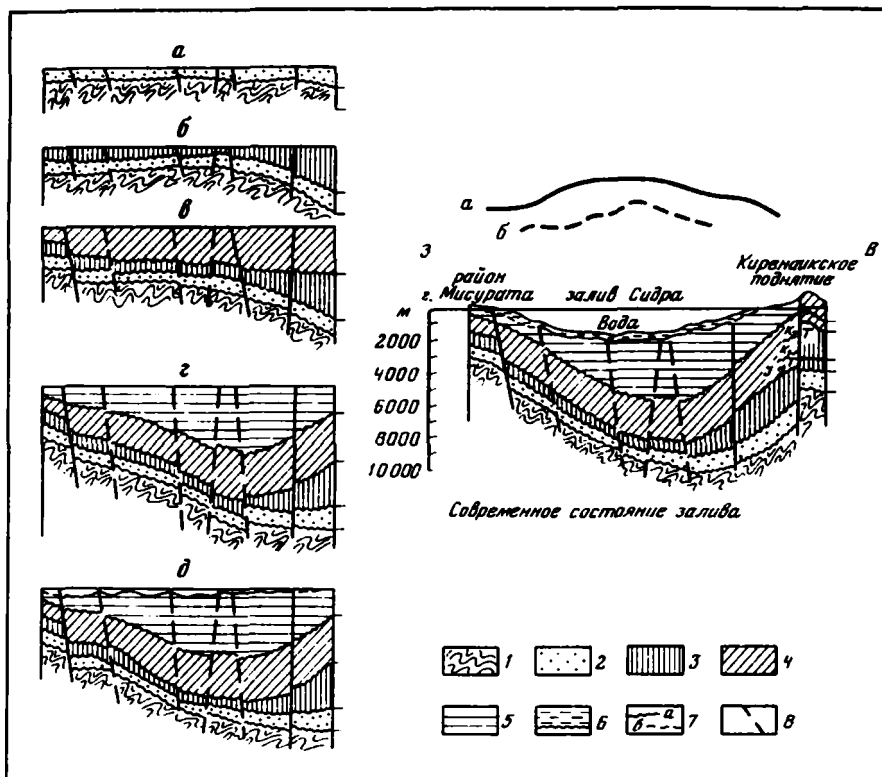
Более грубая зависимость устанавливается между значениями магнитных аномалий и глубинами залива. Точки на графике расположены так, что до глубин залива 1000 м они находятся в основном в области отрицательных значений магнитных аномалий, за исключением локальных участков, условно названных А, Б, В с интенсивностью аномалий соответственно +200, +150 и +100 гамм. Для глубин залива свыше 1000 м характерны положительные значения магнитных аномалий. Несколько обособленно на графике располагаются

точки в районе морского продолжения Киренаикского поднятия. Здесь с увеличением глубины залива значения гравитационных аномалий в редукции Буге увеличиваются, а в редукции Фая — уменьшаются, что свидетельствует о несколько отличающейся плотности пород этого участка дна залива. Совмещение на одном графике значений аномалий геофизических полей в зависимости от глубины залива позволяет выделить на площади дна три области. Первая область охватывает площадь дна до глубины 250 м (шельф) и характеризуется значительным разбросом значений аномалий Буге и Фая и магнитных аномалий (от -100 до $+200$ гамм и выше). Здесь наблюдается чередование локальных отрицательных и положительных магнитных аномалий, которые соответствуют в плане положительным аномалиям Фая. Локальные магнитные аномалии А ($+200$ гамм) и В ($+100$ гамм) вызваны, видимо, интрузивными телами размером 25×55 и 30×40 км, внедрившимися по Триполитанскому разлому (аномалия В) и в области пересечения Триполитанского и Бенгазского разломов (аномалия А). Гравитационные и магнитные аномалии обычно связаны с составом пород [Борисов, Круглякова, 1962; Ананьева, Дорофеев, 1963]. Можно предположить, что аномалии А и Б, характеризующиеся высокими положительными значениями магнитного и гравитационного полей, вызваны магнитоактивными телами, расположенными на глубинах $10-11$ км, и представлены породами основного состава. Аномалия Д с отрицательными значениями гравитационного и магнитного полей указывает на наличие мощных, по аналогии с подобными аномалиями Африки, малоплотных осадочных пород, заполнивших грабен. Отсутствие корреляционной зависимости магнитных аномалий от рельефа дна говорит о типично материковом характере этих аномалий, а отсутствие зависимости аномалий Фая от рельефа дна означает, что земная кора области находится в состоянии изостатического равновесия [Грушинский, 1961; Туезов, 1975].

Вторая область приурочена к верхней части материкового склона. Здесь наблюдается четкая зависимость положительных аномалий Буге и Фая от глубины залива, что указывает на моноклиналиное погружение консолидированной коры в сторону залива и на нарушение изостатического равновесия. Область характеризуется положительными значениями аномалий в редукциях Буге и Фая и в основном отрицательными значениями магнитных аномалий. Исключением является аномалия Б ($+150$ гамм), вызванная внедрившимся плотным телом размером 11×40 км. Аномалия Е (-100 гамм) по природе аналогична аномалии Д.

Третья область характеризует нижнюю часть материкового склона между глубинами $1000-2000$ м. Для нее характерна четкая зависимость гравитационных аномалий в редукциях Буге и Фая от глубины залива. Зависимость между значениями магнитного поля и глубиной моря отсутствует. Магнитные аномалии достигают $+100, +250$ гамм при мощности осадочного чехла более 10 км. Возможно, консолидированная кора сложена породами основного и ультраосновного состава. Изостатическое равновесие области нарушено.

Выделенные области отличаются друг от друга геологическим



Палеотектонический разрез залива Сидра

а — к началу силура; б — к началу мезозоя; в — к началу кайнозоя; г — к началу палеоцена; д — к началу четвертичного времени

1 — складчатое докембрийское основание; 2 — отложения кембрия ордовика; нерасчлененные толщи; 3 — палеозой, 4 — мезозой, 5 — кайнозой; 6 — плиоцен-четвертичные отложения; 7 — аномалии (а — гравитационная в редукции Буге, б — магнитная); 8 — глубинные разломы

строением и историей развития (см. рисунок). Линия геологического разреза, иллюстрирующего строение осадочной толщи выделенных областей, пересекает залив Сидра с запада на восток, от района г. Мисурата до г. Бенгази. Для построения рельефа дна и разреза плиоцен-четвертичных отложений использованы профили 51 и 53, отработанные НИС «Юрий Годин» в 1970 г. Использовались также данные профиля MS-17 по глубине залегания кровли доплиоценовых, кайнозойских и мезозойских отложений с учетом их погружения к северу и сведения о геологическом строении суши [Геология..., 1974]. По данным этих работ известно, что в районе г. Мисурата кровля фундамента залегает на глубине около 3 км. Общая мощность палеозойских отложений 1500 м (кембрий и ордовик — около 800 м, силур и пермь — 700 м). Подошва мезозойских отложений в этом районе находится на глубинах 1,5—2 км. На размытых мезозойских породах залегают эоценовые и неоген-четвертичные образования мощностью до 500 м. Отложения олигоцена отсутствуют.

На востоке разрез ограничен Киренаикским поднятием. Кровля фундамента располагается здесь на глубине 5 км. На размытых породах фундамента залегает толща палеозойских отложений мощностью до 4 км (кембрий и ордовик — около 1200 м, силур — 800 м, девон — 1000 м, карбон — 800 м). Мезозойские отложения здесь имеют мощность около 2000 м (триас — 300 м, юра — 300 м и мел — более 1000 м). В центральной части Киренаикского поднятия мезозойские отложения выходят на поверхность. Кайнозойские отложения представлены породами эоцена, олигоцена, миоцена и плиоцен-четвертичными образованиями. Фундамент представлен породами докембрийского возраста. Древнее основание в Ливии вскрыто скважинами в районе поднятия Джефара, в южной и центральной частях Киренаикского поднятия, а также в других районах Ливии (Хамада-Эль-Хамра, Сирт). На гребне антиклинали Гаргаф докембрийский фундамент обнажается и состоит из разнообразных метаморфических и магматических пород. В наиболее погруженных участках платформы фундамент залегает на глубине 7 км.

Геофизическими исследованиями установлено, что глубина залегания фундамента в заливе Сидра достигает 4—8 км вдоль берега и 10—12 км в центральной части залива. Осадочный чехол образует три крупных структурных этажа, разделенных несогласием и местами глубоким размывом.

Первую область, относящуюся к площади шельфа, характеризует западная часть геологического разреза. Мощность осадочной толщи здесь 4 км. Толща сложена отложениями палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Палеозой представлен породами кембрия, ордовика, силура и перми, общей мощностью около 1,7 км. Девонские и каменноугольные отложения в области встречаются спорадически. Мезозой сложен породами триаса, юры, мела, общей мощностью около 1,3 км. Наличие меловых отложений подтверждает пробуренная на шельфе скважина Зауре-Маре, которая на глубине 2292 м вскрыла меловые нефтеносные песчаники [Порфирьев, Краюшкин, 1977]. Кайнозой представлен породами эоцена, миоцена и плиоцен-четвертичными образованиями, общей мощностью до 1 км. Область характеризуется сокращением мощностей осадочной толщи за счет выпадения отдельных горизонтов в моменты медленных поднятий и опусканий. Здесь, видимо, формировалось наибольшее число разрывов коры, по которым происходило внедрение магмы.

Вторая область (глубина 250—1000 м) соответствует верхней части материкового склона. Она характеризуется спокойным гравиманитным полем. Мощность осадочной толщи достигает здесь 5 км, из которых 1,5 км приходится на отложения палеозоя. Последние представлены возможно сокращенным в мощности комплексом пород от кембрия до перми. Около 2 км толщи составляют мезозойские отложения, сложенные породами триаса, юры и мела. Мощность кайнозойских отложений 1,5 км.

Третья область (глубина 1000—2000 м) характеризует нижнюю часть материкового склона. Консолидированная часть коры в этой области сложена магматическими и метаморфическими породами. Рас-

четы глубин залегания верхних кромок магнитоактивных тел указывают на то, что мощность толщи в этой области достигает 10 км и более. Геологический разрез пересекает ту часть области, где максимальная глубина залива достигает 1500—1600 м, а максимальная мощность осадочной толщи составляет 9 км и представлена здесь полным комплексом пород палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Наибольшие мощности имеют кайнозойские (4—5 км) и мезозойские (3 км) отложения, материал для которых в большом количестве поступал с формировавшегося на востоке Киренайского поднятия и других участков суши. Мощность палеозойских отложений достигает здесь 1,5—2 км. Увеличение мощности толщ слагающих палеозой наблюдается в районе Киренайского поднятия. В центральной части области отложения силура, девона и карбона, видимо, сильно размыты, а отложения перми отсутствуют повсеместно.

Область морского продолжения Киренайского поднятия характеризуется значительным увеличением мощности отложений палеозоя и мезозоя. Палеозой представлен здесь породами кембрия, ордовика, силура, девона и карбона, общей мощностью более 4 км. Значительный стратиграфический перерыв наблюдался в перми. Мезозой слагают породы триаса, юры и мела, общей мощностью до 3 км, из которых 2 км приходится на меловые отложения. Кровля мела размыта. Кайнозой представлен породами эоцена, олигоцена, миоцена и плиоцен-четвертичными отложениями, общей мощностью до 3 км. Увеличение мощности толщ наблюдается в сторону погружения дна залива.

Приведенные материалы по заливу Сидра показывают, что установление корреляционных зависимостей аномалий гравитационного поля в редукциях Буге и Фая и магнитных аномалий от рельефа дна (глубины моря) позволяет выделять на площади акваторий такие геоморфологические элементы, как область шельфа и материкового склона, имеющие свои особенности в строении и развитии коры, а также выявить контуры морского продолжения поднятий суши типа Киренайского. Установление зависимости аномалий Фая и отсутствие зависимости магнитных аномалий от рельефа дна позволяет говорить о нарушении изостатического равновесия земной коры и типично материковом характере коры залива Сидра. Сейсмические исследования, направленные на поиски нефти и газа в заливе Сидра, должны быть нацелены на выявление пологих поднятий и рифтогенных образований верхнего мела и палеогена, наличие которых в Ливии установлено [Геология..., 1974], а также зон выклинивания терригенных кембро-ордовикских, терригенно-карбонатных силурийских, девонских и триасовых отложений в южной и западной частях залива и кембрия, ордовика, мела, палеогена на востоке. Большой интерес должны представлять ловушки неструктурного типа в зоне шельфа и в верхней части материкового склона и участки локальных высоких положительных магнитных аномалий, перспективные для поисков нефти и газа в кристаллическом фундаменте.

ЛИТЕРАТУРА

- Ананьева В.М., Дорофеев С.В.* Элементы геологического строения восточного Урала и Зауралья по геофизическим данным // Тр. Свердл. горн. ин-та. 1963. Вып. 43. С. 8–12.
- Борисов А.А., Круглякова Г.И.* Глубинное строение земной коры Закарпатья // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1962. N 11. с. 17–21.
- Геология и полезные ископаемые Африки. М.: Недра, 1974. 544 с.
- Грушинский Н.В.* О связи поверхности Мохоровичича с рельефом дна и аномалиями силы тяжести // Сообщ. Гос. астрон. ин-та им. Штернберга. 1961. N 119. С. 3–25.
- Маловицкий Я.П., Есина Л.А.* Глубинное строение Средиземного моря по геофизическим данным // Геотектоника, 1980. N 4. С. 75–84.
- Маловицкий Я.П., Осипов Г.В.* Аномальное магнитное поле Средиземного моря и его возможная геологическая природа // Геофиз. сб. АН СССР. 1975. Вып. 65. С. 37–49.
- Порфирьев В.Б., Краюшкин Б.А.* К оценке перспектив нефтегазоносности Черноморско-Средиземноморского шельфа // Материалы 11-го конгр. Карпато-Балканской геол. ассоц. Киев, 1977; Киев, 1980. С. 142–150.
- Тектоника Африки. М.: Мир, 1974. 542 с
- Туезов И.К.* Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975. 232 с.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>П. П. Тимофеев.</i> Проект "Седимент" и изучение литологии мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана (1981–1985 гг.)	3
<i>П. П. Тимофеев, В. В. Еремеев.</i> Мезозойская и кайнозойская история осадочного чехла Атлантического океана	12
<i>Л. Э. Левин.</i> Глобальные и региональные закономерности строения осадочного чехла дна морей и океанов	28
<i>Л. П. Кондакова, А. А. Чистяков.</i> Литолого-фациальная характеристика кайнозойских отложений континентальной окраины Южной Азии	37
<i>А. И. Блажчишин.</i> Основные черты эволюции осадконакопления в кайнозойских бассейнах Северо-Западной Европы	43
<i>В. Т. Фролов, Х. Э. Папастергу, В. В. Янко.</i> К вопросу об этапах осадконакопления на острове Милос (Греция)	51
<i>В. И. Мельник, Ю. Н. Демедюк.</i> Строение и закономерности формирования позднечетвертичной циклотемы глубоководных осадков южной части Черного моря	65
<i>В. П. Усенко, И. Б. Шербаков, С. Н. Довбыш.</i> Донные осадки конуса выноса реки Амазонки (литолого-геохимическая характеристика)	68
<i>В. А. Емельянов.</i> Современное осадконакопление в прибрежной зоне Гвинейского шельфа (Западная Африка)	74
<i>Е. Ф. Шнюков, В. И. Огородников, К. С. Красовский.</i> Железо-марганцевые конкреции морей СССР (распространение и морфология)	81
<i>Л. И. Лебедев.</i> Основные черты строения и условия формирования верхней части осадочной толщи Каспийского и Черного морей	87
<i>Г. Г. Ткаченко, Л. П. Пономарева.</i> Подвижные формы рудных элементов в донных четвертичных осадках Индийского океана	93
<i>Н. В. Беляева, И. И. Бурмистрова.</i> Фораминиферы как показатели условий пелагического карбонатакопления в океане (на примере Индийского океана)	98
<i>С. Д. Николаев, Н. С. Блюм, В. И. Николаев.</i> Термическая структура поверхностных водных масс Мирового океана в миоцене	114
<i>Г. Г. Лихойдов, А. Л. Соколова.</i> Влияние солевой нагрузки водного флюида на гидротермальную обработку глинистого компонента глубоководных осадков	128
<i>В. Б. Курносов.</i> Изменение базальтов в подводных гидротермальных системах и океанское осадконакопление	140
<i>Н. П. Бетелев, Б. И. Кулачкин.</i> Определение содержания C_{org} и CO_2 карбонатов в илах и горных породах прокаливанием в токе кислорода с использованием катализатора Co_2O_3	146
<i>Э. А. Даидбекова, М. Б. Хеиров.</i> Вторичное минералообразование в породах-коллекторах и его влияние на разработку продуктивных горизонтов	153
<i>А. Е. Шлезингер.</i> Достижения советской сейсмостратиграфии в раскрытии основных закономерностей строения осадочных бассейнов	164
<i>Р. Б. Сапожников, А. Е. Шлезингер.</i> Зона сопряжения юго-восточной части Прикаспийской впадины и Северо-Устьюртского прогиба	182
<i>Ш. А. Басенцян, Д. Ф. Исмаилов, А. Е. Шлезингер.</i> Особенности кайнозойского развития юго-восточной части Черного моря с позиций сейсмостратиграфического анализа	194

<i>Т.А. Амашукели, А.А. Архипов, Б.Л. Волкодав, Т.В. Путевская.</i> Геологическая интерпретация сейсмической записи средне-верхнемиоценовых отложений центрального и восточного секторов Азовского моря.....	201
<i>Е.В. Васильева.</i> Плиоцен-четвертичные отложения Алжиро-Прованского бассейна Средиземного моря.....	208
<i>В.И. Кара, С.Р. Илюхин, К.Н. Мамошина.</i> Особенности строения осадочного чехла западной части Западно-Австралийского хребта (Индийский океан)	213
<i>С.М. Жарков.</i> Послесреднезоценовый структурный комплекс осадочного чехла района Бискайского залива.....	221
<i>Л.А. Есина.</i> Геологическое строение залива Сидра (Средиземное море)	231

УДК 552.5:552.14

Тимофеев П.П. Проект «Седимент» и изучение литологии мезозойского осадочного чехла Мирового океана (1981—1985 гг.) // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 3—11.

Изложены результаты исследования по проекту "Седимент" за 1981—1985 гг. Показано, что на основе детального литолого-фациального анализа в сочетании с минералого-петрографическими исследованиями возможно познать строение, состав и восстановить историю зарождения и становления современных океанических бассейнов, а также условий локализации месторождений полезных ископаемых. Задачи проекта — объединить весь огромный фактический материал по осадочному чехлу Мирового океана с целью палеогеографических реконструкций осадочного чехла и обеспечить сбор дополнительного материала.

УДК 552.5:552.14

Тимофеев П.П., Еремеев В.В. Мезозойская и кайнозойская история осадочного чехла Атлантического океана // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 12—28.

На основании изучения первичных генетических признаков пород скважин глубоководного бурения выявлены фации и макрофации осадочного чехла Атлантического океана. Анализ распределения их в разрезе и на площади позволил восстановить историю осадочного чехла в мезозое и кайнозое. В юре в пределах развивавшегося океана существовали остаточные осолоняющиеся озерные водоемы. В начале раннего мела существовали мелководные моря с сетью заливов и лагун, в апте и альбе в водоемах формировались подводные дельты, в апикальных частях которых накапливалось органическое вещество. В первую половину мела господствовали мелководно-морские условия осадконакопления, в конце позднего мела, в палеоцене — раннем эоцене осадконакопление происходило в условиях океанического глубоководья. Средний эоцен явился временем интенсивной седиментации кремнезема. В позднем эоцене, миоцене и плиоцене накапливались биогенные осадки с алевроито-глинистой примесью. В плейстоцене установились условия глубоководной карбонатной седиментации.

Библиогр. 4 назв.

УДК 552.5:552.14

Левин Л.Э. Глобальные и региональные закономерности строения осадочного чехла дна морей и океанов // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 28—36.

Различные типы седиментации зависят от направленности и интенсивности тектонических движений, необратимости эволюции земной коры, климатической зональности в океанах. Увеличение амплитуды новейших и современных движений вызвало неоднократный скачкообразный рост темпа седиментации на протяжении неотектонического этапа.

Табл. 3. Библиогр. 2 назв.

УДК 552.1:551.77:551.462

Кондакова Л.П., Чистяков А.А. Литолого-фациальная характеристика кайнозойских отложений континентальной окраины Южной Азии // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 37—42.

На примере групп или отдельных осадочных бассейнов континентальной окраины Южной Азии рассматриваются основные литолого-стратиграфические комплексы кайнозойских отложений континентальной окраины, закономерности изменения их литолого-фациального состава, взаимосвязь литолого-стратиграфических комплексов суши, шельфа, материкового склона и его подножия.

Библиогр. 5 назв.

УДК 552.5:552.14

Блажчишин А.И. Основные черты эволюции осадконакопления в кайнозойских бассейнах Северо-Западной Европы // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 43—51.

Изложена история кайнозойской седиментации в бассейне, охватывающем район современного Северного моря и его обрамления. Показано, что климатический и тектонический факторы являлись определяющими в эволюции осадочного процесса кайнозойских бассейнов Северо-Западной и Центральной Европы. Основные глобальные и региональные события кайнозоя в той или иной мере отражены в литологии и геохимии отложений.

Библиогр. 7 назв.

УДК 552.5:552.14

Фролов В.Т., Папастергиу Х.Э., Янко В.В. К вопросу об этапах осадконакопления на острове Милос (Греция) // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 51—64.

Изучение литологии и палеонтологии осадочных образований о-ва Милос позволило выявить основные этапы осадконакопления для всей Южно-Эгейской островной дуги. Палеобиотемпературный анализ показал постепенное похолодание к концу плиоцена. Установлено также углубление акваторий вокруг о-ва Милос, что отражает процесс заложения современной Южно-Эгейской островной дуги и сопряженных с нею глубоководных впадин.

Ил. 1. Библиогр. 11 назв.

УДК 551.352:551.79 (262.5)

Мельник В.И., Демидюк Ю.Н. Строение и закономерности формирования позднечетвертичной циклотемы глубоководных осадков южной части Черного моря // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 65—67.

Установлено, что в южной части Черного моря накопление терригенных образований возможно при повышенном уровне гидроэнергетического потенциала бассейна седиментации, накопление биогенного материала — при более низком.

Библиогр. 2 назв.

УДК 551.462:552. 143:550.4(282.281.3)

Усенко В.П., Щербаков И.Б., Довбыш С.Н. Донные осадки конуса выноса реки Амазонки (литолого-геохимическая характеристика) // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 68—73.

Современный этап является благоприятным для развития планктона с карбонатным скелетом, что ведет к расширению зон карбонатакопления. Железисто-фосфатный прослой возник в результате процессов диагенеза на границе зафиксированного в осадке окислительно-восстановительного барьера, обусловленного изменением седиментационной обстановки. В связи с подъемом уровня океана сток Амазонки был отнесен к материку мощным экваториальным течением.

Табл. 4.

УДК 551:352:551.79

Емельянов В.А. Современное осадконакопление в прибрежной зоне Гвинейского шельфа (Западная Африка) // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М. Наука, 1987. С. 74—81.

В формировании состава и свойств генетических типов современных шельфовых осадков участвовал биогенный материал. Созданию благоприятной для развития жизни экологической обстановки в зоне шельфа способствовали относительная близость источников поступления питательных веществ с материка и стабильные гидрохимические характеристики вод, приближающиеся к океаническим.

Табл. 1. Библиогр. 4 назв.

УДК 551.351:553.3

Шнюков Е.Ф., Огородников В.И., Красовский К.С. Железо-марганцевые конкреции морей СССР (распространение и морфология) // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 81—87.

Железо-марганцевые конкреции известны в осадках многих морей СССР. Концентрация их на морском дне носит самый разнообразный характер и в значительной мере определяется особенностями геохимической обстановки в бассейнах седиментации и поступлением вещества с суши.

Библиогр. 23 назв.

УДК 552.5:552.14

Лебедев Л.И. Основные черты строения и условия формирования верхней части осадочной толщи Каспийского и Черного морей // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, С. 87—93.

Рассматриваются основные черты строения и условия формирования верхней части осадочной толщи Каспийского и Черного морей. По характеру строения верхней части осадочной толщи выделяется несколько генетических типов клиноформ, отличающихся специфическими чертами строения и особенностями механизма формирования.

Библиогр. 4 назв.

УДК 552.5:552.14

Ткаченко Г.Г., Пономарева Л.П. Подвижные формы рудных элементов в донных четвертичных осадках Индийского океана // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 93—98.

Проведен комплекс исследований подвижных форм рудных элементов в донных осадках Западно-Австралийской и Центральной котловин Индийского океана. Определены концентрации реакционноспособных форм рудных элементов выполнено методами атомной абсорбции и химическими (спектрофотометрический и объемный варианты). Получены статистические данные для оценки используемых методов с целью рекомендации одного из них для массовых анализов. Приведены отношения подвижных форм к валовому содержанию. Подобраны оптимальные варианты фазового анализа подвижных форм для массовых исследований. Дана рекомендация применения атомно-абсорбционного метода при анализе подвижных форм рудных элементов.

Библиогр. 8 назв.

УДК 552.5:552.14

Беляева Н.В., Бурмистрова И.И. Фораминиферы как показатели условий пелагического карбоната накопления в океане (на примере Индийского океана) // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 98—114.

На основании изучения фораминифер выявлена определенная закономерная связь глубины критических уровней карбоната накопления со структурой вод и продуктивностью планктона в Индийском океане. Изменения в условиях растворимости карбонатного материала фиксируются на критических уровнях по разным характеристикам, четко проявляются в составе ассоциаций фораминифер.

Табл. 3. Ил. 4. Библиогр. 39 назв.

УДК 552.5:552.14

Николаев С.Д., Блюм Н.С., Николаев В.И. Термическая структура поверхностных водных масс Мирового океана в миоцене // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 114—127.

На основании изучения термических характеристик поверхностной структурной зоны океана сделаны реконструкции количественных параметров климатов

прошлого. Оценки палеотемпературы воды на разных глубинах получены изотопно-кислородным методом. Установлено, что в прошлые геологические эпохи в миоцене климатические колебания имели ту же частоту, что и в плейстоцене.

Библиогр. 44 назв.

УДК 552.5:552.14

Лихойдов Г.Г., Соколова А.Л. Влияние солевой нагрузки водного флюида на гидротермальную обработку глинистого компонента глубоководных осадков // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 128—139.

Изучены продукты гидротермальной обработки материала глинистой фракции глубоководных осадков. Установлено, что преобладающими процессами изменения явились гидрослюдизация, хлоритизация, новообразование кварца и альбитизация.

Библиогр. 4 назв.

УДК 551.35.054.3+552.313

Курнос В.Б. Изменение базальтов в подводных гидротермальных системах и океанское осадконакопление // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 140—146.

Изменение базальтов в условиях гидротермальной циркуляции в океанической коре сопровождается выщелачиванием из них химических элементов. Этот источник растворенного вещества для многих элементов является лидирующим при пелагическом осадконакоплении и рудообразовании по сравнению с поступлением их в океан в стоке рек.

Табл. 4. Библиогр. 40 назв.

УДК 550.4:552.57/.58

Бетелев Н.П., Кулачкин Б.И. Определение содержания $C_{орг}$ и CO_2 карбонатов в илах и горных породах прокаливанием в токе кислорода с использованием катализатора Co_3O_4 // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 146—153.

Предлагается усовершенствовать метод определения содержания $C_{орг}$ в илах и горных породах прокаливанием проб в токе кислорода при $500^\circ C$ без предварительного удаления карбонатов с использованием катализатора Co_3O_4 . Повторное прокалывание тех же проб при $1100^\circ C$ позволяет определить в них также содержание CO_2 карбонатов. Анализ может выполняться на газоанализаторе ГОУ-1, экспресс-анализаторе на углерод АН-7529, СНН-анализаторах разных типов и на установках для микроанализа. Для определения $C_{орг}$ необходима проба массой 0,4—0,3 г при небольшом содержании $C_{орг}$ 0,05—0,02 г при высоком его содержании. Для определения CO_2 карбонатов масса пробы составляет 0,2—0,4 г в зависимости от содержания карбонатов.

Табл. 2. Библиогр. 9 назв.

УДК 552.52(479.24)

Даидбекова Э.А., Хейров М.Б. Вторичное минералообразование в породах-коллекторах и его влияние на разработку продуктивных горизонтов // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 153—164.

Изложены результаты детальных минералого-петрографических исследований пород-коллекторов нефти и газа, а также факторов, влияющих на их физические, фильтрационные и емкостные свойства. Установлен характер вторичных преобразований пород-коллекторов, рассмотрена их роль в формировании фильтрационных свойств пород в зависимости от состава, структуры, генезиса, глубины залегания и др. Теоретически обоснована и экспериментально доказана возможность сравнительной оценки емкостных свойств коллекторов. Предложены пути повышения проницаемости нагнетательных скважин путем выбора оптимального метода воздействия на продуктивные горизонты.

Библиогр. 11 назв.

Шлезингер А.Е. Достижения сейсмостратиграфии в раскрытии основных закономерностей строения осадочных бассейнов // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 164—182.

Намечается два вида сейсмостратиграфии: тонкая и региональная. Они решают широкий круг вопросов, связанных со строением осадочных бассейнов — стратиграфические, тектонические, литодинамические, вещественные, палеогеографические, палеотектонические и прикладные. В работе затронуты главные результаты сейсмостратиграфических исследований по раскрытию основных параметров строения осадочных бассейнов.

Ил. 4. Библиогр. 20 назв.

УДК 551.482(574.1)

Сапожников Р.Б., Шлезингер А.Е. Зона сопряжения юго-восточной части Прикаспийской впадины и Северо-Устьюртского прогиба // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 182—194.

По материалам сейсморазведки МОГТ и КМПВ расшифрованы тектонические структуры и седиментационные тела палеозойского разреза. Установлена их генетическая природа. Юго-восточную границу Прикаспийской впадины наиболее удобно и объективно проводить по прибортовому карбонатному или терригенному уступу. Выделены наиболее перспективные объекты поисков углеводородов, к которым в первую очередь отнесен район карбонатного уступа.

Ил. 1. Библиогр. 11 назв.

УДК 551.24(262.5)

Басенцян Ш.А., Исмагилов Д.Ф., Шлезингер А.Е. Особенности кайнозойского развития юго-восточной части Черного моря с позиций сейсмостратиграфического анализа // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 194—200.

Глубоководный Черноморский бассейн заложен в доэоценовое, скорее, допалеогеновое время. Дозоценовый импульс опускания был наиболее мощным и привел к формированию основного объема осадочного выполнения. На рубеже миоцена и плиоцена периферия бассейна была захвачена восходящими вертикальными движениями и вошла в состав суши. Почти сразу же начался новый кратковременный импульс и создание плиоцен-четвертичного глубоководного бассейна. Аналогичная последовательность тектонических движений имела место в конце четвертичного времени.

Ил. 1

УДК 551.35(262.54):550.834

Амашукели Т.А., Архипов А.А., Волкова Б.Л., Путевская Т.В. Геологическая интерпретация сейсмической записи средне-верхнемиоценовых отложений центрального и восточного секторов Азовского моря // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 201—207.

Проведен анализ временных разрезов, полученных способом общей глубинной точки, в пределах центрального и восточного секторов Азовского моря. По конфигурации осей синфазности, амплитуде и видимому периоду отраженных волн, наличию дифрагированных волн выделено четыре типа сейсмической записи. Особо отмечены специфические изолированные участки, имеющие явное сходство с сейсмической выраженностью известных рифогенных тел. Дана геологическая и палеогеографическая интерпретация всех установленных типов сейсмической записи. Установленные рифогенные образования рекомендованы в качестве первоочередных объектов для глубокого разведочного бурения.

Ил. 3. Библиогр. 4 назв.

УДК 551.24(262)

Васильева Е.В. Плиоцен-четвертичные отложения Алжиро-Прованского бассейна Средиземного моря // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 208—213.

Проанализировано строение плиоцен-четвертичного комплекса и распределение его мощностей на акватории Алжиро-Прованского бассейна. Области значительных (более 1000 м) мощностей плиоцен-четвертичных отложений приурочены к периферическим частям бассейна, где отмечаются крупные отрицательные тектонические структуры. К островам Балеарским, Корсика и Сардиния мощности отложений резко уменьшаются и подошва плиоцена подходит к поверхности дна. Плиоцен-четвертичный комплекс подстилается в центральной глубоководной части бассейна верхнемиоценовыми эвапоритами, в периферических впадинах — терригенными породами верхнего, среднего миоцена и у островов и берегов, где наблюдается выклинивание эвапоритовых отложений, — более древними породами.

Ил. 1. Библиогр. 20 назв.

УДК 551.24(267)

Кара В.И., Илюхин С.Р., Мамошина К.Н. Особенности строения осадочного чехла Западной части Западно-Австралийского хребта (Индийский океан) // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 213—220.

В осадочном чехле в пределах Западно-Австралийского хребта выделено пять комплексов, часть из которых залегает с угловым несогласием. В смежных районах желоба Оби выделяются два комплекса (зоеновый и миоцен-четвертичный). Хребет и желоб в современном виде сформировались в олигоцене вследствие отчленения Западно-Австралийского хребта от хребта Кергелен и образования Амстердамского звена Австрало-Антарктического поднятия.

Ил. 2. Библиогр. 8 назв.

УДК 551.21.261.

Жарков С.М. Последнемиоценовый структурный комплекс осадочного чехла района Бискайского залива // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 221—231.

В доплиоценовое время развития Бискайского бассейна осадконакопление происходило только в эпиконтинентальных конседиментационных прогибах, занимавших области современного континентального склона и отдельные участки абиссальной равнины. Восточные и северо-восточные прогибы отделялись от остальных участков бассейна системой краевых поднятий. В послемиоценовое время выделяются две фазы погружения. В течение первой (начало плиоцена) были сформированы глубоководные области. Во вторую фазу (позднечетвертичное время) возникли современный Бискайский залив, его континентальный склон и абиссальная равнина, осложненная подводными горами Кантабрия и Гасконь.

Ил. 2. Библиогр. 30 назв.

УДК 551.241(262)

Есина Л.А. Геологическое строение залива Сидра (Средиземное море) // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 231—237.

Выявлена корреляционная зависимость аномального гравитационного поля в редукциях Буге и Фая и магнитного поля от глубины залива Сидра — продолжения впадины Сирт. Характерной особенностью геомагнитного поля залива являются изометрические положительные аномалии. Гравитационное поле отражает батиметрию дна залива, в то время как для шельфа корреляция плохая. По различному характеру аномалий проведено районирование дна залива.

Ил. 1. Библиогр. 9 назв.

**ЛИТОЛОГИЯ
МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО
ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА
МИРОВОГО ОКЕАНА**

*Утверждено к печати
Муждудведомственным
литологическим комитетом*

*Редактор В.П. Цетлин
Редактор издательства Н.М. Митяшова
Художник А.Г. Кобрин
Художественный редактор Н.Н. Власик
Технический редактор А.Л. Шелудченко
Корректор Е.А. Мишина*

**Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе**

ИБ N 31385

Подписано к печати 29.10.87. Т—05958
Формат 60×90 1/16. Бумага офсетная N 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл. печ. л. 15,5+0,5 вкл. Усл. кр.-отт. 16,3
Уч.-изд. л. 19,2. Тираж 500 экз. Тип. зак. 2006
Цена 3р. 60к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485
Профсоюзная ул., д.90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к печати книги (III кв. 1988 г.)

Морская стратиграфия и микропалеонтология. 15 л.

Сборник содержит статьи по стратиграфии и микропалеонтологии верхнемезозойских и кайнозойских отложений и геологической истории Атлантического и Тихого океанов. Рассматривается распространение в осадках планктонных и бентосных фораминифер, кокколитов, кальциферулид, радиолярий, диатомей и спорово-пыльцевых комплексов. Ряд статей посвящен экологии современных фораминифер.

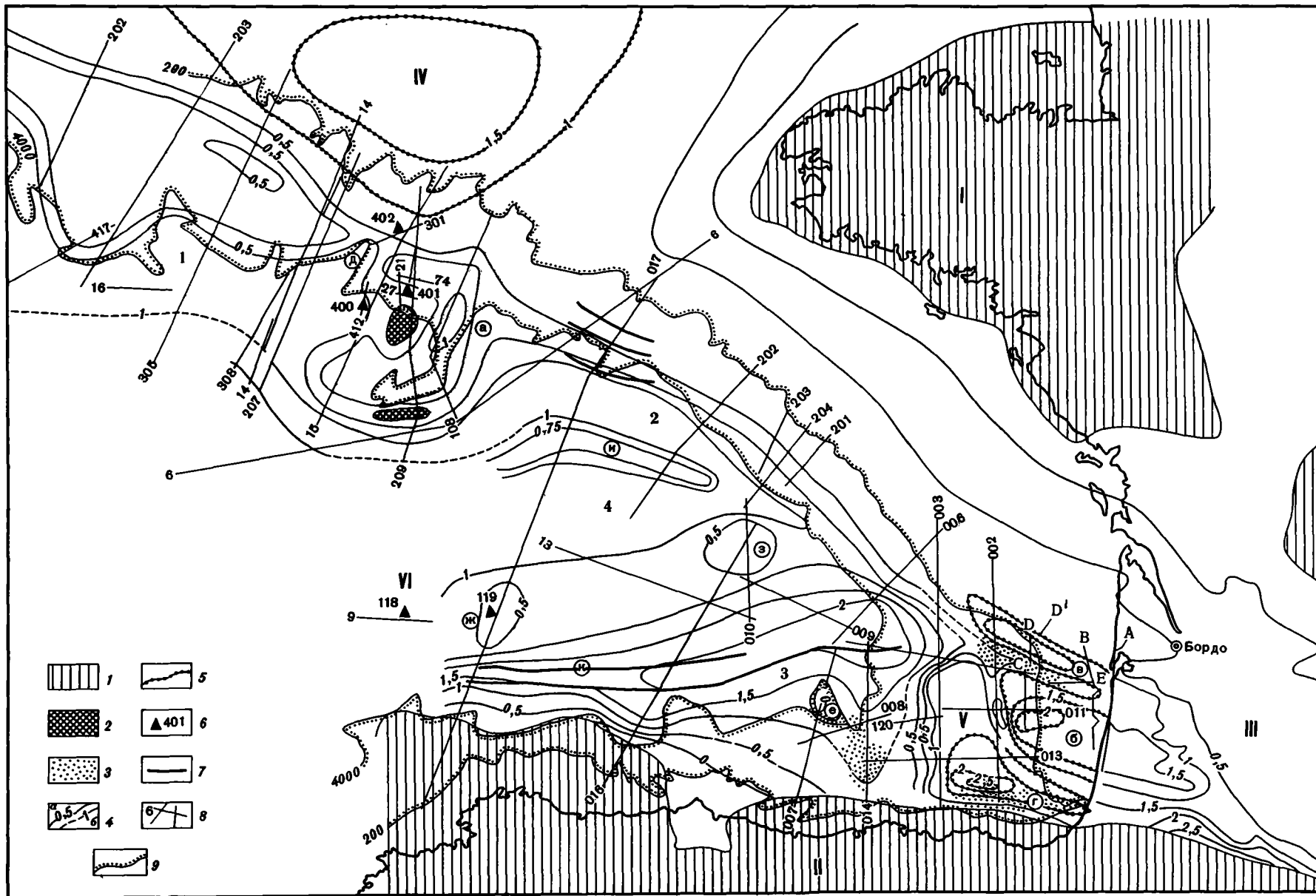
Для стратиграфов, микропалеонтологов и морских геологов.

**ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ
ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ
МАГАЗИНОВ "КНИГА-ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА":**

Магазины "Книга-почтой": 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 197345 Ленинград, Петрозаводская, 7; 117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга-почтой": 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 /"Книга-почтой"/; 370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51 /"Книга-почтой"/; 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 /"Книга-почтой"/; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 /"Книга-почтой"/; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 /"Книга-почтой"/; 375002, ул. Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 /"Книга-почтой"/; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 /"Книга-почтой"/; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79; 252030 Киев, ул. Пирогова, 2; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 /"Книга-почтой"/; 343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1 /"Книга-почтой"/; 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 /"Книга-почтой"/; 191104 Ленин-

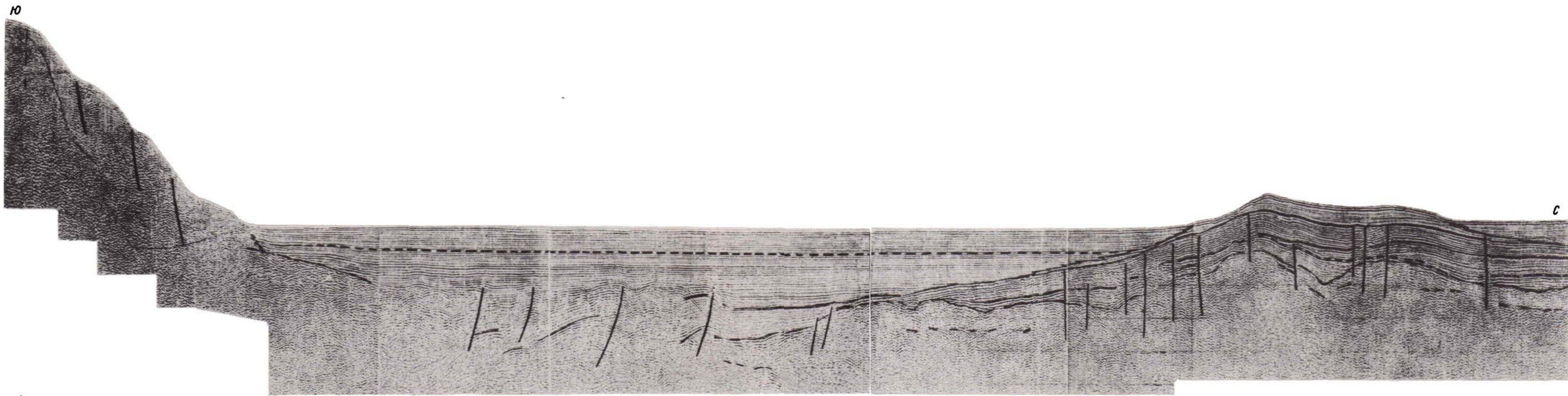
град, Литейный пр-т, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 196034 Ленинград, В/0,9 линия, 16; 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72 /"Книга-почтой"/; 103009 Москва, ул. Горького, 19-а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630076 Новосибирск, Красный пр-т, 51; 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 /"Книга-почтой"/; 142284 Протвино, Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пушкино, Московской обл., МР, "В", 1; 620161 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 /"Книга-почтой"/; 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1; 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700070 Ташкент, ул. Ш.Руставели, 43; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 /"Книга-почтой"/; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 634050 Томск, Академический пр-т, 5; 450059 Уфа, ул. Р.Зорге, 10 /"Книга-почтой"/; 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 /"Книга-почтой"/; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 /"Книга-почтой"/



К ст. С.М. Жаркова

Рис. 1. Карта мощностей верхнего (послесреднеэоценового) структурного комплекса осадочного чехла Бискайского бассейна

1 — выходы на поверхность пород акустического фундамента; 2 — локальные выступы акустического фундамента, лишенные отложений осадочного чехла; 3 — современные врезы; 4, 5 — изопакеты отложений, км: 4 — послесреднеэоценовых (а — достоверные, б — предполагаемые), 5 — послемеловых; 6 — глубоководные скважины и их номера; 7 — разрывные нарушения; 8 — сейсмические профили и их номера; 9 — изобаты, м. Цифры и буквы (в кружках) на карте: I — Армориканский массив; II — складчатые сооружения Пиренейского полуострова; III — Аквитанский бассейн; IV — бассейн Западных подходов; V — прогиб Ланд; VI — Бискайский бассейн (прогибы: 1 — Западно-Бискайский, 2 — Приармориканский, 3 — Северо-Испанский, 4 — Центральнобискайский; а — подводная возвышенность Тревельян; б — прогиб Парантис; в — прогиб Кап-Ферре; г — прогиб Кап-Бретон; д — каньон Шамрок; е — подводная возвышенность "3270"; ж — подводная гора Кантабрия; з — подводная гора Гасконь; и — Северо-Гасконский хребет; к — Южно-Гасконский хребет



К ст. С.М. Жаркова

Рис. 2. Фрагмент временного сейсмического разреза 016 через центральную часть Северо-Испанского прогиба и подводную гору Гасконь [Montadert et al., 1971b]