

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ И ОСТРОВНЫЕ ШЕЛЬФЫ

Рельеф и осадки



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ им. П.П. ШИРШОВА

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ И ОСТРОВНЫЕ ШЕЛЬФЫ

Рельеф и осадки



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1981

Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки. М.: Наука, 1981.

Обобщены материалы экспедиционных исследований, выполненных на шельфах морей и океанов в последние годы. Рассмотрены процессы рельефообразования, седиментации и морфолитодинамики в районе континентальных окраин северо-восточных морей (Чукотское, Берингово), Черного моря, островных шельфов Тихого океана. Установлены особенности карбонатно-биогенного осадконакопления в бассейне Карибского региона.

Книга рассчитана на геологов, геоморфологов, специалистов по геологии Мирового океана.

Ответственный редактор
А.А. АКСЕНОВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Вопросам формирования рельефа и осадков шельфов морей и океанов уделяется все большее внимание со стороны геологов различного профиля как с научной, так и с практической точки зрения. Углубленное изучение природных процессов, обуславливающих литолого-геоморфологический облик шельфа, позволяет по-новому представить взаимосвязь и характер их проявления. В прибрежно-шельфовой зоне в условиях относительного мелководья на первый план выступают динамические процессы, что неизбежно приводит к неразрывной взаимозависимости рельефообразования и осадконакопления. Поэтому для шельфов, так же как и для суши, правомочно применять понятие "морфолитогенез", понимая под этим словом совокупность взаимодействующих и взаимосвязанных природных процессов формирования рельефа и осадков на шельфе в условиях динамичной среды и высокой энергии самих процессов, изменяющихся во времени и пространстве под действием различных факторов.

Необходимо подчеркнуть, что именно в прибрежно-шельфовой зоне морей и океанов особенно важен морфолитодинамический и морфолитогенетический подход к изучаемым процессам и явлениям, так как только на такой основе возможно составить общее представление о генезисе не только отдельных форм рельефа и осадочных образований, но и в целом подводных материковых и островных окраин. Особую актуальность приобретает изучение процессов морфолитогенеза в пределах прибрежно-шельфовых зон и в связи с тем что локализация здесь полезных ископаемых (нефть, россыпи тяжелых минералов, бокситы, фосфоритовые конкреции и др.) связана с геолого-геоморфологическими процессами, формирующими рельеф и осадки этих зон.

Изучению процессов и разработке теории морфолитогенеза шельфов уделяется особенно большое внимание в Лаборатории тектогенеза и истории развития шельфа Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, где за последние годы были проведены исследования во многих районах континентальных и островных шельфов Мирового океана, позволившие дать сравнительную характеристику особенностей морфолитогенеза в различных климатических и структурно-геологических условиях, в том числе в арктической, умеренной, влажной тропической, аридной климатических зонах, в пределах вулканических архипелагов, в условиях приливных морей. Было выяснено, что влияние климатического фактора на процессы

морфолитогенеза следует рассматривать не столько как фоновое обрамление геоморфологических и литодинамических процессов, действующих в прибрежной зоне и на шельфе, сколько как определяющий природный фактор. Так, например, характер морфолито-динамических процессов в умеренной и субполярной зонах, связанных с привносом терригенного материала, качественно отличается от характера этих процессов в тропической зоне, где происходит формирование, перемещение, а часто и консервация карбонатного, преимущественно биогенного, материала.

Именно вопросам зональности морфолитогенеза на шельфах Мирового океана, выделению его основных типов посвящена статья А.С. Ионина, В.С. Медведева и Ю.А. Павлидиса, открывающая настоящий том. Основная идея этой статьи состоит в том, чтобы показать своеобразие морфолитогенеза как природного геолого-геоморфологического процесса, проявляющегося наиболее отчетливо в прибрежно-шельфовых зонах. Большое внимание в предлагаемом читателю томе уделяется рассмотрению отдельных типов морфолитогенеза: например, в статье Ю.А. Павлидиса с соавторами, посвященной полярному морфолитогенезу, в статье Н.А. Айбулатова с соавторами, посвященной процессам морфолитогенеза в условиях умеренного климата (Черное море). В ряде статей рассматриваются эрфогенетические и литодинамические процессы в условиях тропического климата (А.С. Ионин, В.С. Медведев и Х.-Л. Хуанес).

В целом содержание сборника по подбору статей, разнообразию представленного материала и его направленности носит монографический характер, представляя собой первую попытку объяснить сложность морфолитогенеза как единого процесса, наиболее ярко выраженного в прибрежно-шельфовых зонах морей и океанов.

А.С. Ионин, В.С. Медведев, Ю.А. Павлидис
ТИПЫ МОРФОЛИТОГЕНЕЗА НА ШЕЛЬФАХ МИРОВОГО ОКЕАНА

Изучение геологического строения, рельефа и осадков шельфов имеет важное значение для постановки поисково-разведочных работ в окраинных мелководных областях океанов и морей. Приуроченность шельфов к различным климатическим поясам Земли выражается в своеобразии действия основных процессов рельефообразования и осадконакопления. Зональность океанского осадконакопления [Лисицын, 1978], проявляющаяся в многообразии изменений вещественного состава и свойств осадков в зависимости от различных природных условий в пределах прибрежно-шельфовых зон морей и океанов, проявляется с максимальной контрастностью и во многом зависит от типов литогенеза на континентах и островах.

Процессы рельефообразования и осадконакопления на шельфах в условиях относительного мелководья, где на первый план выступают процессы динамического характера, находятся в неразрывной связи друг с другом. Поэтому для шельфа, так же как в некоторых случаях и для континентов, вполне правомочно применять понятие "морфолитогенез", отражающее существующую в природе сложную взаимосвязь и взаимообусловленность геолого-геоморфологических и литологических процессов формирования рельефа и осадочных толщ.

Изучение процессов морфолитогенеза на шельфах следует рассматривать как составную часть в исследованиях по проблеме общей теории литогенеза. Заметим, что процессы осадкообразования на шельфе остаются до настоящего времени недостаточно изученными. Такое положение несколько противоречит той большой заинтересованности, которая проявляется к шельфам практически во всем мире. Это связано с тем, что далеко не всегда изучение того или иного шельфового района основывается на проведении фундаментальных комплексных исследований. Кроме того, геолого-геоморфологическое разнообразие шельфов, приуроченность их к различным климатическим и структурно-тектоническим областям Земли все еще создают известные трудности в создании общей теории морфолитогенеза на шельфах Мирового океана. Однако создание такой теории представляется нам совершенно необходимым.

В Институте океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР на про-

тяжении последних десятилетий проводились исследования процессов формирования рельефа и накопления осадков на шельфах, расположенных в различных климатических поясах – от полярного до тропического. Следует указать, однако, что авторы пока еще не располагают равноценными данными по шельфам всех климатических зон, поэтому нами предлагается наиболее общая схема типов морфолитогенеза в зависимости от различия природных условий. А.П. Лисицын [1978] считает, что все шельфы и континентальные склоны, которые географически относятся к Мировому океану, в тектоническом отношении нужно относить к мегапровинциям континентов. В целом их следует рассматривать как область преобладающей быстрой аккумуляции осадочного материала. Однако принадлежность шельфов, как правило, коре континентального типа еще не дает оснований связывать результаты действия процессов рельефообразования и осадконакопления только с влиянием субэаральных природных условий. В не меньшей степени в переходной зоне от континентов к океанам заметно влияние морских гидродинамических условий. Все это создает значительную сложность в характере проявления отдельных морфолитодинамических факторов и процессов на шельфах морей и океанов. На рубеже материк–океан наиболее интенсивно протекают процессы взаимодействия основных оболочек Земли – литосферы, гидросферы и атмосферы. Подготовленный экзогенными и эндогенными процессами обломочный материал литосферы сносится в результате действия флювиальных, эоловых, гравитационных, абразионных и других процессов с континентов на их подводную окраину.

Собственно в береговой зоне и в пределах верхней части шельфа происходит его дальнейшее измельчение, окатывание, истирание, дифференциация и распределение в соответствии с гидравлической крупностью энергетически мощными волновыми процессами. Последние совместно с генетически разнородными течениями вызывают как перемещение обломочных терригенных, а также образующихся на самом шельфе органических и хемогенных частиц, так и их накопление в виде береговых и донных аккумулятивных форм рельефа.

В центральной зоне шельфа обычно наряду с транзитом материала происходит и его аккумуляция, в процессе которой нередко образуются самые различные гидрогенные скульптурные формы рельефа типа подводных песчаных гряд, волн и др. [Лонгинов, 1973].

Внешняя зона шельфа чаще всего характеризуется большими по сравнению с центральной уклонами поверхности, отсутствием в ряде мест слоя голоценовых осадков и широким развитием гравитационных процессов, в том числе суспензионных потоков, под действием которых происходит расчленение окраины шельфа эрозионными формами – желобами и подводными каньонами, по которым происходит снос значительных объемов осадочного материала на глубину.

Таким образом, под морфолитогенезом прибрежно-шельфовых зон морей и океанов следует понимать совокупность взаимодействующих и взаимосвязанных природных процессов формирования

рельефа и донных осадков в условиях динамичной среды с высокой энергией самих процессов, изменяющихся во времени и пространстве под действием различных факторов. Для шельфа к последним могут быть отнесены глобальные изменения климата, эпохи четвертичных оледенений и связанные с ними гляциоэвстатические колебания уровня, новейшие и голоценовые вертикальные тектонические движения земной коры в переходной зоне континент-океан. Поэтому понятие "морфолитогенез шельфа" является категорией исторической и включает не только предложенную еще Н.М. Страховым [1960-1962] объединенную стадию седиментогенеза и диагенеза - литогенез, но и морфогенез, т.е. происхождение взаимосвязанных с процессами осадкообразования форм рельефа шельфа в связи с их развитием во времени. Понятие "морфолитогенез" отличается от понятия "морфолитодинамика", под которым подразумеваются механизм и динамика современных экзогенных процессов перемещения и аккумуляции твердого вещества литосферы с образованием соответствующих форм рельефа на ее поверхности, как целое отличается от частного. Таким образом, понятие "морфолитодинамика" входит в качестве одного из основных признаков в понятие "морфолитогенез".

Характер проявления морфолитогенеза в прибрежно-шельфовой зоне существенно отличается от такового в более глубоких частях морей и океанов. На шельфе все процессы, как правило, по своим масштабам во много раз превосходят аналогичные им процессы в пелагиали. Кроме того, в результате неоднократных колебаний уровня Мирового океана в четвертичное время для морфолитогенеза шельфа в историческом плане свойственна определенная цикличность, связанная с последовательной сменой субаэральных условий субаквальных. Отсюда широкое распространение на шельфах Мирового океана реликтовых форм рельефа и осадков ледникового, карстового, волнового, эрозийного и т.п. происхождения. В условиях же пелагиали, в том числе и в пределах континентального склона, действие экзогенных процессов во времени отличается, как правило, однонаправленностью, нарушаемой лишь проявлением эндогенных факторов (вулканизм, складчатые и разрывные дислокации и т.п.).

П.Л. Безруков [1959] впервые указал, что в океанах и морях существует наряду с климатической зональностью так называемая циркумконтинентальная зональность, отражающая влияние терригенного материала на осадконакопление. Мы предполагаем, что в окраинных зонах океанов следует выделять циркумокеаническую зональность, связанную с обрамляющим, часто субмеридиональным распределением вдоль окраин океанов основных структурных зон, положением геосинклинальных (вулканических) островных дуг, глубоководных желобов, в общем тех участков земной коры, которые, как мы упоминали, А.П. Лисицын [1978] относит к мегапровинциям современных геосинклиналей (коры переходного типа андезитовой зоны). Наиболее ярко структурная зональность проявляется в Тихом океане, особенно на западной его окраине, где распро-

странен геосинклинальный пояс с островными дугами и андезитовым вулканизмом.

С позиции тектоники плит андезитовые линии в океанах соответствуют местам активных окраин континентов, все остальные пограничные участки — пассивным окраинам [Монин, 1977]. Поэтому в тех и других окраинных зонах мы предлагаем выделять тектонически активные и пассивные зоны шельфов. В этом смысле предельно ярко проявляется зависимость многих современных морфоструктур шельфов (особенно их внешней зоны) от структур фундамента. Такая зависимость отчетливо прослеживается, скажем, в пределах островных шельфов Антильской островной гряды [Ионин и др., 1977], где даже интенсивная донная аккумуляция и рифообразование не в состоянии затухевать прямую связь между морфоструктурами и геоструктурами. В частности, на островном шельфе Кубы мезокайнозойский фундамент, особенно во внешней зоне, разбит на блоки, которым обычно свойственны разнонаправленные новейшие вертикальные движения. Здесь блоковые структуры способствовали формированию наиболее крупных элементов рельефа шельфа, определили местоположение наложенных скульптурных аккумулятивных форм рельефа гидрогенного (волнового) и рифогенного происхождения. Разнонаправленность движений блоковых структур находит свое отражение в мощности коралловых сооружений и голценовых отложений в пределах шельфовых лагун, а также сказывается на гранулометрическом составе этих отложений.

В общем случае положительные, так же как и отрицательные, морфоструктурные формы рельефа поверхности шельфа свойственны чаще всего островным шельфам или активным зонам платформенных структур, расположенных в тектонически спокойных, нестабильных переходных зонах от материка к океану.

Тектонически пассивным зонам затопленных окраин континентов свойствен сравнительно спокойный рельеф как фундамента шельфа, так и его осадочного чехла. В большинстве случаев здесь преобладающую роль играют процессы аккумуляции, при этом скорость накопления терригенного или талассогенного материала в каждом конкретном случае зависит как от общей геолого-геоморфологической и климатической обстановки на суше, источников поступления материала, так и от характера чисто седиментационных процессов, которые в полной мере зависят на шельфе от климатических факторов, иначе, связаны, с широтной климатической зональностью.

На континентах, как известно, принято выделять четыре основных типа литогенеза: ледовый, гумидный (без деления на климатические зоны), аридный и вулканогенно-осадочный [Страхов, 1963]. В конце 50-х—начале 60-х годов была разработана теория широтной климатической зональности береговых процессов, в которой рассматриваются различия в формировании рельефа побережий и прибрежных отложений в зависимости от климатических условий, характера поступления в прибрежную зону терригенного материала и его состава, ветро-волнового режима и т.д. [Берега Тихого океа-

на, 1967; Зенкович, 1962; Леонтьев и др., 1975; Ионин и др., 1971]. Пожалуй, наиболее уязвимым местом в разработке этой теории было ограничение исследований узкой полосой современной прибрежной зоны, что влекло за собой недостаточный учет временного аспекта и взаимосвязи процессов действующих и действовавших во всей мелководной окраинной зоне морей и океанов в поздне-четвертичное время.

Отметим, что Е.Н. Невесским [1976] была сделана попытка выделить основные генетические типы прибрежно-шельфовых зон с позиций упорядоченного и неупорядоченного седиментогенеза с учетом климатических и гидродинамических факторов. Однако при всей кажущейся простоте классификации основных типов прибрежно-шельфовых зон морей и океана здесь не создается представления о характере, направленности и взаимосвязанности процессов морфо- и литогенеза на шельфах.

С нашей точки зрения влияние климатического фактора на формирование рельефа и осадкообразования шельфовых зон следует рассматривать в историческом аспекте и в неотрывной связи не только с температурным режимом, количеством осадков, поступающих на единицу поверхности, но и с ветро-волновым режимом, которые все вместе определяют океанологические характеристики водных масс и гидродинамику как океанических, так и прибрежно-шельфовых вод.

Таким образом, не вызывает сомнения, что не только на суше, но и в прибрежной зоне морей и океанов действительно можно выделить несколько широтно ориентированных климатических поясов, сходных по атмосферным и гидросферным условиям, которые определяют характер рельефообразующих процессов на суше и шельфе, степень и особенности подготовки терригенного материала к сносу, а также сам механизм сноса этого материала в океан в результате речного стока, эолового переноса, абразии берегов и пр. Именно климатическими условиями определяется рифогенная деятельность морских организмов, наконец, ледовый разнос обломочного материала и другие явления, которые свойственны только данному климатическому поясу и определяют характер рельефообразующих и седиментогенетических процессов в прибрежно-шельфовой зоне.

Итак, наиболее существенное влияние на формирование типов морфолитогенеза на шельфах морей и океанов оказывают следующие факторы: климатические, экзогенные (снос материала с суши), биогенные, хемогенные, гидрогенные, эндогенные и палеогеографические. Некоторые из этих факторов взаимосвязаны характером проявления. Например, не вызывает сомнения, что характер терригенного сноса материала с суши зависит от климатических условий, так же как и биогенные процессы формирования рельефа и осадков на шельфе. Однако объяснить все особенности рельефообразования и седиментации на шельфе только с точки зрения климатических различий затруднительно. Это относится к формированию обширных авандельт за счет выноса громадного количества терри-

генного материала или сложно построенных и своеобразных шельфов океанических островов тропической зоны. Проявление таких факторов, как гидрогенные, эндогенные и палеогеографические, ни в коем случае нельзя трактовать однозначно. Как минимум здесь существуют различия местного и общепланетарного характера. Например, действие приливо-отливных течений, процесса апвеллинга — явления обычно местного порядка, а действие Гольфстрима, оказывающего существенное влияние на формирование окраин шельфов Северной Америки, нужно признать как явление планетарного характера. То же самое можно сказать и о палеогеографическом факторе. Так, влияние на развитие шельфов эвстатических трансгрессий и регрессий или четвертичных оледенений является общим для всей планеты, а эрозивное или карстовое расчленение того или иного шельфа в прошлом следует признать региональным фактором.

В связи с этим целесообразно вкратце остановиться на некоторых явлениях общепланетарного характера, которые в значительной степени влияли на развитие шельфов Мирового океана, особенно в позднечетвертичное время. К таковым относятся глобальные изменения климатических условий в плейстоцене и связанные с ними эпохи оледенений, которые вызвали неоднократные колебания уровня океана, частично, иногда и полностью приводящие к осушению шельфов, а также вызывающие смещение климатических поясов к термическому экватору.

Как известно, в верхнем плейстоцене максимум последневисконсинского (или вюрмского для Европы) оледенения приходится на интервал времени 22–18 тыс. лет назад. Это вызвало понижение уровня океана на 100–120 м ниже современного и обусловило переработку как рельефа шельфа, так и его поверхностных отложений субаэральными процессами. Именно в этот период на шельфах Мирового океана возникли формы рельефа, которые сохранились до нашего времени и носят название реликтовых. Кроме форм рельефа, на многих океанических шельфах сохранились также древние реликтовые пески, соответствующие более низкому уровню моря в позднем плейстоцене. Они были обнаружены на шельфах Северной Америки, Канады, Южной Америки [Emeru 1966a, б] и даже в тропической зоне: скажем, в Мексиканском заливе, у берегов Венесуэлы и в юго-восточной Азии [Emeru, 1970]. По данным многих авторов, реликтовые пески занимают около половины площади шельфов мира и обнажаются лишь там, где отсутствует или сильно заторможено современное осадкообразование [Лисицын, 1978].

Преобладание тех или иных рельефо- и осадкообразующих факторов, их сочетание между собой, а главное, особенности и интенсивность проявления отдельных факторов и процессов позволяют выделять в Мировом океане шельфы, характеризующиеся различными типами морфолитогенеза. Их географическое положение, зависящее от перечисленных выше природных факторов, позволяет говорить о зональности типов морфолитогенеза шельфов [Ионин, Медведев, Павлидис, 1977]. При выделении типов морфолитогенеза существенную помощь оказывает разработанная Е.Н. Невеским

[1976] теория об упорядоченном и неупорядоченном седиментационном процессе в прибрежно-шельфовых зонах. К упорядоченному седиментогенезу Е.Н. Невесский относит формирование хорошо механически дифференцированных толщ осадков с узким гранулометрическим спектром и отчетливыми фациальными границами. К неупорядоченному – формирование толщ со слабой дифференциацией исходного материала, широким гранулометрическим спектром и как следствие этого – плохой сортировкой материала.

Теория климатической зональности осадкообразования в океанах получила свое развитие в многочисленных работах А.П. Лисицына [1961, 1966, 1978 и др.], неоднократно подчеркивающего закономерную связь между накоплением пелагических, главным образом биогенных, отложений с определенными климатическими зонами. Характерно, что биогенное вещество составляет для пелагиали около половины всего осадочного материала, а масштабы биогенного процесса в океанах намного превышают масштабы терригенной седиментации, поскольку около 92% терригенного материала, выносимого преимущественно реками, осаждаются в периферической части океана, в том числе и на шельфах. Существенную роль в подготовке и переносе материала в океане играют эоловые и ледовые (айсберговые) процессы, действие которых подчинено также процессам широтной зональности. А.П. Лисицыным [1978] были выделены следующие типы литогенеза в океанах: ледовый (южный айсберговый и северный), умеренный гумидный (с разновидностями северной и южной), экваториальный гумидный, аридный (с разновидностями северной и южной). Особым азональным типом литогенеза является вулканогенно-осадочный.

В последние годы между Н.М. Страховым [1976а, 1977а,б, 1978] и А.П. Лисицыным [1977а,б, 1978] развернулась довольно острая дискуссия по вопросу климатической зональности в океанах. В своей монографии Н.М. Страхов [1976б] впервые выдвинул гидродинамическую концепцию литогенеза, считая, что в пределах океана существуют активные участки с интенсивным горизонтальным движением воды (течениями) и ее вертикальным перемешиванием и пассивные – халистазы, где эти движения незначительны. Наибольшие скорости седиментации терригенного, биогенного и хемогенного материала приходится на гидродинамически активные зоны. Уделяя внимание поверхностному слою (0–200 м), Н.М. Страхов [1978] тем не менее отмечает, что интенсивность вертикального перемешивания, обусловленная гидродинамическим режимом поверхностных вод, в разных географических регионах (под разными широтами) резко неодинакова и сочетание ее с температурным режимом сложное. Не вдаваясь в разбор всех дискуссионных вопросов, все же отметим, что, во-первых, гидродинамический режим океанских водных масс часто подчиняется широтной зональности климатических процессов (связь, например, явления апвеллинга с пассатными ветрами), а во-вторых, справедливо мнение А.П. Лисицына [1977а,б] о том, что подповерхностная водная масса океана (глубже 200 м) также движется, при этом часто в

обратном направлении, что не может не нарушать картину распределения вещества, существующую в поверхностном слое.

Выделение зональных типов океанского литогенеза — значительный шаг в развитии глобальной теории литогенеза. Область континентальных шельфов, являющаяся в морфолитодинамическом отношении связующим звеном между континентами и океанами, обладает высокой специфичностью действующих здесь процессов как морфо-, так и литогенеза. Поэтому не вызывает сомнения необходимость выделения в пределах шельфов морей и океанов самостоятельных типов морфолитогенеза наряду с типами континентальными и океаническими. Подчеркнем еще раз, что разнообразие природных факторов и процессов, действующих в пределах прибрежно-шельфовых областей, требует разграничения типов морфолитогенеза шельфа как по зональным климатическим, так и по азональным признакам.

Преобладание тех или иных рельефо- и осадкообразующих факторов, их сочетание между собой, а главное, особенности и интенсивность проявления отдельных из них позволяют уже сейчас выделить на шельфах морей и океанов несколько основных типов морфолитогенеза (рисунок, см. вкладку).

Попытаемся на некоторых примерах охарактеризовать различия между отдельными типами морфолитогенеза на шельфах и тем самым объяснить их зональность.

Некоторые черты полярного морфолитогенеза были установлены в результате работ Полярной северо-восточной экспедиции Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР в 1978 г. на шельфе Чукотского моря¹. В частности, было отмечено, что в его рельефе отчетливо прослеживаются формы субаэрального происхождения, а также некоторые тектонические элементы. К таковым, например, относится так называемый Чукотский желоб, протягивающийся восточнее о. Врангеля в направлении Колочинской губы. Наши данные, полученные с помощью метода непрерывного сейсмоакустического профилирования, свидетельствуют о том, что большую роль в формировании этого желоба играли эрозионно-аккумулятивные процессы субаэрального характера. Д. Схолл и К. Сайнсбери [1964], исследуя шельф у западного побережья Аляски, обнаружили и изучили подводную долину Оготорук, которую они считают погруженной плейстоценовой эрозионной долиной. Указанием на недавно закончившуюся фазу субаэрального развития шельфов морей Северного Ледовитого океана служат следы хорошо развитой гидросети (например затопленные долины крупных сибирских рек). Судя по некоторым зоогеографическим и особенно археологическим данным последняя трансгрессия здесь наступила всего 5—3 тыс. лет назад [Геология СССР, 1970]. Подобных данных о рельефе дна эпиконтинентальных морей Северного Ледовитого

¹ Более детальный анализ полученных данных по шельфу Чукотского моря приведен в статье Ю.А. Павлидиса и др., помещенной в этом же сборнике.

океана очень много [Ласточкин, 1977, 1979; Marin geology and oceanography of the Arctic seas, 1974]. Все они свидетельствуют о чрезвычайно четком проявлении в современном рельефе шельфов субаэральных реликтовых форм, в том числе ледникового происхождения, особенно заметных в районах, примыкающих к крупным центрам покровного и горнодолинного четвертичного оледенения.

Современный морфогенез в пределах полярных шельфов сосредоточен в основном в прибрежной зоне и связан с волными процессами. На обширных мелководных пространствах шельфов, в том числе и на шельфе Чукотского моря, современное рельефообразование в значительной степени заторможено, так как в течение короткого периода отсутствия льда на море не происходит существенного преобразования почти плоской поверхности аккумулятивной равнины. В краевой зоне шельфа полярных морей также не происходит существенных морфологических преобразований. Здесь за бровкой материкового склона, расположенной на глубине 80–120 м, местами простирается наклонная поверхность так называемого аваншельфа, разбитая сбросами на блоки и обремененная своим происхождением тектоническому опусканию.

Осадки шельфа арктических морей, в том числе и Чукотского, в общем имеют разнообразный гранулометрический спектр — от валунно-галечных до глинистых. Наиболее важной особенностью их состава следует признать значительную примесь в них различного обломочного материала различной степени окатанности. Даже илистые фации, как правило, содержат большое количество зерен гравия и даже гальки и щебня.

В минералогическом отношении осадки Чукотского моря полимиктовые. В тяжелой фракции крупного алеврита преобладают пироксены, амфиболы, минералы группы эпидота-цонзита, черные рудные (магнетит, реже ильменит). Меньшее значение имеют гранат, циркон, сфен, рутил, анатаз и др. В легкой фракции преобладают полевые шпаты и даже кварц имеет несколько подчиненное значение [Огородников, 1977]. Петрографический состав крупнообломочного материала весьма разнороден. Характерно, что в ряде районов встречаются экземпляры галек и щебня как из местных источников, так и принесенных из других районов. Последнее, несомненно, свидетельствует в пользу ледового разноса материала.

Приведенные данные свидетельствуют, во-первых, о поступлении в осадок совершенно разнородных продуктов, не прошедших никакой первичной дифференциации. Это связано с тем, что в условиях холодного арктического климата выветривание кристаллических пород происходит только за счет механической дезинтеграции. Поэтому в прибрежную зону поступает материал главным образом в форме обломков пород и значительно реже — в виде мономинеральных частиц. По Е.Н. Невесскому [1976], эти осадки отвечают неупорядоченному седиментационному процессу. Во-вторых, верхняя молодая, по-видимому, голоценовая толща отложений подстилается во многих местах отложениями другого генезиса, связанными, очевидно, с периодом предшествующего субаэрального

развития территории. Наконец, в-третьих, большое содержание в отложениях на обширных пространствах шельфа Чукотского моря разнообразного грубообломочного материала свидетельствует о явном ледовом его разносе.

В заключение короткого обзора характерных особенностей полярного морфолитогенеза на примере шельфа Чукотского моря подчеркнем, что его развитие в верхнем плейстоцене и голоцене протекало на фоне морской трансгрессии, следы которой в виде террас обнаружены как на севере на материковом склоне Чукотского моря и моря Бофорта, так и на юге вдоль материкового склона Берингова моря [Хопкинс, 1976]. В период осушения шельфов Чукотского и Берингова морей, во время последнего оледенения, здесь действовали субаэральные процессы. Не исключено, что частично прибрежное мелководье Чукотского моря в это время было покрыто шельфовым ледником значительной мощности, который спрессовал отложившиеся ранее осадки.

Шельфы гумидной зоны умеренных широт были изучены во многих районах земного шара достаточно подробно. Это касается как внутренних морей, так и океанических окраин континентов. Изучение рельефа и осадков прибрежной зоны морей СССР, начатое В.П. Зенковичем [1962], дало много важных данных о широтной зональности береговых процессов в пределах гумидной климатической зоны — от полярных областей до субтропиков. Наиболее подробно касается этого вопроса монография, посвященная особенностям формирования рельефа и осадков прибрежной зоны дальневосточных морей СССР [Ионин и др., 1971]. Большой вклад в теорию осадкообразования в прибрежной зоне и верхней части шельфа (на примере Черного моря) внес Е.Н. Невесский [1967]. Океанические шельфы умеренных широт также изучены достаточно детально. Примерами могут служить исследования на атлантическом шельфе США [Emery, 1966a, 1966b], работа об истории осадконакопления на атлантическом шельфе США и Канады [Schnee, Pratt, 1970] и ряд других.

В морфологическом отношении широкие океанические шельфы в умеренном поясе нередко представляют собой продолжение аллювиально-морских равнин. Они испытывают, как правило, воздействие энергетически сильного волнения, в частности длиннопериодных волн зыби. Это не может не сказаться на характере морфогенеза практически на всем шельфе. Преобладающее поперечное перемещение наносов вызывает в одних случаях нивелировку дна до глубин порядка 100 м, а в других способствует образованию мощных волновых аккумулятивных форм-баров, генерации которых образуют не только современный барьер вдоль берега, но и прослеживаются в погребенном и затопленном состоянии в виде реликтовых форм. Последние формировались в ходе послеледниковой трансгрессии Мирового океана на разных уровнях, которые, в частности, подробно датированы у восточного побережья США. Длительный унаследованный процесс формирования баров на открытых океанических шельфах умеренных широт при сильном энергетическом воздействии

волн способствовал и способствует образованию типичных лагунных побережий, протягивающихся на многие сотни километров.

В пределах внутренних морей гумидной зоны умеренных широт, таких как, например, Черное море, реликтовые аккумулятивные формы на широких участках шельфов выражены не менее четко, чем на океанических шельфах. "Лестницы" подводных аккумулятивных форм, состоящие из 3—4 генераций и более, позволяют восстановить позднечетвертичную историю бассейна [Невесский, 1967].

Устойчивая аккумуляция рыхлого материала в прибрежной зоне и на шельфах данного климатического пояса во многом связана с поступлением сюда больших объемов песчаного материала с суши, в основном в составе речного стока. Характер климата способствует возникновению здесь, в зоне гипергенеза, рыхлого материала, главным образом в форме мономинеральных зерен. Пройдя этап первичной дифференциации, этот материал в конечном итоге поступает в морские водоемы и вовлекается в создание аккумулятивных форм и донных аккумулятивных накоплений в прибрежной зоне и верхней части шельфа.

Реликтовые формы на шельфах гумидной зоны умеренных широт, таким образом, в корне отличаются от таковых в пределах полярных шельфов. В умеренной зоне на шельфах преобладают реликты волновых аккумулятивных форм типа баров, тогда как в высоких широтах основная роль принадлежит реликтовому субаэральному эрозионно-денудационному рельефу.

Процессы литогенеза на шельфах в условиях гумидного, относительно прохладного климата имеют ряд существенных особенностей. Выветривание многокомпонентных пород приводит, как мы уже говорили, к образованию значительных масс рыхлого материала. Однако этот материал не достигает конечного этапа разложения, так как химическое выветривание останавливается здесь на щелочной стадии. В то же время в прибрежную зону и на шельф попадают, как правило, мономинеральные частицы, хотя и полимиктового состава. Главным породообразующим минералом песков здесь является кварц. Разделение на путях переноса и последующая интенсивная сепарация в волновом поле способствуют образованию хорошо дифференцированных осадков на шельфе как по крупности, так и по вещественному составу. Здесь проявляется в наиболее законченном виде упорядоченный седиментационный процесс. Осадки, как правило, хорошо отсортированы, фациальные границы четкие, распределение осадков по профилю шельфа от берега "классическое" — от крупнозернистых к мелкозернистым.

Шельфам гумидной зоны умеренных широт в седиментационном смысле, так же как и в морфологическом, свойственны процессы унаследованности по крайней мере на протяжении верхнего плейстоцена и голоцена. Это проявляется в том, что в толщах осадков стратиграфически снизу вверх часто сменяют друг друга фациально однотипные комплексы, например фациальные пары: песчаное тело береговой аккумулятивной формы и генетически связанная с ним линза лагунных илов. Такое чередование однотипных фациаль-

ных комплексов совершенно нехарактерно для осадочных толщ поллярных шельфов и, как будет показано ниже, нетипично для шельфов тропической зоны океана. Кроме реликтовых аккумулятивных образований, погребенных в толщах осадков, на шельфах, особенно на их широких океанических окраинах, именно в умеренных широтах можно нередко встретить реликтовые аккумулятивные формы рельефа, сложенные сравнительно крупнозернистыми отложениями, о чем говорилось выше, формирование которых связано с низким стоянием уровня Мирового океана во время последнего оледенения.

Совершенно особый характер морфолитогенеза наблюдается на шельфах гумидной тропической зоны. Исследования, проведенные на Кубе, в этом отношении являются наиболее репрезентативными. Целый ряд опубликованных работ по этому региону, в том числе обобщающая монография о характере и особенностях морфолитогенеза на шельфе Кубинского архипелага [Ионин и др., 1977], избавляет нас от подробного анализа процессов рельефообразования и осадконакопления, действующих и действовавших здесь в конце плейстоцена и в голоцене. Поэтому остановимся лишь на наиболее общих характерных чертах морфолитогенеза шельфов гумидной тропической зоны.

В отличие от более высоких широт, где существенную роль в формировании рельефа побережий и шельфа играли субаэральная эрозионно-аккумулятивная деятельность, а также процессы волновой абразии и аккумуляции, в тропиках на первый план выступают иные факторы. Наряду с волновыми, которые нередко имеют подчиненное значение, здесь в первую очередь должны быть упомянуты биогенные (рифобразующие) и хемогенные (цементация и выщелачивание) процессы. Меняется от более высоких широт к низким и роль процессов, обуславливающих в общем случае выравнивание преобразованного тектоническими и субаэральными процессами рельефа шельфа. По строению и характеру рельефообразующих факторов шельфы тропической зоны, особенно широкие островные шельфы типа кубинского, имеют четкое разграничение на внешнюю, центральную и внутреннюю (береговую) зоны. Для внешней зоны тропических шельфов можно считать закономерным развитие различных в генетическом отношении типов структурно-скульптурных, приподнятых над остальной поверхностью шельфа платформ. Они являются естественными волноломами и отчленяют от открытого моря нередко обширные пространства центральной зоны (шельфовые лагуны). Эти поднятые платформы имеют, как правило, биогенное, структурно-биогенно-гидрогенное, реже структурно-гидрогенное или чисто структурное происхождение. На их поверхности широко развиты молодые биогенные скульптурные формы рельефа типа коралловых рифов.

Рельеф дна шельфовых лагун обычно осложнен внутрिलाгунными коралловыми сооружениями (микроатоллы, коралловые острова, банки) и волновыми аккумулятивными формами (илистые банки, острова и гряды). В береговой зоне шельфовых лагун развиты преимущественно берега волновой и биогенной аккумуляции — соот-

ветственно лагунные и мангровые. Отметим, в частности, что в формировании рельефа и осадков прибрежной зоны влажных тропиков мангры играют очень большую роль. В целом на шельфах тропической зоны, в особенности на островных шельфах, происходит в отличие от шельфов более высоких широт усложнение рельефа, а не его выравнивание, что связано главным образом с созданием на его поверхности крупных скульптурных форм биогенной и волновой аккумуляции.

На шельфах тропиков, в том числе на островных шельфах Мексиканско-Карибского региона, поздневисконсинская регрессия вызвала не только глубокое эрозионное расчленение их поверхности, но и денудацию, разрушение и отчасти нивелирование поверхности рифогенных образований — барьерных и внутрилагунных коралловых рифов. Одновременно на отдельных участках осушенного шельфа карбонатный материал хемогенного и биогенного происхождения был частично перевезен в дюны. Они, как и сохранившиеся с сангомонского межледниковья волновые аккумулятивные формы типа баров, были литифицированы и оказались законсервированными. Широкое развитие получили карстовые процессы.

Смещение климатических поясов к экватору в период максимума висконсинского оледенения и снижения средней температуры вод в Карибском регионе привело к частичному вымиранию кораллов и смещению зоны их обитания в южные литоральные области. Процессы рифообразования здесь в время прекратились.

Впоследствии с потеплением вод в конце плейстоцена-начале голоцена на фоне поздне- и послеледниковой трансгрессии Мирового океана произошло постепенное возвращение кораллов из экваториальных областей в Мексиканско-Карибский регион, что привело к возобновлению здесь рифообразования как во внешней зоне шельфов, так и в пределах шельфовых лагун.

Затопление водами трансгрессирующего моря в позднем плейстоцене закарстованных поверхностей шельфовых равнин, весьма распространенных в пределах тропического сектора Западной Атлантики, а также поверхностей, сложенных глинистыми продуктами выветривания, привело к возникновению сложно построенных трансгрессивных толщ отложений. Контакт субаэральных поверхностей с морскими осадками часто маркирован слоями торфа мангровых болот, являющихся прекрасными индикаторами древних береговых линий.

Процессы осадконакопления на шельфах гумидной тропической зоны во многом зависят от двух основных факторов: карбонатного накопления и сноса с суши конечных продуктов кор глубокого химического выветривания.

Отложения тропических шельфов, как показали исследования на Кубе, обладают сложным комплексом фаций. Обычно в распределении осадков по профилю от берега в сторону моря наблюдается закономерная смена глинистых, преимущественно терригенных, фаций, занимающих внутренние акватории шельфовых лагун к более крупнозернистым песчаным, в основном карбонатным, фациям краевой

зоны шельфа. Характерной особенностью отложений шельфов гумидной тропической зоны является их высокая карбонатность, в первую очередь за счет биогенных продуктов. Хемогенное карбонатное осадконакопление (например оолитообразование) играет здесь второстепенную роль.

Характерная черта осадков шельфов в этой климатической зоне — высокое содержание в их глинистых разностях геохимически легко подвижных соединений и значительное количество в осадках органического вещества и аутигенных минералов. Присутствие последних обусловлено интенсивным проявлением процессов первичного диагенеза в осадках.

Аридные зоны на земном шаре в настоящее время занимают около 30% суши. Они являются основным поставщиком эолового осадочного материала, распространение которого прослеживается в океанах на многие тысячи километров от источников [Лисицын, 1978]. В процессе переноса и осаждения эоловой аэрозоли первыми "перехватывают" материал шельфы, прилежащие к аридным областям. Главная аридная питающая провинция континентов простирается от Северной Африки (пустыня Сахара) до Центральной и Восточной Азии, занимая господствующее среди пустынь положение. Аридные области в океанах приурочены также к обширным протяженным участкам вдоль западных берегов континентов: Южной Америки, Южной Африки, Австралии. Явление апвеллинга в этих районах играет существенную роль в образовании осадков шельфов.

Процессы морфогенеза в прибрежной зоне и на шельфах аридных областей, очевидно, имеют тенденцию к возникновению аккумулятивных форм. В том случае, если господствующие ветры переносят эоловый материал из прилежащих пустынь в сторону океана, разгрузка песчано-алевритовой составляющей аэрозоли обычно происходит на расстоянии не более первых десятков километров, т.е. в пределах прибрежно-шельфовой зоны. Подобные условия в настоящее время существуют у Атлантического побережья пустыни Сахары. Поступление значительных масс эолового песчаного материала (аллювиальный вынос здесь исключается) на океанический шельф тропического пояса создает благоприятные предпосылки для образования мощных аккумулятивных форм (баров) за счет действия крупных, длиннопериодных волн зыби.

В том случае, если господствующие ветры направлены со стороны океана на сушу, картина несколько меняется. Остановимся вкратце на примере Перуанского побережья Тихого океана [Берега Тихого океана, 1967]. Здесь, южнее зал. Гуаякиль, вдоль края обширных пространств пустынь на побережье развиты исключительно примкнувшие аккумулятивные формы, созданные в процессе поперечного перемещения наносов длиннопериодными волнами зыби. Побережье в этом районе находится в стадии относительного поднятия, в результате чего песчаный материал интенсивно выбрасывается к урезу, где формируются дюны, которые под действием постоянных и устойчивых ветров двигаются в глубь суши и "уходят" к Андам. Образно говоря, песок "возвращается" от океана в горы,

так как в предшествующие плейстоценовые периоды огромные его массы были снесены на шельф с поднимающихся горных цепей Анд в результате интенсивного эрозионного размыва и денудации.

Таким образом, на поднимающихся берегах аридной зоны, подверженных воздействию постоянных ветров со стороны океана, происходит изъятие песчаного материала со дна шельфа и создание в береговой зоне крупных волновых и эоловых форм рельефа.

Реликтовый рельеф на шельфах аридных зон, по-видимому, выражен слабо. Авторы пока не располагают данными по этому вопросу, однако можно предположить, что развитие эрозионных форм рельефа здесь маловероятно или эти формы погребены под толщей осадков. Но в данном районе могут встречаться погруженные дюнные массивы и то в случае относительного опускания побережья и предварительной литификации эоловых форм рельефа. В принципе литификация рыхлого материала на побережьях аридной зоны — процесс распространенный. Однако он реализуется достаточно интенсивно лишь в том случае, когда аккумулятивные тела сложены карбонатным материалом. Подобная литификация, например, в широких масштабах происходит на побережье Восточного Каспия.

В условиях аридного климата, как было отмечено выше, на шельф поступает со стороны суши почти исключительно песчаный эоловый материал. Основная часть этих песков хорошо отсортирована, причем пески, как правило, мелкозернистые с содержанием фракции 0,1–0,25 мм до 90%. Характерно, что в результате длительной эоловой переработки и физического выветривания пески обычно становятся почти мономинеральными — кварцевыми с примесью наиболее устойчивых тяжелых минералов [Лисицын, 1978]. Такой материал, попадая в прибрежную зону и на шельф, где он подвергается окончательной сепарации, формирует предельно однородные толщи. Следовательно, здесь в полной мере проявляется упорядоченный седиментационный процесс.

Кроме эолового материала, в седиментационном процессе на шельфах аридной зоны участвуют компоненты талассогенного происхождения. Особенно велико их влияние при сочетании аридных климатических условий тропического пояса на суше с условиями прибрежных холодных океанских течений [Гершанович, Конюхов, 1975]. Устойчивый подъем глубинных вод, насыщенных биогенными компонентами, высокая биологическая продуктивность и недостаток кислорода, который расходуется на окисление органического вещества, способствуют формированию осадков, в которых органическое вещество выступает как основной компонент в седиментационном процессе.

При сочетании аридного климата с явлением апвеллинга обычно создаются благоприятные предпосылки для образования хемогенных осадков на шельфе, особенно если существенно ограничен терригенный снос. В этом отношении весьма характерен Перуанско-Чилийский шельф, где происходит массовое образование глауконитовых песков [Гершанович, Конюхов, 1975]. Одновременно в этих районах угнетен процесс образования биогенных карбонатных отложе-

ний. Осадки шельфов аридных районов, таким образом, при условиях малого поступления обломочного материала, находящиеся под влиянием холодных течений и подъема глубинных вод, характеризуются интенсивным развитием аутигенного минералообразования. В данном случае следует упомянуть процесс фосфоритообразования, который, как считает Г.Н. Батурин [1978], в настоящее время происходит в аридных районах — на шельфах юго-западной Африки и Южной Америки. Однако, по мнению Г.Н. Батурина, роль аридности климата в современном фосфоритообразовании в общем второстепенна. Значительно большую роль играют подъем глубинных вод, насыщенных биогенными компонентами, и слабый принос на шельф терригенного материала.

Эндогенные факторы наиболее отчетливо проявляются в морфолитогенезе островных шельфов окраинных областей океанов в пределах современных геосинклиналей. Шельфы островных дуг имеют настолько характерное строение и обладают столь особенным комплексом фаций отложений, что сохраняют своеобразие, даже если геосинклиналильные пояса и связанные с ними островные дуги пересекают несколько климатических зон. Примером может служить геосинклиналильный пояс западной окраины Тихого океана, протягивающийся от субполярных широт почти до экватора.

Морфолитогенез шельфов окраинной зоны океана, который можно отнести к вулканогенно-тектоническому типу, является в климатическом смысле азональным, но, учитывая расположение основных структурно-тектонических зон в океанах, например обрамляющее положение геосинклиналильного пояса в Тихом океане, этот самостоятельный тип морфолитогенеза следует признать зональным в циркумокеаническом понимании. Однако нельзя полностью устранять влияние и климатических факторов на формирование рельефа и осадков в пределах островных шельфов геосинклиналильных дуг, вытянутых меридионально. В экваториально-тропической зоне островные шельфы западнотихоокеанского геосинклиналильного пояса существенно осложнены формами рельефа биогенного происхождения, а осадки, покрывающие их, связаны не только со свежим вулканогенным материалом, но и с конечными продуктами выветривания вулканических пород, а также с биогенными компонентами. Иногда в областях погружения океанического дна вулканические острова, входящие в системы островных дуг, могут переходить в разряд атоллов, как, например, атолл Хермит, принадлежащий Западно-Меланезийской островной дуге.

Подводные окраины континентов, особенно островных дуг в передних геосинклиналильных областях земной коры, обычно обладают сложным рельефом, связанным с интенсивной тектонической подвижностью геологических структур прибрежно-шельфово-склоновой зоны. Вертикальные тектонические движения способствуют возникновению здесь широкого комплекса подводных и надводных террас, разрывные дислокации обуславливают блоковый характер рельефа, а также большую крутизну верхней части континентального и островного склонов. Общей морфоструктурной особенностью шельфов

островных вулканических дуг является его узость, при этом часто понятия "шельф" и "прибрежная зона" идентичны. Наши исследования на Дальнем Востоке СССР [Павлидис, 1968; Ионин и др., 1971] показали, что в пределах вулканических областей основной характерной чертой рельефа прибрежной зоны и верхней части шельфа является полное преобладание абразионных форм над аккумулятивными. Например, рельеф прибрежно-шельфовой зоны Курильских островов, как правило, характеризуется крайней невыработанностью. Часто молодые лавовые потоки спускаются в море почти до бровки островного склона. В таком случае берега островов можно характеризовать как вулканические, не измененные морем, а формы рельефа дна островного шельфа – как вулканические. В некоторых случаях, однако, интенсивное волнение способствует выработке подводной абразионной террасы, что в условиях тектонического поднятия берега приводит к отмиранию береговых аккумулятивных и абразионных форм рельефа.

Влияние вулканизма на процессы осадкообразования в пределах прибрежно-шельфовых зон сказывается как путем непосредственного привноса "чисто" вулканогенного пирокластического материала, так и непосредственно через состав вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород – источников терригенного материала. Обломочные продукты, поступающие в береговую зону, подвергаются обычно интенсивной волновой переработке и, следовательно, механической дифференциации. Поэтому, скажем, на Курильских островах, в прибрежной зоне формируются песчаные отложения с высоким содержанием в них тяжелых минералов. Отметим, что в областях современного вулканизма, независимо от того на каких широтах они расположены, обычным является поступление к берегу и на шельф свежего обломочного материала, который минералогически полностью соответствует коренным вулканическим и вулканогенно-осадочным породам [Васильев и др., 1978].

Рельеф подводной части вулканических островов окраинной зоны океана позволяет почти беспрепятственно подходить к мелководью мощным океанским волнам, энергия которых расходуется в сравнительно узкой полосе. Часто уклоны подводной части побережья настолько велики, что наносы не могут удержаться. Поэтому отложения на островных шельфах, в частности в пределах Курильской гряды, развиты локально, оставляя обнаженными почти всю нижнюю часть подводной части островной ступени. Обломочный материал в массовых масштабах уходит за бровку островного склона и концентрируется у его подножия.

В целом в пределах шельфов вулканических островов резко преобладают песчаные отложения с примесью более грубообломочного материала. Характер сноса материала с островов, его гранулометрическое и минералогическое разнообразие, слабая предварительная переработка рыхлых продуктов в общем не способствуют глубокой дифференциации осадков на шельфе. Как правило, здесь распространены, наряду с хорошо отсортированными песками, отложения со сложным гранулометрическим спектром. Это позволяет

считать отложения вулканогенно-тектонических прибрежно-шельфовых областей результатом проявления неупорядоченного седиментационного процесса.

В районах авандельт, в местах массового выноса в океаны и моря терригенного материала формирование подводной окраины континентов происходит в условиях чрезвычайно интенсивного осадконакопления. Твердый сток рек является основным поставщиком в океаны терригенного материала. Масштабы твердого стока огромны. Ганг и Брахмапутра, например, поставляют 2177 млн. т осадочного материала в год, Хуанхе - 1887 млн., Миссисипи - 500 млн., Амазонка - 498,5 млн., Инд - 435 млн. Характерно, что большая часть крупных речных артерий мира, поставляющих каждая более 130 млн. т взвешенного материала в год, расположена во влажной тропической зоне [Лисицын, 1974]. Для сравнения укажем, что такие крупные реки Сибири, как Обь и Лена, поставляют в Северный Ледовитый океан лишь по 15 млн. т терригенного материала в год.

Основная часть аллювия отлагается в приустьевых частях, образуя огромные накопления осадочного материала в виде гигантских подводных конусов мощностью до нескольких километров. Подсчитано, что скорости осадконакопления в авандельтовых районах могут достигать 1000-10 000 Б, а распространение конусов выноса в океаны может достигать сотен и даже тысяч километров [Лисицын, 1978]. Основными формами рельефа поверхности авандельт этих специфических шельфовых мелководий являются эрозионные ложбины, связанные с продолжениями русел рек, и волновые аккумулятивные формы типа баров [Леонтьев и др., 1975]. Нередко бары и прирусловые валы образуют сложную систему генераций, отражающую историю развития дельт вместе с авандельтами. Хорошим примером могут служить известные "гринду" в дельте Дуная.

Авандельты крупных рек имеют довольно крутой внешний край (континентальный склон), часто прорезанный подводными каньонами, по которым осуществляется основной вынос терригенного материала к подножию склона и далее в океан. В этом отношении весьма показательны, например, дельты Ганга и Брахмапутры, где каньоны прорезают крутой свал внешнего края дельт до глубин около 2000 м.

Обычно авандельты сложены песчано-алевритовым, реже алевритово-глинистым материалом. В толще этих отложений нередко наблюдается частое вклинивание речных отложений в толщу морских осадков и, наоборот, наличие клиньев и линз морских отложений среди слоев аллювия. Как правило, в толщу авандельтовых осадков включены прослойки и линзы органогенных отложений и торфяников. Существенная особенность дельтовых отложений - свойственная им разнообразная слоистость при заметном преобладании кривой слоистости. На поверхности дна нередко наблюдается почти горизонтальная слоистость, а на свале глубин преобладает наклонная в сторону моря слоистость, при этом с тем более крутым падением слоев, чем крупнее материал, слагающий авандельту.

В целом авандельтовые отложения обычно хорошо отсортированы и могут характеризовать упорядоченный седиментационный процесс. Это связано с тем, что аллювиальный материал обычно хорошо дифференцирован в результате многократного переотложения. Последующая волновая переработка еще более усугубляет процесс дифференциации.

С точки зрения зональности авандельтовый тип морфолитогенеза нельзя строго относить к тому или иному климатическому поясу. Однако благоприятные условия для развития крупных аккумулятивных шельфов авандельтового генезиса существуют лишь в гумидных районах, особенно в экваториально-тропическом поясе. Кроме того, накопление мощных толщ авандельтовых отложений возможно лишь в окраинных районах континентов, характеризующихся относительным опусканием земной коры.

Весьма своеобразные черты морфолитогенеза характерны для морей с ярко выраженными приливными явлениями. Несмотря на то что приливы наблюдаются почти во всех районах Мирового океана, не все они могут быть отнесены к районам с приливым характером морфолитогенеза. Определяющую роль играет величина прилива. На акватории Мирового океана четко выделяются две характерные области распространения приливов: океанская и окраинно-материковая. Приливы океанской области редко превышают метр. Такие приливы не могут оказывать решающего влияния ни на рельеф береговой зоны и шельфа, ни на характер осадконакопления, так как высоты штормовых океанических волн значительно превышают эту величину и динамическая сторона морфолитодинамических процессов определяется здесь энергией волнения.

Приливы окраинно-материковой области резко отличаются по величине от океанских. Наибольшие величины приливов наблюдаются у расчлененных побережий в вершинах заливов, в проливах и крупных открытых устьях рек, достигая 10–15 и даже 18 м (залив Фанди). Такие приливы в известной мере порождены взаимодействием небольших по амплитуде приливных океанских волн с окраинами материков. В результате этого взаимодействия возникает особый морфолитодинамический фактор, влияние которого особенно сказывается в окраинных шельфовых морях. В частности, это характерно для районов современного или, особенно, древнего оледенения, которые, как правило, имеют сложный рельеф дна и расчлененные берега.

Формирование рельефа и осадков на приливных морях происходит в особых условиях. Приливо-отливные колебания уровня, достигающие нескольких метров по вертикали, вызывают периодическое смещение береговой линии с образованием широкой, местами в несколько десятков километров, мелководной, частично осушающей зоны (осушки). Наличие приливных "осушек" или "ваттов" — отличительная морфологическая черта прибрежной зоны приливных морей. Ватты могут быть песчаные, илистые, каменистые, валунные. Верхняя часть ваттов, покрытая растительностью и заболоченная, носит название маршей. Периодическое осушение верхней части

шельфа создает условия для воздействия субаэральных (процессы физического выветривания, растворения карбонатных пород атмосферной влагой, эоловые процессы и др.), проявления специфических биологических (образование маршей, мангровых зарослей) и иных факторов, не свойственных неприливному морю. Наконец, главное – приливо–отливные колебания порождают мощные периодические по направлению и почти постоянно действующие по времени приливо–отливные течения, скорости которых практически почти не уменьшаются с глубиной, охватывая всю толщу воды до дна. Вместе с волнением они образуют мощнейший, постоянно действующий энергетический фактор, условно называемый “волноприливым полем” [Медведев, 1964]. При этом течения могут достигать очень больших скоростей (до 5–8 м/сек). Они способны производить эрозионную работу на дне, перемешать грубообломочный материал по дну и мелкообломочный во взвеси на большие расстояния.

В зависимости от особенностей расчленения береговой линии и рельефа дна имеются районы с разными характеристиками волно–приливно–отливного поля, т.е. с различным соотношением силы волнения и приливо–отливных течений. Относительная роль волнения или приливо–отливных течений возрастает или уменьшается также в зависимости от глубины и удаленности от берега [Медведев, 1978].

Основная особенность литодинамики приливных морей – постоянный, довольно мощный, направленный вынос из береговой зоны на шельф не только илстого, но в ряде случаев и песчаво–гравийного терригенного материала. Наиболее ярким выражением этого процесса является образование на шельфах окраинных морей песчаных приливных гряд и волн. На шельфах приливных морей Мирового океана эти мезоформы рельефа обычно располагаются группами, занимающими сотни квадратных километров дна. Сами формы имеют протяжение в десятки километров, а относительную высоту над дном – десятки метров. В этих формах заключены десятки и сотни кубических километров песка, гравия и алевролита.

Морфология и частично генезис этих форм описаны для Северного и Белого морей, пролива Ла–Манш, северо–атлантического побережья США, Корейского залива и др. [Off, 1963; Van Veen, 1936; Медведев, 1972; и др.]. Механизм их образования не совсем ясен, однако, помимо мощного волноприливно–отливного поля, необходимо наличие достаточных запасов обломочного материала. Исследования показали, что материал, которым сложены гряды, не реликтовый. Он поступал и продолжает поступать на шельф из современных источников, находящихся в пределах данного приливно–отливного бассейна обычно в береговой зоне или в устьях рек в результате совместного действия волнения и течений. Подобно тому как на неприливно–отливных морях литодинамические цепи состоят из абразионно–аккумулятивных пар, расположенных в пределах береговой зоны, так и на приливных морях существуют такие связи, при этом источник материала находится обычно в береговой зоне, а область аккумуляции – далеко на поверхности шельфа.

Поскольку одновременно с перемещением крупнообломочного ма–

териала происходит массовый вынос на шельф и за его пределы более тонкого материала во взвеси, а также благодаря постоянно-му изменению напряженности волноприливного поля в пространстве и времени главным образом из-за резкого изменения скоростей и направления приливных течений в условиях расчлененного рельефа для шельфовых осадков приливных морей характерны большая пестрота гранулометрических фаций, их эфемерность и сложная стратификация.

По-видимому, отложения приливных морей следует считать в большой мере выражением неупорядоченного седиментационного процесса, так как в их формировании принимают участие многие разнообразные, часто противодействующие факторы. Так, для эстуариев, например, характерно развитие обширных илистых ваттов, для проливов с промывными условиями – распространение грубо-зернистых отложений.

Наиболее пестрые гранулометрические фации характерны для приливных архипелагов типа финских или беломорских шхер, где существуют и промывные, и затишные условия. Но наиболее мощные морфолитодинамические процессы происходят у открытых абразивных берегов приливных морей, таких, например, как восточные берега северной части Белого моря [Медведев, 1972], где наиболее ярко выражены литодинамические связи между сушей и поверхностью шельфа.

Таким образом, прямые литодинамические связи между береговой зоной и шельфом, интенсивность литодинамических процессов, специфика надводных и подводных форм рельефа, резкое преобладание крупнозернистого терригенного материала на шельфе, подвижность этого материала, пестрота гранулометрических фаций и характерная стратификация осадков, приближающаяся местами к русловой, – наиболее отличительные черты морфолитогенеза приливных морей.

Следовательно, зональность типов морфолитогенеза на шельфах морей и океанов отражает изменчивость природной среды в пространстве и времени. Однако эти различия не мешают общности в развитии шельфов Мирового океана, что связано с рядом глобальных факторов. К ним относятся действия волнения, общепланетарные колебания уровня Мирового океана в плейстоцене, проявление тектонических движений в пограничных зонах материк-океаны, на стыках литосферных плит и др. Описанные выше характерные черты морфолитогенеза на шельфах следует рассматривать в пространственном выражении в качестве общей схемы (рисунок, см. вкладку). Она не исключает, а наоборот, предполагает многообразие в проявлении рельефо- и осадкообразующих процессов в пределах одного и того же типа в зависимости от изменения природной среды. Так, например, полярный тип морфолитогенеза на шельфах Северного Ледовитого океана существенно отличается от такового у берегов Антарктиды, где основной осадкообразующий фактор – ледовый и айсберговый разнос [Лисицын, 1963]. Проявление гумидных типов морфолитогенеза имеет свою специфику в пределах континентальных и островных шельфов.

Неодинаково проявление морфодинамических и осадкообразующих процессов в пределах материковых окраин внутриконтинентальных бассейнов и океанов [Щербаков и др., 1978]. Наиболее существенным различием является разная гидродинамическая активность поверхностного слоя воды. В океанах длиннопериодные волны зыби воздействуют на дно практически по всей ширине шельфов и часто препятствуют накоплению пелитового и алевроитового материала даже в краевых зонах. Такое явление, в частности, способствует сохранению на дне океанских шельфов реликтовых плейстоценовых отложений, которые не подвергаются захоронению более молодыми осадками. На шельфах внутриконтинентальных бассейнов, таких, например, как Черное море, при отсутствии длиннопериодных волн зыби создаются благоприятные условия для накопления относительно более мелкозернистого материала, который обычно достаточно мощным покровом залегает на дне. Однако, несмотря на подобные различия, мы считаем возможным на данном этапе исследований генерализовать проявление морфолитогенеза на шельфах Мирового океана в соответствии с главными действующими факторами и на этом основании выделить и дать краткие определения семи основным его типам.

Полярный тип характеризуется заторможенностью морфогенеза; широким развитием на его поверхности реликтовых эрозионно-денудационных и ледниковых форм рельефа; значительным распространением выровненных поверхностей подводной (и подледной) аккумуляции; резким преобладанием в осадконакоплении терригенного, разнотернистого, полимиктового материала; развитием неупорядоченного седиментационного процесса; значительной ролью плавающего льда в разносе грубообломочного материала по всему пространству шельфа.

Гумидный тип умеренных широт характеризуется интенсивным воздействием на дно, часто почти по всей ширине шельфа, гидрогенных факторов, в том числе энергетически сильного волнения, что сильно активизирует процессы литодинамики и способствует образованию мощных волновых аккумулятивных форм типа баров; проявлением унаследованности процессов морфогенеза, что выражается в формировании последовательного ряда разновозрастных генераций аккумулятивных форм практически по всей ширине шельфа; устойчивой аккумуляцией рыхлого, преимущественно песчаного, полимиктового материала; упорядоченным седиментационным процессом в наиболее законченном виде; проявлением в седиментационном смысле (так же как и в морфологическом) процесса унаследованности по крайней мере на протяжении верхнего плейстоцена и голоцена, что выражается в стратиграфической смене снизу вверх фашиально однотипных комплексов осадков; распространением во многих районах на внешней окраине шельфа комплекса реликтовых верхнеплейстоценовых валлообразных форм рельефа и отложений, отвечающих условиям пониженного уровня Мирового океана в эпоху последнего оледенения.

Гумидный тип тропической зоны характеризуется преобладанием биогенных (рифобразующих) и хемогенных (цементация и выщелачивание)

чивание) морфолитогенетических процессов; усложнением рельефа шельфа, главным образом за счет скульптурных биогенных и волновых аккумулятивных форм; формированием под защитой внешнего барьера биогерм обширных шельфовых лагун со своеобразным комплексом форм рельефа и фаций отложений; значительным преобладанием в осадочном процессе карбонатного материала; преобладанием в составе терригенного сноса глинистых продуктов химического выветривания; высоким содержанием в осадках геохимически легко подвижных соединений и значительного количества органического вещества, что является предпосылкой интенсивного аутигенного минералообразования на первичной стадии раннего диагенеза; широким развитием подстилающих молодой осадочный чехол известняковых реликтовых поверхностей выщелачивания с характерными карстовыми формами рельефа, являющимися ловушками седиментационного материала.

Аридный тип характеризуется поступлением на шельф большого количества песчаного эолового материала практически при отсутствии аллювиального выноса, что способствует формированию в прибрежной зоне и на шельфе мощных аккумулятивных форм типа баров, особенно в условиях открытых океанских побережий, подвергающихся воздействию длиннопериодных волн зыби; слабой выраженностью на поверхности шельфа реликтовых форм рельефа и отложений; преобладанием в осадконакоплении мелкозернистого песчано-алевритового, хорошо отсортированного материала, слагающего однородные толщи осадков, что является характерной чертой упорядоченности седиментационного процесса; сочетанием аридного климата с явлением апвеллинга и высокой продуктивностью шельфовых вод, что способствует накоплению в осадках органического вещества и формированию на шельфе хемогенных осадков, например глауконитовых песков.

Вулканогенно-тектонический тип характеризуется отчетливым проявлением эндогенных процессов в особенностях морфолитогенеза шельфов, преимущественно в пределах островных дуг и тектонически активных окраин континентов; аazonальным характером распространения и сложностью рельефа, связанной с большой тектонической подвижностью; преобладанием абразионных форм рельефа в прибрежной зоне и на шельфе над аккумулятивными; преобладанием в осадконакоплении свежего, неизмененного обломочного и пирокластического материала; преимущественным распространением в прибрежной зоне и на шельфе песчаных и песчано-гравийно-галечных отложений; большим содержанием в песках высокожелезистых тяжелых минералов; слабой дифференцированностью материала осадков, что отражает неупорядоченный седиментационный процесс.

Авандельтовый тип характеризуется интенсивным осадконакоплением за счет массового выноса в океаны и моря терригенного аллювиального материала, что обуславливает высокие скорости накопления осадков и создание специфического облика шельфа в виде наклонных поверхностей гигантских подводных конусов; своеобразным рельефом как самих шельфов, так и поверхности континен-

Таблица

Типы морфолитогенеза и факторы, их определяющие на шельфах морей и океанов

Морфолитогенез на шельфах		Положение шельфов		Основные рельефо- и осадкообразующие факторы и процессы	
Типы	Подтипы	Структурно-геологическая приуроченность	Климатические зоны	Климатические	Характер и способ поступления седиментационного материала
1	2	3	4	5	6
Полярный	Арктический	Окраинная зона преимущественно платформенных областей	Ледовая и гундровая	Отрицательные среднегодовые T° воздуха, короткий (1-3 мес.) безморозный период (местами отсутствует)	Терригенный, грубо-обломочный; термоабразивный, солифлюкционный, аллювиальный, ледового разноса
	Антарктический			Современное оледенение материка и шельфа. Безморозный период отсутствует	Терригенный, грубо-обломочный; ледниково-экзарационный, ледового и айсбергового разноса
Гумидный умеренных широт	Океанический	Окраинных и внутренних морей	Умеренная	Равномерное избыточное увлажнение, циклоническая деятельность	Терригенный, преимущественно песчаный; аллювиальный, абразивный
	Океанических островов				
Гумидный тропической зоны	Континентальный	Окраинная зона преимущественно платформенных областей	Экваториально-тропическая	Избыточное увлажнение при среднегодовой T° воздуха свыше $+18^{\circ}\text{C}$	Глубокое химическое выветривание пород, интенсивный снос с суши глинистого материала; талассогенный; биогенный
	Океанических островов				
Аридный		Окраинная зона преимущественно платформенных областей	Аридная и семиаридная	Резко недостаточное увлажнение, большие суточные колебания T° воздуха	Терригенный, преимущественно алевролитовый; эоловый, талассогенный, хемогенно-аугигенный

Основные рельефо- и осадкообразующие факторы и процессы				Типичные шельфы
Биогенные	Хомогенные	Ледовые и гидродинамические	Палеогеографические	
7	8	9	10	11
Выражены слабо, местами выпадение в осадок SiO_2 аутигенного	Не выражены	Ограниченная роль волнения из-за ледового покрова	Частичное или полное оледенение шельфов, взостазия	Арктических морей
Не выражены		Экзарационная деятельность ледников		
Слабое накопление биогенного карбонатного материала	Выражена слабо	Длиннопериодные волны; преобладание аккумуляции в верхней части шельфа	Позднечетвертичные эвстатические колебания уровня Мирового океана; относительные колебания уровня внутренних морей; изменение характера речного стока в связи с изменениями климата; изменения систем течений в океанах	Восточного побережья США
Умеренное накопление, биогенного карбонатного материала		Абразия и аккумуляция под действием короткопериодных штормовых волн		
Накопление биогенного, преимущественно карбонатного материала		Постоянное волнение и периодическое мощное воздействие ураганов		Позднечетвертичные эвстатические колебания уровня Мирового океана; изменения $T^{\circ}C$ поверхностного слоя вод океана
Формирование коралловых рифов и накопление биогенных карбонатных осадков	Литификация карбонатного материала, оолитообразование	Ослабленное волновое воздействие из-за защитной роли коралловых рифов	Позднечетвертичные эвстатические колебания уровня Мирового океана	Атоллов Тихого океана, зал. Гуа-накьяibes (Куба)
Относительное накопление в осадках S_{org}	Фосфорито-оолито-гладуонитообразование	Длиннопериодные волны с преобладанием аккумуляции на шельфе; явления апвеллинга		Атлантического побережья Сахары, Перуанско-Чилийский

Таблица (окончание)

1	2	3	4	5	6
Вулкано-генно-тектонический	Материковый	Окраинные области океанов (преимущественно Тихого) в зонах стыка континентального и океанического типов земной коры	Азональные	Различные	Терригенный: абразионный
	Островных дуг и вулканических островов				Терригенно-вулканический: абразионный, кластогенный
Авандельтовый		Преимущественно платформенные области			Терригенный: аллювиальный
Приливных морей		Преимущественно расчлененных окраин материков			Терригенный: аллювиальный, абразионный

тального склона, где широко развиты эрозийные ложбины, часто переходящие в подводные каньоны; большими мощностями осадочной толщи, обладающей отчетливой слоистостью, обусловленной сменой песчано-алевритовых и алеврито-глинистых разностей осадков; упорядоченным седиментационным процессом; общей приуроченностью данного типа к гумидной климатической зоне и районам, относящимся к области прогибания земной коры.

Тип морфолитогенеза приливных морей характеризуется очень высокой энергией литодинамических процессов, особенностью которых является постоянный довольно мощный вынос из береговой зоны на шельф не только илистого, но в ряде случаев и песчано-гравийного материала; особыми "приливными" формами рельефа (приливные бенчи, ватты, марши, песчаные валы и др.), среди которых наиболее широким распространением на шельфах пользуются подводные приливные гряды, имеющие простирание в десятки километров и относительную высоту над дном — десятки метров; особым типом приливных осадков, который отличают большая пестрота гранулометрических фаций, их эфемерность и сложная стратификация, приближающаяся местами к русловой.

Перечисленные типы морфолитогенеза и данные им характеристики, естественно, не исчерпывают всего их многообразия, представляя собой лишь начальный этап в данном направлении исследований. Внутри каждого из типов возможны различные вариации как в особенностях рельефо-, так и осадкообразования.

Нами была предпринята первая попытка систематизации типов морфолитогенеза на шельфах Мирового океана. Она выразилась в составлении таблицы, где показаны основные рельефо- и осадкообразующие факторы и процессы и принято во внимание их положение в различных климатических зонах. Это и позволило составить:

7	8	9	10	11
Не выражены	Не выражены	Преобладание волновой абразии	Выражены слабо	Западного побережья Мексики Курильских островов, островов Меланезии и Индонезии
		Интенсивная аккумуляция под воздействием волнений и течений	Относительные колебания уровня	Авандельгт рек: Амазонки, Нила, Дуная и др.
		Высокая подвижность обломочного материала на всей поверхности шельфов в волно-приливном поле	Экзарационно-аккумулятивная деятельность ледников; повышение уровня Мирового океана	Мезенского залива (Белое море), зал. Шелехова (Охотское море)

принципиальную схему географического распределения типов и подтипов морфолитогенеза на шельфах и тем самым показать их зональность (см. рис.).

Необходимо еще раз подчеркнуть, что "морфолитогенез" как природный геолого-геоморфологический процесс проявляется наиболее отчетливо в прибрежно-шельфовых зонах морей и океанов, где формирование рельефа и осадков взаимосвязано и где оно происходит особенно интенсивно по сравнению с другими районами океана.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978.
- Безруков П.Л. Некоторые проблемы зональности в Мировом океане. — Intern. Oceanogr. Congr. Preprints. Washington. 1959.
- Берега Тихого океана / Под ред. В.П. Зенковича. М.: Наука, 1967.
- Васильев В.П., Калинин В.В., Невесский Е.Н., Павлидис Ю.А. Трансформация минералогического состава терригенного материала в процессе его поступления в прибрежную зону океанических островов. — В кн.: Морфолитогенез и позднечетвертичная история прибрежно-шельфовых зон. М.: Наука, 1978.
- Геология СССР. Т. XXVI. Острова советской Арктики. М.: Недра, 1970.
- Гершанович Д.Е., Конюхов А.И. Седиментогенез в зоне Перуанского течения. — В кн.: Островные шельфы тропической зоны океана. М.: ИОАН СССР, 1975, вып. 1.
- Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Ионин А.С., Каплин П.А., Леонтьев О.К. и др. Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны дальневосточных морей СССР. М.: Наука, 1971.
- Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А. О морфолитодинамической зональности на шельфах морей и океанов. — В кн.: Тезисы I съезда советских океанологов. М.: Наука, 1977, вып. 3.

- Ионин А.С., Павлидис Ю.А., Авельо Суарес О. Геология шельфа Кубы. – Морфолитогенез и позднечетвертичная история. М.: Наука, 1977.
- Ласточкин А.Н. Подводные долины северных морей СССР. – Изв. ВГО, 1977, т. 109, вып. 5.
- Ласточкин А.Н. Субазральное расчленение рельефа северного шельфа Евразии. – Изв. ВГО, 1979, т. 111, вып. 3.
- Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1975.
- Лисицын А.П. Морские ледовые отложения полярных областей и эпохи оледенения и их значение для палеогеографии. – В кн.: XIX Междунар. геогр. конгр., в Стокгольме, 1960 г. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Лисицын А.П. Донные осадки шельфа Антарктиды. – В кн.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Лисицын А.П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью. – В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974.
- Лисицын А.П. Биогенная седиментация в океанах и зональность. – Литология и полезные ископаемые, 1977а, № 1.
- Лисицын А.П. Терригенная седиментация, климатическая зональность и взаимодействие терригенного и биогенного материала в океанах. – Литология и полезные ископаемые, 1977б, № 6.
- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978.
- Лонгинов В.В. Очерки литодинамики океана. М.: Наука, 1973.
- Медведев В.С. Об изучении роли приливов в динамике береговой зоны. – Океанология, 1964, т. 4, вып. 2.
- Медведев В.С. Схема литодинамики и баланс наносов в северной части Белого моря. – В кн.: Процессы развития и методы исследования прибрежной зоны моря. М.: Наука, 1972.
- Медведев В.С. О морфо- и литодинамических связях между береговой зоной и шельфом приливного моря. – В кн.: Морфолитогенез и позднечетвертичная история прибрежно-шельфовых зон. М.: Наука, 1978.
- Монин А.С. История Земли. Л.: Наука, 1977.
- Невесский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М.: Наука, 1967.
- Невесский Е.Н. Вопросы эффективности изучения истории геологического развития прибрежно-шельфовых зон океана. – Океанология, 1976, т. 16, вып. 6.
- Огородников В.И. Современное осадконакопление на шельфе Чукотского моря: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Одесса, 1977.
- Павлидис Ю.А. Некоторые особенности образования современных прибрежных отложений в пределах вулканического архипелага. М.: Наука, 1968.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960–1962.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
- Страхов Н.М. К вопросу о климатических типах литогенеза в океанском секторе Земли. – Литология и полезные ископаемые, 1976а, № 6.
- Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976б.
- Страхов Н.М. Существует ли аридный тип литогенеза в океане? – Литология и полезные ископаемые, 1977а, № 4.
- Страхов Н.М. Две концепции современного глобального осадконакопления и их методология. – Литология и полезные ископаемые, 1977б, № 6.
- Страхов Н.М. "Принцип соответствия" Л.А. Зенкевича и его значение для теории океанского осадкообразования. – Литология и полезные ископаемые, 1978, № 4.

- Схолл Д.В., Сайнсбери К.Л. Морская геология и батиметрия шельфа Чукотского моря в районе Оготурок-крик, Северо-Западная Аляска: Докл. I Международн. симпозиума по геологии Арктики. М.: Мир, 1964.
- Хопкинс Д.М. История урвония моря в Берингии за последние 250 000 лет. — В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток: Изд. ДВНЦ АН СССР, 1976.
- Шербаков Ф.А., Куприн П.Н., Потапова Л.И. и др. Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря. М.: Наука, 1978.
- Emery K.O. Geology of continental margin of Eastern United States. — In: Conclusion Papers, L., 1966a, v. 17.
- Emery K.O. Atlantic continental shelf and slope of the United States, geologic background. — U.S. Geol. Surv. Profess. Pap., 1966b, N 529—A.
- Emery K.O. Continental margin of the world. — In: The geology of the East Atlantic continental margin/Ed. F.M. Delany, L.: Inst. Geol. Sci. Rept, 1970, N 70.
- Marin geology and oceanography of the Arctic seas. B., 1974.
- Off Th. Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1963, v. 47, N 2.
- Schlee L.S., Pratt R.M. Atlantic continental shelf and slope of the United States—gravel of the Northeastern part. — U.S. Geol. Surv. Profess. Pap., 1970, N 529—11.
- Van Veen T. Onderzoekingen in de Hoofden in verband met de gesteldheid der Nederlandsche kust. Vanwege het Ministerie van waterstaat. S. — Gravenhage, 1936.

Ю.А. Павлидис, Ю.М. Бабаев, А.С. Ионин,
Ю.И. Возовик, Н.Н. Дунаев

ОСОБЕННОСТИ ПОЛЯРНОГО МОРФОЛИТОГЕНЕЗА НА ШЕЛЬФЕ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Для решения общих вопросов морфолитогенеза на шельфах Мирового океана необходимы комплексные исследования в различных природных зонах Земли. Предложенные выше типы морфолитогенеза¹ включают в качестве одного из основных полярный морфолитогенез, который наиболее отчетливо реализуется на шельфах Северного Ледовитого океана.

Понимание основных процессов формирования рельефа и отложений шельфа, а также истории его развития совершенно необходимо, для выяснения образования здесь полезных ископаемых осадочного генезиса, тесно связанного с особенностями проявления этих процессов и физико-географическими условиями развития прибрежно-шельфовых зон. Особое значение приобретают геолого-геоморфологические и литологические исследования в пределах северных шельфов СССР, изученность которых все еще остается недостаточной.

Континентальный шельф Северного Ледовитого океана занимает примерно 50% от его площади и относится к числу наиболее обширных шельфов мира. Настоящая работа посвящена изучению важного в геологическом, седиментологическом и палеогеографическом отношениях района — шельфу Чукотского и северной части Берингова морей, району, известному под названием "Берингия".

¹ См. статью А.С. Ионина, В.С. Медведева и Ю.А. Павлидиса, помещенную в этом томе.

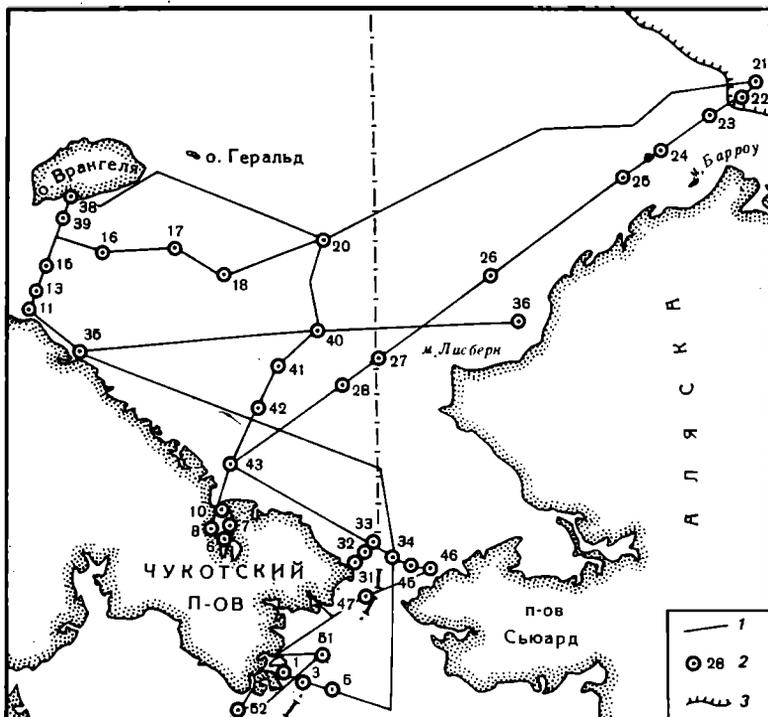


Рис. 1. Карта схема района работ

1 – маршрут экспедиции, 2 – геологические станции, 3 – край шельфа

Среди советских исследователей наибольшее внимание уделяли палеогеографическим аспектам развития этого региона О.М. Петров [1965, 1976], Ю.Б. Гладенков [1976, 1978], С.Ф. Бискэ [Бискэ, Баранова, 1976; Бискэ, 1978] и др., среди американских – Д.М. Хопкинс [1976; Hopkins, 1959, 1967a, b].

Летом 1978 г. авторы в составе Полярной северо-восточной экспедиции Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР провели комплексные геолого-геофизические, геоморфологические и литологические морские экспедиционные исследования в названном выше районе.

Во время работ были собраны новые материалы по геологическому строению, рельефу и осадкам шельфа этого района. За сравнительно короткий навигационный период было выполнено около 1700 миль эхолотного промера, около 1400 миль морских галсов с непрерывным сейсмоакустическим профилированием, было отобрано 48 колонок грунта длиной до 4,5 м с помощью вибропоршневой грунтовой трубки ВПГТ-59 и ударной трубки ПТ-53, взято 88 проб грунта с помощью дюрчерпателя "Океан", выполнены геолого-геоморфологические обследования некоторых участков побережья Чукотского полуострова и о. Врангеля (рис. 1).

Отметим, что ранее в этом районе проводились исследования геоморфологии побережий [Буданов, Ионин, 1956; Ионин 1959; Каплин, 1971; Дегтяренко, 1971; Жиндарев, 1974; Жиндарев, Морозова, 1974; Свиточ, 1978; Бабаев, Жиндарев, 1979], рельефа дна [Бабаев, Жиндарев, 1977; Морозова и др., 1979; Ласточкин, 1977а,б, 1979; Схолл, Сайсберн, 1964], донных осадков [Семенов, 1965; Огородников, 1977; Огородников, Русанов, 1978; Greager et al., 1965, 1970; McManus et al., 1969], истории развития в кайнозое [Бискэ, Баранова, 1976; Берингия в кайнозое, 1976; Гопкинс, 1965; Петров, 1976; Хопкинс, 1976; Andrews, 1978; The Bering Land Bridge, 1967; Hopkins, 1959; Hopkins, 1967a, b; Nelson et al., 1974].

ФАКТОРЫ И ПРОЦЕССЫ МОРФОЛИТОГЕНЕЗА

На шельфе Чукотского моря и северной части Берингова моря (бассейна Чирикова) морфолитогенез в основном обусловлен проявлением зональных климатических факторов. С климатом связано действие экзогенных процессов, но косвенным образом климат влияет и на проявление биогенных процессов, имея в виду накопление в осадках Чукотского моря аморфного кремнезема благодаря массовому привносу течением фитопланктона из Берингова моря. Только лишь группа так называемых эндогенных факторов и процессов (новейшая тектоника, геологическое строение района и т.п.) является азональной в климатическом отношении. Палеогеографические же факторы морфолитогенеза на шельфе Чукотского моря мы склонны связывать в основном с климатическими особенностями развития Берингийского района в верхнем плейстоцене и голоцене.

Климат в районе Чукотского моря полярный, что определяет характер проявления большинства экзогенных процессов, обуславливающих мобилизацию, перемещение и поступление обломочного материала в бассейн. По классификации Б.П. Алисова (1947), Чукотское море относится к Арктической климатической области, а бассейн Чирикова — к Субарктической тихоокеанской области. Вся территория Северо-Востока СССР, в том числе акватория Чукотского моря, расположена в зоне отрицательных среднегодовых температур, нигде не поднимающихся выше минус 3,2°С. Самый холодный месяц — февраль, в течение которого температура воздуха колеблется от минус 21°С на юге моря у берегов Чукотки до минус 27°С на севере. Минимальные температуры воздуха здесь составляют минус 42–46°С. Безморозный период длится обычно с июля по сентябрь, хотя часто, особенно в ледовитые годы, безморозный период здесь вообще отсутствует, так как в ночные часы температура воздуха падает ниже 0°С.

Вечная (многолетняя) мерзлота является одной из самых важных ландшафтных особенностей, связанных с суровым климатом края. На большей части территории Чукотки подпочвенные горные породы имеют круглый год отрицательную температуру, а заклю-

чающаяся в них вода находится в твердом состоянии. В северных, прибрежных, районах Чукотки мерзлота прерывается лишь под руслами рек, под большими озерами и в зонах интенсивных разломов горных пород из-за повышенного теплового потока. Мощность многолетней мерзлоты меняется в довольно значительных пределах под влиянием многих геологических, оргидрографических и гидрогеологических факторов. Ее максимальные мощности достигают, по непосредственным наблюдениям, 300 м и более. В северных тундрах глубина сезонного протаивания в щебнистых грунтах, даже на склонах южной экспозиции, не превышает 0,8–1,8 м, а под болотами и моховым покровом тундры она не опускается ниже 15–40 см.

Сплошное распространение мерзлоты на водосборных площадях Чукотского и северной части Берингова морей приводит к тому, что деятельность грунтовых вод здесь ничтожна, следовательно, вынос растворенных веществ возможен только поверхностными водами из деятельного слоя почвы в период его оттаивания. Толщи горных пород, лежащие ниже деятельного слоя, являются как бы законсервированными, и в них практически не происходит процессов выветривания [Лисицын, 1966]. Интенсивность миграции воды в деятельном слое весьма ограничена как по вертикали, так и по горизонтали. Несколько по-иному этот процесс происходит на склонах, где обычно развивается солифлюкция, т.е. стекание, сползание талой насыщенной водой почвы вниз по склону. Процессы солифлюкции представляют в долины со склонов южной экспозиции заметное количество обломочного материала, при этом часто не только в форме дресвы и щебня, но и в виде глинозема, образующегося в деятельном слое почвы. Значение солифлюкции особенно велико в подаче обломочного материала в береговую зону непосредственно с береговых склонов, клифов, скованных многолетней мерзлотой. На участках клифов, изолированных от непосредственного контакта с морской водой, солифлюкция сопровождается блоковыми смещениями слоев грунта по подошве сезонноталого деятельного слоя. В нижней части клифов, сложенных многолетнемерзлыми породами, включающими нередко линзы льда, из-за соприкосновения их с морской водой происходит разрушение откосов в результате передачи тепла от воды к льду в основном посредством волнения. Этот процесс получил название термоабразии [Леонтьев и др., 1975]. Вообще же на берегах арктических морей солифлюкционные, оползневые и термоабразионные процессы настолько тесно связаны между собой, что такие участки берегов обычно именуют общим термином "термоабразионные".

Особенности климата в Арктике, в частности Чукотского полуострова, обуславливают определенный тип выветривания. Здесь развито почти исключительно морозное выветривание, при этом в условиях относительно сухого климата оно обычно не заходит дальше образования щебнистых россыпей, создающих поверхность каменистых тундр на водоразделах. Морозное выветривание, обусловленное периодическим или эпизодическим растрескиванием пород при замерзании воды в трещинах, происходит наиболее интенсивно в те

сезоны года, когда наблюдаются частые переходы температуры через 0°C . В зимние месяцы этот процесс приостанавливается, на побережьях одновременно прекращаются абразия и поступление твердого стока рек, заторможиваются литодинамические процессы в береговой зоне, так как даже пляжи оказываются скованными панцирем льда. Таким образом, активное питание береговой зоны и шельфа обломочным материалом в арктических морях происходит лишь в летние, сравнительно короткие периоды времени.

Аллювиальный вынос обломочного материала (твердый сток) в Чукотское море и в бассейн Чирикова находится в зависимости от следующих основных факторов: рельефа (а следовательно, от тектоники), климата, наличия многолетней мерзлоты, характера почв, петрографии пород, слагающих водосборный бассейн, и т.п. В этой физико-географической области имеет место ряд существенных особенностей, определяющих характер твердого стока рек. Во-первых, все реки на Чукотском полуострове и в прилегающей к району исследований части Аляски расположены в тундровой зоне и находятся под влиянием ряда зональных факторов – многолетней мерзлоты, растительного покрова и др.; во-вторых, большинство рек стекает с гор, а вблизи их впадения в море текут по заболоченной равнине; в-третьих, многие реки, особенно на севере Чукотского полуострова, впадают в лагуны, отчлененные от моря береговыми аккумулятивными формами; в-четвертых, режим стока рек резко меняется по сезонам года (весенне-летний сток составляет до 70% и более); в-пятых, определяющими факторами, влияющими на формирование твердого стока рек, являются процессы выветривания в тундровой зоне и солифлюкция; в-шестых, своеобразии процессов выветривания в условиях относительно сухого арктического климата обуславливает преобладание в составе твердого стока рек песчано-алевритового полимиктового материала.

Данных об объемах твердого стока рек побережья Чукотского полуострова практически нет, но в общем величина этого стока невелика. Его роль в осадконакоплении на шельфе уменьшается еще и потому, что большинство рек впадает, как уже было сказано, в лагуны, являющиеся естественными ловушками большей части седиментационного материала. В этом отношении лишь р. Юкон представляет некоторое исключение. Она поставляет в бассейн Чирикова 88 млн. т твердого осадочного материала в год, что составляет почти $9/10$ стока всего твердого осадочного материала с суши в Берингово море. Эти особенности р. Юкон, которая по объему твердого стока стоит в одном ряду с такими реками тропическо-гумидной зоны, как Ориноко, Конго, Замбези и др., объясняются как очень большой величиной механической денудации в бассейне (103 т/км^2), так и поступлением колоссального количества мутных ледниковых вод [Лисицын, 1966, 1974]. Таким образом, р. Юкон, формирующая дельту, является поставщиком огромного количества взвешенного материала, который затем течениями разносится далеко за пределы приустьевого взморья.

Итак, проявление экзогенных процессов, обуславливающих мобилизацию, перемещение и поступление осадочного материала на шельфы Чукотского и северной части Берингова морей, определяется в основном характером климата региона. Это выражается в сезонности терригенного сноса, преобладании в составе этого сноса песчано-алевритовых и более крупных фракций обломочного материала, в почти полном отсутствии растворенного стока и выноса в море геохимически легко подвижных соединений.

Гидрогенные процессы в море, имея в виду механическое воздействие ветровых волн и зыби, различных по генезису течений, в том числе и постоянных, оказывают самое существенное влияние на формирование как рельефа прибрежно-шельфовой зоны, так и на поступление, измельчение, окатывание, истирание и, наконец, на дифференциацию, перенос и распределение в соответствии с гидравлической крупностью обломочного материала. Более того, принято вообще рассматривать шельф как континентальную ступень, выработанную (или в достаточной степени измененную) гидрогенными, в основном волновыми, процессами в структурно сформированной поверхности переходной зоны от материка к океану. Механизм гидрогенных процессов, действующий как непосредственно в береговой зоне, так и с различной степенью энергии на всей остальной поверхности шельфа, с достаточной полнотой изложен в монографиях В.П. Зенковича [1962], В.В. Лонгинова [1973], О.К. Леонтьева с соавторами [1975] и др.

Установлено, что хотя гидрогенные процессы имеют общепланетарный характер, однако их энергетическое проявление находится в прямой зависимости от конкретного ветро-волнового режима в том или ином районе моря, связанного с особенностями климата, общей гидрометеорологической обстановкой, величиной акватории бассейна, конфигурацией береговой линии и рельефом дна.

Ветро-волновой и ледовый режимы обусловлены положением Чукотского моря и бассейна Чирикова в полярных и субполярных широтах. Большую часть года акватория Чукотского моря покрыта льдами: на севере — многолетними, паковыми, на юге — однолетними. Лишь на 2–3, реже 4 летне-осенних месяца южные районы моря очищаются от льда, но в отдельные сильноледовитые годы кромка ледяных полей может спускаться намного южнее широты о. Врангеля. Температура прибрежных поверхностных вод в таких случаях не превышает минус 0,5–0,9°C. Нередко плавающие летом льды при ветрах северных румбов приближаются непосредственно к ориентированной с северо-запада на юго-восток береговой линии Чукотки. Отдельные крупные льдины при этом застамушиваются на мелководье и, скапливаясь, образуют ледяные барьеры — естественные волноломы, предохраняющие преимущественно аккумулятивные берега от размыва. Известную роль в образовании этих барьеров на аккумулятивных участках побережья играют подводные валы, на гребнях которых и происходит застамушивание отдельных льдин.

Значительная продолжительность ледового покрова не только ограничивает во времени действие волновых процессов, но сказывается на величинах разгона волн и их параметрах. Так, например, в июле и августе, когда разгон волн невелик из-за наличия льдов и преобладают вследствие антициклональной погоды ветры южных и северо-восточных направлений, максимальные высоты штормовых волн не превышают 3–5 м. В сентябре и октябре в связи с прохождением глубоких циклонов преобладают ветры северо-западных, северных и северо-восточных направлений. В отдельных случаях при этом высота волн достигает 7 м при длине 127 м и периоде 9,1 сек [Справочные данные..., 1962].

Не меньшей суровостью ледовых условий и ограниченным временем волнового воздействия характеризуется и северная часть Берингова моря (бассейн Чирикова и Берингов пролив), где даже в конце июля еще можно встретить плавающие льды. Температура поверхностных вод в это время нередко достигает плюс 6–9°C, а их соленость в связи с таянием льдов и речным стоком уменьшается с 32–33 до 28–30‰. Развитие сильных волнений часто связано с прохождением циклонов, но в летние месяцы при ветрах южных и восточных направлений высота волн не превышает 2–3 м. Осенью преобладают волнения северных румбов, а наиболее сильные возникают при северо-восточных ветрах, когда высота волн может достигать 5–7 м при длине около 100 м и периоде 10,5 сек [Справочные данные..., 1962]. Большое значение в рельефо- и осадкообразовании в северной части Берингова моря имеет почти постоянно действующая в летне-осеннее время длиннопериодная зыбь. Она оказывает такое же механическое воздействие на поверхность прибрежно-шельфовой зоны, как и энергетически сильные штормовые волны, и вызывает активные движения воды в придонном слое, способные перемещать песчаные фракции до глубин порядка 100 м.

Приведенные данные о параметрах довольно редких, но энергетически мощных волн свидетельствуют о том, что даже в крайне ограниченные отрезки теплого времени года волновые процессы играли и играют существенную роль в преобразовании рельефа верхней части шельфа и собственно берегов. Именно с волновыми процессами связаны перемещение, дифференциация материала по крупности и перераспределение не только пляжевых, но и донных отложений иногда на всей поверхности мелководного шельфа. Возникающие при волнении энергетические волновые и градиентные компенсационные течения сносят пелитовые и алевритовые фракции с поверхности реликтовых возвышенностей в котловины внутренней зоны шельфа и за пределы его окраинной зоны.

Волновые процессы, а именно абразия, привели к широкому распространению на побережьях Чукотского моря и бассейна Чирикова морфологически четко выраженных абразионных, абразионно-солифлюкционных, реже термоабразионных и абразионно-денудационных типов берегов [Ионин, 1958, 1956, Каплин, 1971]. Волновые процессы и сейчас играют большую роль в формировании

рельефа береговой зоны, что проявляется как в активном разрушении берегов и в поступлении больших объемов обломочного материала на шельф, так и в широком распространении на побережье района исследований волновых аккумулятивных форм рельефа в виде мощных пересыпей-баров, кос, аккумулятивных террас, подводных валов. Однако здесь большие объемы обломочного материала часто бывают "законсервированными" в реликтовых аккумулятивных образованиях. Лишь пляжевый материал, представленный обчно галечниками и гравием, реже щебнем, испытывает истирание в процессе его перемещения волнами. Но и он, учитывая положение побережий в арктическом и субарктическом климатах, большую часть года малоподвижен, так как при температуре воздуха минус 5° и ниже происходит смерзание гравийно-галечных наносов в зоне залеска с образованием корок льда.

Выше упоминалось, что значительная часть твердого стока рек Чукотского моря и бассейна Чирикова (за исключением р. Юкон) остается в акваториях многочисленных лагун или скапливается в вершинах фиордовых бухт и заливов в виде надводных и подводных дельт. В связи с этим абразионные процессы нередко являются основным поставщиком материала в прибрежно-шельфовую зону на отдельных участках этих водоемов, где средняя скорость разрушения сложенных четвертичными толщами берегов нередко достигает 1-2 м в год [Ионин, 1958]. В свое время исключительно большую роль абразии берегов в процессах современного осадкообразования Берингова моря отмечал и А.П. Лисицын [1966], считая, что в результате абразии только рыхлых террасовых отложений на западном побережье в этот водоем поступает ежегодно 200-400 млн. т обломочного материала против 100-120 млн. т, поставляемых реками.

Постоянные течения Чукотского моря и бассейна Чирикова, их скорость и направления определяются особенностями гидрологического режима, рельефом дна и пр. Наряду с волнениями они обуславливают механическую дифференциацию вещества и перемещение его в виде взвеси на обширных пространствах шельфа. В частности, с течениями связано перемещение значительных объемов выносимого р. Юкон взвешенного материала через Берингов пролив в Чукотское море, а также перенос в том же направлении большого количества фитопланктона.

Наиболее мощное постоянное течение в этом районе, направленное из Берингова моря в Чукотское, переносит от 22 до 30 тыс. км³ воды в год. При этом наблюдаются скорости придонных течений от 15-30 до 3 м/сек [Лисицын, 1966; Океанографическая энциклопедия, 1974]. С этим течением связано поступление в Чукотское море в летнее время более теплых (4-12°) и несколько опресненных (менее 30 ‰) из-за стока р. Юкон берингово-морских поверхностных вод. Войдя в Чукотское море, течение раздваивается на ветви, одна из которых прослеживается вдоль берегов Аляски до мыса Барроу, а вторая проходит несколько восточнее острова Врангеля.

По данным А.П. Лисицына [1966], среднее содержание взвеси в этих водах составляет 5–7 гр/м³. Поэтому, несмотря на то что часть взвеси, поступающей из Берингова моря в Чукотское, успевает осесть в бассейне Чирикова, все же в южную часть Северного Ледовитого океана здесь ежегодно выносятся от 110 до 154 млн. т взвешенного осадочного материала, т.е. значительно больше, чем приносят в Чукотское море все реки. Поскольку большая часть взвеси имеет биогенное происхождение (фитопланктон), следует подчеркнуть исключительно важную роль именно биогенного материала в осадконакоплении Чукотского моря.

Одновременно из Восточно-Сибирского моря по проливу Лонга вдоль побережья Чукотки осуществляется перемещение холодных арктических вод, которые также испытывают опреснение благодаря стоку сибирских рек. Обычно эти воды смешиваются с прогретыми шельфовыми водами и течение поворачивает на север. Однако в отдельные годы это "полярное" течение прорывается через западную часть Берингова пролива на юг, с чем связан вынос разреженных льдов в бассейн Чирикова. Вообще следует отметить, что такая циркуляция вод обычно наиболее ярко проявляется в летние месяцы, но может измениться в любое время года в связи с изменением общей синоптической обстановки и направления ветров.

Приливные и нагонные колебания уровня оказывают некоторое влияние на циркуляцию вод, однако, поскольку сами неправильные и правильные полусуточные приливные колебания уровня небольшие (0,4–0,5 м в западной части бассейна Чирикова, 0,2–0,3 м в Чукотском море), их роль в морфолитогенезе прибрежно-шельфовой зоны сравнительно невелика. Большую роль в рельефообразовании и седиментогенезе в прибрежной зоне шельфа играют штормовые нагонные повышения уровня и связанные с ними компенсационные противотечения. Отмечено, что в отдельных случаях штормовые нагоны в Чукотском море вызывают повышение уровня воды у берегов на 2–3 м. Это вызывает существенную переработку рельефа береговой зоны волновыми процессами и вынос из нее на шельф мелкообломочного материала придонными противотечениями. Одновременно во время нагонов осуществляется принос взвешенного материала (в том числе и тонкого песка) из внешней части береговой зоны через протоки или в результате перелива штормовых волн через пересыпи в акватории лагун. Это ведет к заносимости и обмелению последних и, таким образом, к изъятию твердого вещества из общего баланса поступающего на шельф материала. По расчетным данным интенсивность переноса материала в глубь одной из лагун Чукотского моря во время штормовых нагонов почти в 12 раз превышает интенсивность выноса его из лагуны при сгонном понижении уровня [Совершаев, 1977].

Плавающие льды, которые условно могут быть отнесены к гидрогенным факторам, могут играть активную роль в процессах морфолитогенеза на шельфах. Прежде всего под действием волнений лед может оказывать на берега механическое воздействие, способствуя разрушению клифов или береговых обрывов на приглубых бе-

регах, а на отмелях застамушенные льдины, сдвигаясь под напором массивных ледяных полей к берегу, образуют гряды, неправильной формы валы, выпахивают на подводном склоне рытвины и желоба. Однако все эти микроформы рельефа шельфа, главным образом его береговой зоны, эфемерны и быстро преобразуются волновыми процессами [Ионин, 1958].

Более существенна роль плавающего льда в транспортировке и в разносе по акватории обломочного материала, либо вымерзшего в лед у берега, либо осыпавшегося на его поверхность со склонов прибрежных горных массивов или с поверхности клифа. У нас пока нет достоверных данных, позволяющих определить вероятный вес разносимого льдами обломочного материала, но широкое распространение на побережье Чукотского моря песчаных и гравийно-галечных пляжей, а на поверхности шельфа больших скоплений в илстых отложениях грубообломочного материала не может не свидетельствовать о широком разносе пляжевого материала по акватории моря.

А.П. Лисицын [1966] считает, что в Беринговом море общий вес разносимого льдами грубообломочного материала составляет около 36 млн. т, т.е. около одной трети осадочного материала, поставляемого всеми реками ежегодно в море. Вес заключенного во льдах взвешенного материала колеблется от 9 до 18 млн. т, при этом 20% образованных зимой льдов, а значит, и осадочный материал выносятся течениями в Чукотское море.

Агрессивность морских вод по отношению к карбонатам также может быть условно отнесена к гидрогенным факторам, оказывающим свое влияние на процессы осадкообразования в водоемах. Приведенные данные в монографии А.П. Лисицына [1966] о щелочном резерве и щелочно-хлорном коэффициенте водных масс Берингова моря показывают, что с глубиной воды становятся агрессивными по отношению к карбонатам. Кроме того, понижение температуры воды также увеличивает растворимость карбонатов, в связи с чем при температуре ниже минус 5°C морская вода даже с нормальной соленостью становится недонасыщенной карбонатом кальция [Алекин, 1966]. Поэтому и в шельфовых зонах хемогенная садка карбонатов невозможна, а карбонатный материал подвержен процессам растворения обломками раковин моллюсков, бентосных фораминифер, известковыми панцирями ежей, остатками известковистых трубок червей-серпулид, известковыми скелетами мшанок и баянусов. Как правило, этот материал увеличивает карбонатность песчаных, реже гравийно-галечных отложений, особенно вблизи устьев рек.

Краткая характеристика гидрогенных процессов показывает, что, несмотря на суровые ледовые условия полярных бассейнов, редкие штормовые волны и связанные с ними течения, а также постоянные течения существенно влияют на формирование рельефа в прибрежно-шельфовой зоне и распределении осадков на шельфе. Отметим, однако, что развитие рельефа отличается здесь некоторой заторможенностью из-за кратковременности волнового воздействия.

Тектонические процессы также оказывают влияние на формирование рельефа шельфа, а через него — на характер распределения в его пределах рыхлых отложений.

Тектонический фактор является азональным, однако в зависимости от положения шельфовой зоны в том или ином климатическом поясе его проявления бывают в большей или меньшей степени затуманены эрозионно-денудационными, абразионными и аккумулятивными процессами, направленными обычно на общее выравнивание рельефа шельфа. В некоторых случаях, наоборот, первичный тектонический рельеф акцентируется развитием, например, биогенных (рифовых) построек или волновых аккумулятивных образований. Форма, размеры и скорость роста положительных тектонических структур обуславливают темп их экзогенного разрушения, который определяется континентальным или морским режимом и регулируется особенностями климатических условий, а также зависимостью от исходных углов наклона создаваемого тектоникой рельефа и в меньшей степени от состава слагающих его пород. Накопление осадочного материала прежде всего предопределено прогибанием того или иного участка земной коры, расположенного на пути его сноса. Если такое прогибание (абсолютное или относительное) земной коры отсутствует, то осадконакопление будет в значительной степени заторможено. Подобная зависимость характера осадконакопления от направленности вертикальных тектонических движений и общей тектонической обстановки в районе достаточно четко прослеживается, особенно в пределах Чукотского шельфа.

Новейшая тектоника прибрежной суши накладывает свой отпечаток на характер рельефообразующих и осадочных процессов, протекающих на шельфе. Предопределяя развитие того или иного типа берегов, положение участков поднятий и опусканий побережья, тектонические факторы влияют на интенсивность береговых абразионно-аккумулятивных процессов, на количество и состав осадочного материала, поступающего на шельф с суши, на литодинамику береговой зоны в целом [Буданов, Ионин, 1956].

Непосредственно на шельфе основная роль новейшей тектоники проявляется в первичном распределении глубин дна и неровностей рельефа, в формировании так называемого коренного рельефа и его поверхности, что прежде всего определяется направленностью и интенсивностью неотектонических движений. Последние контролируют также тип и динамику процессов осадконакопления и образование вторичных мезо- и микроформ рельефа. При этом энергия рельефа и темп осадконакопления вследствие различий, интенсивности и характера тектонических рельефообразующих и нивелирующих процессов по-разному проявляются в прибрежной, центральной и внешней зонах шельфа. В частности, рельеф внешней зоны в большинстве случаев, как, например, это имеет место в пределах Чукотского шельфа, связан со структурами растяжения (сбросы, флексуры) и в меньшей степени с другими формами, обусловленными тектоническими процессами. Рельеф прибрежной зоны обычно предло-

пределен структурными формами, прослеживающимися со стороны прилегающей суши. В центральной зоне можно встретить самое различное сочетание проявлений новейшей тектоники.

Наряду с морфо-тектоническими различиями этих зон можно отметить и общие черты. Так, при унаследованности тектонических движений обычно отмечается унаследованность развития форм рельефа и осадконакопления. Через рельеф новейшая тектоника контролирует действие волн и течений и, следовательно, ход субаквальных абразионно-аккумулятивных процессов.

Течения, скорость и направления которых во многом зависят от тектонически predetermined форм рельефа, оказывают существенное влияние на распределение зон транзита и аккумуляции осадочного материала. Обеспечивая разнос взвешенного, растворенного и влекомого материала, течения могут размывать дно и создавать характерные формы аккумулятивного рельефа, нарушать батиметрическую закономерность осадконакопления и др.

Разрывные тектонические нарушения нередко создают линейные неровности рельефа, выраженные на поверхности шельфа обычно прямыми или плавно изогнутыми понижениями поверхности, жестко выраженными депрессиями, уступами склонов, грядами крутонаклоненных пород и т.п. Отдельные отрицательные формы рельефа, развитые в зонах крупных разломов, имеют значительное для шельфа относительное переуглубление (иногда десятки метров) вследствие разработки их речной эрозией в субаэральные периоды развития шельфа и, возможно, мутьевыми (суспензионными) потоками — в подводных условиях. По таким разломам может происходить разгрузка подземных вод, которые увеличивают подвижность накапливающихся здесь осадков, изменяют их химический состав, окислительно-восстановительный потенциал, соленость воды, растительный и животный мир. По разломам часто закладываются каньоны, которые иногда весьма существенно влияют на процесс осадконакопления.

Отмечено, что в высоких широтах наиболее крупные и ранние трещины в ледяном покрове образуются над зонами разломов, поток тепла над которым, по-видимому, создает разность температур во льдах. Размеры образующихся льдин влияют на их дрейф, а следовательно, на характер разноса припайного обломочного материала.

Разломы со смещением влияют на распределение рыхлых осадков по дну, что выражается в резком изменении градиента мощностей и фашиальных особенностей отложений. Изопахиты монофашиальных осадков сближаются и приобретают линейное направление. Границы осадков различных фаший также получают направленную ориентировку, и чем протяженнее граница, тем крупнее тектоническое нарушение. Вдоль таких разломов и флексур могут быть созданы условия для зарождения крупных волновых аккумулятивных формбаров, образующихся обычно на относительно поднятом крыле.

Положительные структурные формы, создающие поднятия или просто невыраженные в рельефе шельфа, подразделяются на конс-

диментационные, кондендационные и конэрозионные. На конседиментационных структурных формах осадки отличаются более грубозернистыми фациями и уменьшенными мощностями, что, например, наблюдается в пределах поднятия банки Геральд в Чукотском море. В пределах кондендационных структурных форм отмечаются обычно выклинивание слоев осадков по периферии структур и погружение их состава в зоне выклинивания. На поверхности дна часто выходят коренные породы, слагающие структурную форму. Конэрозионные структурные формы создают наиболее крупные положительные неровности рельефа шельфа. Крупные антиклинальные складки образуют подводные гряды, осложненные вторичными мезо- и микроформами рельефа. Уменьшение глубин над подобными поднятиями увеличивает абразию и снос рыхлого материала. Поэтому в области развития конэрозионных структур широко отмечаются выходы коренных пород. Осадки по границам таких структур отличаются повышенной грубозернистостью, пониженной мощностью и увеличением углов их наклона вниз по разрезу. Конэрозионные формы оказывают наибольшее влияние на накопление осадков главным образом посредством изменения гидродинамического режима.

Отрицательные структурные формы образуют понижения в рельефе дна, обширные аккумулятивные равнины. Выполняющая их осадочная толща сложена преимущественно тонкими осадками алевроитово-глинистого состава повышенной мощности. К таковым, в частности, относится синклиальная впадина в центральной части Чукотского шельфа. С погружением отрицательных структурных форм увеличивается и скорость осадконакопления. При этом чем быстрее погружение, тем быстрее происходит захоронение осадков, уменьшается их сортировка и снижается степень диагенетического изменения.

В пределах внешней зоны шельфа осадконакопление во многом определяется общим уклоном шельфа и уклонами континентального склона, которые предопределены тектоникой. В зависимости от конкретных условий осадки по мере накопления могут способствовать выдвиганию окраины шельфа в сторону моря либо сноситься к подножию склона мутьевыми потоками. Вообще распределение осадков на внешнем крае шельфа нередко зависит от местных тектонических условий, особенно в тех районах, где склон образован системой разломов. Известно, что наибольшие напряжения возникают в концевых частях разрывных нарушений. На поверхности земли эти напряжения проявляются в виде сейсмичности и тем самым способствуют перемещению осадочного материала вниз по склону.

Изложенное выше далеко не исчерпывает всех вопросов соотношения тектоники с рельефом и осадконакоплением. Не всегда рассматриваемая зависимость строго соблюдается в природе. Например, волновые аккумулятивные формы образуются не обязательно только в зоне развития положительных структур. В пределах тектонически прогибающихся впадин в зависимости от местных условий могут встречаться участки, либо лишенные осадков, либо последние имеют грубозернистый состав [Дунаев и др., 1976]. Тем

не менее ведущая роль тектонических процессов в развитии шельфов наряду с климатом вырисовывается довольно отчетливо.

Палеогеографический фактор морфолитогенеза следует рассматривать как геологическое отражение смены природных обстановок за рассматриваемый период. В отличие от других природных зон в обеих полярных зонах (Арктической и Антарктической) в течение плейстоцена тип климата существенно не изменялся: и в эпоху оледенений, и в межледниковые периоды в высоких широтах южного и северного полушарий господствовали соответственно арктические и антарктические полярные воздушные массы, определявшие непрерывное сохранение суровых условий. Но в эпохи оледенений сезонные и годовые температуры понижались относительно их значений в межледниковые периоды, не выходя, однако, за границы тех параметров, которыми определяется арктический (антарктический) тип полярного климата. Из этого как будто следует, что на протяжении всего плейстоцена в полярных акваториях оставался неизменным зональный тип морфолитогенеза. Это отчасти справедливо лишь в отношении Антарктики. В арктическом полярном регионе изменения природной обстановки носили исключительно глубокий характер и протекали с высокой скоростью.

Для арктического бассейна выявленные характерные особенности седиментационных и литогенных процессов [Лисицын, 1966, 1974] полностью относятся исключительно к современной эпохе, а также, по всей вероятности, к другим межледниковым периодам плейстоцена. В эпохи оледенений, несмотря на сохранение арктического типа климата, условия седиментации претерпевали существенные изменения. Этот феномен – смена типа седиментогенеза при сохранении типа климата – уникален и присущ только арктическому бассейну.

Многими исследователями отмечалась высокая чувствительность паковых льдов Арктики даже к слабым колебаниям температуры [Будыко, 1966; Чижов, 1976; и др.]. Стабилизация морских льдов Северного Ледовитого океана начинается, по-видимому [Асеев, 1974], уже при снижении температуры на 4–6°. Трансформация сплошного покрова морских льдов в морское и шельфовое оледенение происходит при выполнении некоторых дополнительных условий, в первую очередь при достаточной длительности периода климатического похолодания и при общем охлаждении акватории арктического бассейна. Подобная ситуация в высоких широтах северного полушария сложилась в конце позднего плейстоцена. Возникший ледяной покров, согласно термодинамическим расчетам [Чижов, 1976; Зубов, 1945], не превышал 30–40 м. В условиях, когда в бассейне функционирует Гольфстрим и общая температура водной массы поддерживается адвекцией тепловой энергии низких широт, термоабразия противостоит накоплению более мощной толщи льда. В максимальную стадию арктические оледенения, согласно существующим реконструкциям [Schytt et al., 1968], занимали площадь около 36 млн. км² и были представлены тремя типами ледниковых образований – оледенением собственно аркти-

ческого бассейна, т.е. глубоководной части акватории Северного Ледовитого океана (площадью 8,6 млн. км²), ледниковыми покровами шельфа (9,3 млн. км²) и ледниковыми щитами суши (17 млн. км²). Средняя толщина льда изменялась от 1,8–2,2 км на щитах суши до 1,5–1 и 1–1,5 км соответственно на шельфе и в глубоководной части Северного Ледовитого океана.

Очевидно, что для разрушения панарктического оледенения, площадь которого достигала 36 млн. км², средняя толщина 1800 м и объем 50 млн. км³ (не считая ледяной плиты арктического бассейна, объем которой составлял величину порядка 10 млн. км³), собственно климатического потепления было недостаточно, особенно если учесть устойчивость столь обширного оледенения к процессам дегляциации. Имеющиеся материалы, однако, показывают, что распад оледенения, несмотря на его высокоширотное положение, колоссальные размеры и объем, продолжался менее 10 тыс. лет, а собственно арктическое оледенение распалось за 2 тыс. лет. Механизм распада наземного и морского оледенений различен, причем морское оледенение разрушалось главным образом за счет активизации Гольфстрима, струи которого проникли в бассейн в период около 12–13 тыс. лет назад [Kellog et al., 1977].

Итак, в условиях арктического климата в зависимости от характера оледенения акватории бассейна возникли четыре палеоокеанологические и палеогеографические ситуации, каждая из которых обладает выраженной спецификой морфолитогенных процессов на шельфе. Рассмотрим эти ситуации.

Межледниковье (современная эпоха и ее плейстоценовые аналоги) характеризуется мобилизацией терригенного материала и преобладанием обломочных продуктов в осадочном процессе, значительной ролью телассогенного осадкообразования благодаря высокой биологической продуктивности. На фоне названных процессов повсеместно значительную роль играет ледовый разнос обломочного материала.

Эпоха похолодания в начальной стадии плейстоценового оледенения с функционирующим в бассейне Гольфстримом характеризуется возрастанием по мере климатического похолодания мощности ледяного панциря, достигающего в период экстремально низких температур этого периода толщины не более 30–40 м. В эту эпоху особенности осадкообразования определяются почти исключительно твердым стоком рек, которые имеют свободный выход в океан. Полоса шельфа до глубины, по-видимому, 30–50 м осушена, но активность субазральных процессов подавляется ростом оледенения. Именно в этот период, очевидно, начинается распространение шельфовой фауны в область больших глубин, сопровождающееся гибелью форм, не приспособленных к субмергенции.

В максимальную фазу оледенения арктического бассейна большая часть батиаля до глубин порядка 1 км, по-видимому, покрыта льдом. В западном секторе Арктики на шельфе Баренцева и Карского морей вертикальная мощность щитов, видимо, достигает 2,5–3,5 км. Огромная нагрузка деформирует и уплотняет осадочный

чехол (плотность доголоценовых отложений в Баренцевом море $2,2 \text{ г/см}^3$). Процесс уплотнения сопровождается экзарацией отложений на площадях динамически активного льда.

Характерные особенности геологических процессов этого периода: отсутствие речного стока и, следовательно, поставки терригенного материала, отсутствие биогенных процессов и, следовательно, талассогенного осадкообразования биогенной природы, отсутствие водной среды и, следовательно, всех форм аутигенного осадкообразования; деформация осадочного чехла под действием ледниковой нагрузки и динамики ледниковых покровов.

Деградация арктического оледенения осуществлялась в исключительно высоком темпе (примерно за 2 тыс. лет) благодаря внедрению в бассейн Гольфстрима, обладавшего большей скоростью, чем в современную эпоху. Прорыв ледниковых подпрудных озер, блокировавших сток Печоры, Енисея, Оби, Лены и других рек, должен был оказать заметные воздействия на всю обстановку в бассейне, и особенно в зоне шельфовых и батинальных глубин.

Сброс огромных масс пресных вод из подпрудных водоемов, опреснение поверхностного слоя бассейна как за счет спуска пресноводных водоемов, так и за счет таяния льдов морского и шельфового оледенений, вынос в бассейн терригенного материала, эрозионная деятельность в центральной зоне шельфа – все эти процессы должны были оставить заметный след в рельефе, в донных отложениях и в фауне Северного Ледовитого океана.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА ШЕЛЬФА

Геологическое строение и новейшая тектоника как шельфа, так и побережий рассматриваемого региона – не только основной фон, на котором разворачивается действие субаэральных и субаквальных морфолитогенетических процессов, но одновременно это и сами факторы, прямо или косвенно влияющие на формирование рельефа и осадков шельфа.

Геологическое строение. Чтобы лучше понять неотектонический этап развития Чукотского шельфа, причины, обусловившие формирование новейших структурных форм и особенностей их движений, необходимо, хотя бы кратко, рассмотреть геологическое строение региона в целом и более древнюю историю его развития. Последняя так или иначе связана с развитием прилегающей суши и Северного Ледовитого океана в целом. Решение вопроса о глубинной структуре арктического шельфа на Северо-Востоке СССР, как отмечают В.А. Виноградов и др. [1976], обычно исходит либо из представлений о существовании докембрийской Гиперборейской платформы, либо о том, что шельф целиком или большей частью является областью мезозойской складчатости, либо из представлений о ряде срединных массивов, "спянных" мезозоидами.

Область распространения Гиперборейской платформы пока точно не установлена. В соответствии с литературными данными [Ткаченко и др., 1972; Пушаровский, 1976; и др.]. Гиперборейская плат-

форма расположена в притихоокеанской части арктического бассейна. В докембрии она составляла единое целое с Канадским щитом, а в настоящее время выражена реликтами платформенной структуры в виде неравномерно приподнятых подводных глыб с субконтинентальным типом земной коры. По мнению Ю.М.Пушаровского [1976], ее реликтом в районе Чукотского шельфа является о. Врангеля. Согласно В.А.Виноградову и др. [1976], Чукотский шельф расположен преимущественно на коре континентального типа, включающей Чукотскую платформу, карелиды Анадырско-Сьюардского среднего массива и частично каледониды Аляски. Лишь его крайняя северо-восточная часть, примыкающая к континентальному склону, лежит, по-видимому, на коре переходного типа. В пределах континентального обрамления Чукотского шельфа широко развиты мезозойды, в основании которых залегают палеозойские, преимущественно карбонатно-терригенные, платформенные формации. Заложение мезозойской геосинклинали произошло в триасе или, возможно, в поздней перми, и со временем миогеосинклиальный режим охватил прилегающие с севера районы. В конце юры-начале мела геосинклиальный режим завершился складчатостью.

В позднем мелу заканчивается процесс консолидации мезозойских геосинклиальных зон, и в рассматриваемом регионе устанавливается континентальный режим с преобладанием восходящих движений [Геология СССР, 1970], прерываемый иногда позднекайнозойскими ингрессиями и трансгрессиями мелководного моря, максимальный уровень которого, по-видимому, незначительно отличался от современного.

Возникновение Чукотского шельфа в очертаниях, близких к современным, неразрывно связано с формированием восточного сектора разновозрастной впадины Северного Ледовитого океана. Ю.М.Пушаровский [1976] связывает образование восточного сектора с началом заложения впадины Бофорта, или, как ее иначе называют, Канадской котловины, на Гиперборейской платформе вследствие ее разрушения, обусловленного заключительной фазой развития окружающих ее мезозойских геосинклинальных систем. Наряду с этой гипотезой, по-видимому, нельзя исключить возможность образования восточного сектора Северного Ледовитого океана как апофиза Тихого океана, раскрывшегося в этом направлении в позднемезозойское время.

Таким образом, докайнозойская история исследуемого региона представляется нам прежде всего в связи с формированием фундамента Чукотского шельфа, обусловленного развитием Гиперборейской платформы, на значительные площади которой наложились структуры палеозойских и мезозойских эпох тектогенеза — от байкалитид о. Врангеля до новокиммерид Чукотки и Аляски, а также с образованием восточного сектора Северного Ледовитого океана.

Гиперборейская платформа в границах Чукотского шельфа, очевидно, полностью была охвачена палеозойскими циклами тектогенеза с формированием миогеосинклинальных комплексов отложений. Значительных структурных перестроек здесь, вероятно, не было.

Северная граница активного проявления мезозойского геосинклинального режима проходила, по-видимому, в районе хорошо выраженного в новейшей структуре прогиба Лонга. К северо-востоку от Анадырско-Сьюардского срединного массива эта граница, вероятно, не распространялась далее глубинных разломов, ограничивающих в акватории структуры Аляски. Не исключено, что указанные структурные элементы являются южным ограничением Гиперборейской платформы. Такое предположение исходит из представлений о весьма длительном развитии глубинных разломов и шовной природе прогиба Лонга. Последний, по-видимому, тоже предопределен глубинным разломом, и этим можно объяснить внегеосинклинальный режим развития в мезозое севернее расположенных территорий, которые лишь в позднем триасе стали шельфовыми морями, а уже с юры начали вновь осушаться.

В раннем кайнозое на территории Чукотского шельфа и прилегающей суши широко развиваются процессы формирования кор выветривания, эрозии, денудации и общего выравнивания рельефа с заполнением прогибов и впадин, основные контуры которых заложились в позднем мезозое. Ко времени неотектонической активизации Чукотский шельф представлял собой, по-видимому, обширную низменную приморскую равнину [Иванов, 1970], отдельные районы которой иногда, возможно, заливались морем.

О начале новейшего этапа развития суши и тем более шельфа в рассматриваемом регионе и смежных территориях пока нет единой точки зрения даже у одних и тех же исследователей. Его определяют в интервале конец олигоцена-поздний плиоцен [Пуминов, Грачев, 1969; Шило и др., 1971; Данилов и др., 1975; Полькин и др., 1977; Патык-Кара и др., 1979]. Это разногласие во взглядах, с одной стороны, можно объяснить тем, что в новейшее время произошло несколько этапов активизации тектонических движений. В результате в строении осадочной толщи можно видеть следы усиления эрозионной деятельности — выпадение из разрезов отложений, отвечающих значительному временному интервалу, размыв и даже угловое несогласие. С другой стороны, разный фактический материал и сложность его сопоставления также затрудняют восстановление истинного хода событий, поскольку на эвстатические колебания уровня арктического бассейна в ряде районов шельфа и приморской суши весьма резко наложился вертикальные тектонические деформации земной коры [Загорская и др., 1972; Кузин, 1970; и др.].

Учитывая, что позднекайнозойские отложения, фациальный облик которых свидетельствует о начале тектонической активизации, местами залегают на среднетретичной коре выветривания, следует принять точку зрения тех исследователей, которые определяют начало неотектонического этапа средним миоценом, ознаменовавшимся активизацией в регионе положительных движений земной коры [Беспалый, Максимов, 1971].

О развитии региона в антропогенное время также нет единства представлений. Особенно это касается вопроса о причинах, количе-

стве и размерах флуктуаций Северного Ледовитого океана, а также о масштабах развития оледенений [Дегтяренко, 1971; Кулаков, Пуминов, 1972; Возовик, 1978; Алексеев, 1978; Бискэ, 1978].

Неотектоника. Новейший структурный план Чукотского шельфа в его современном выражении иллюстрируется составленной картосхемой (рис. 2). Теоретической предпосылкой при составлении подобной картосхемы должны быть представления о ведущей роли горизонтальных или вертикальных тектонических движений земной коры применительно к данному региону в рассматриваемый отрезок времени. Чукотский шельф находится в середине литосферной плиты, поэтому при разработке картосхемы новейшей тектоники была принята идея о преимущественном проявлении вертикальных тектонических движений. В основу ее составления положены данные непрерывного сейсмоакустического профилирования и имеющегося геолого-геоморфологического материала как по шельфу, так и по прилегающей суше. Применяя структурный принцип тектонического районирования, геоструктурные области и другие крупные тектонические элементы были выделены нами на основании общей направленности, интенсивности проявления тектонических движений с учетом данных по глубинному строению и выраженности в рельефе. Формы неотектонических дислокаций и их распределение в пространстве определялись комплексным методом, включающим анализ сейсмоакустических данных, морфоструктурные построения и изучение донных отложений.

Со стороны Северного Ледовитого океана Чукотский шельф ограничен континентальным склоном и обрамляется Канадской котловиной. Эта котловина, к которой также отнесено и континентальное подножие, построена асимметрично (с пологим восточным склоном и более крутыми южным и западным) и осложнена крупными поднятиями. По границе с Чукотским шельфом из крупных форм в ней выделяются впадины Маккензи – на востоке и Менделеева – на западе, разграниченные субмеридиональным Чукотским поднятием. Последнее, по-видимому, является аваншельфом, опущенным и разбитым на блоки системой разломов, в том числе и глубинными. Выходы коренных метаморфических пород на его поверхности позволяют предполагать, что поднятие является останцом переработанной Гиперборейской платформы.

Континентальный склон Чукотского шельфа в современном рельефе выражен неоднородно. Его нижняя граница проходит в интервале глубин 1000–2000 м, уклоны изменяются от 1 до 7°, ширина – от 15 до 250 км. Отметка бровки склона обычно находится в пределах глубин 80–100 м, иногда около 200 м. Континентальный склон осложнен глубокими каньонами, уступами и разнообразными формами мезо- и микрорельефа. По данным сейсмоакустического профилирования, выполненного севернее м. Барроу, геологический профиль в области бровки склона отражает моноклинально залегающую толщу отложений мощностью 100–120 м с падением на восток под углом 3°. В разрезе отчетливо фиксируются четыре сейсмоакустические отражающие границы, соответствующие гори-

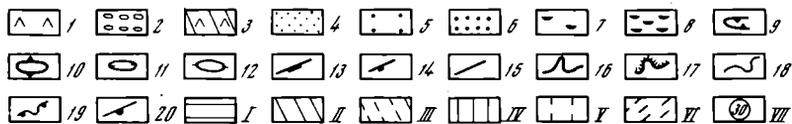
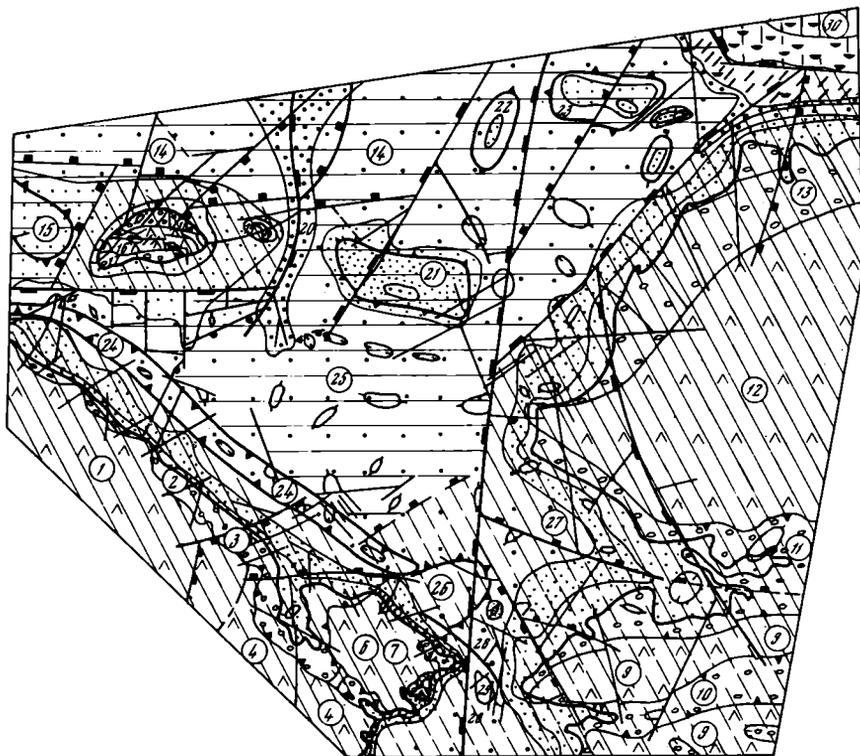


Рис. 2. Карта-схема неотектоники Чукотского шельфа и прилегающей суши

Суша: 1 - области преимущественного поднятия, 2 - области абсолютного и относительного опускания. Акватория - области опусканий: 3 - слабых, 4 - умеренных, 5 - значительных, 6 - весьма значительных, 7 - интенсивных, 8 - весьма интенсивных. Пликативные дислокации: 9 - крупные прогибы, 10 - крупные поднятия, 11 - локальные впадины, 12 - локальные поднятия. Разрывные нарушения: 13 - глубинные разломы, 14 - региональные разломы, 15 - локальные разрывные нарушения. Прочие знаки: 16 - береговая линия, 17 - то же, ограниченная тектоническими сбросами, 18 - границы районов с различной интенсивностью или направленностью вертикальных тектонических движений, 19 - границы крупных структурных форм, 20 - то же, в зонах локальных разрывов; I - шельфовая платформа, II - области новейшего горообразования, III - то же, в зоне срединного массива, IV - океаническая котловина, V - то же, в зоне континентального подножия, VI - континентальный склон, VII - структурные формы второго-третьего порядков: Чукотско-экиатапский антиклинарий, 2 - экиатапский предгор-

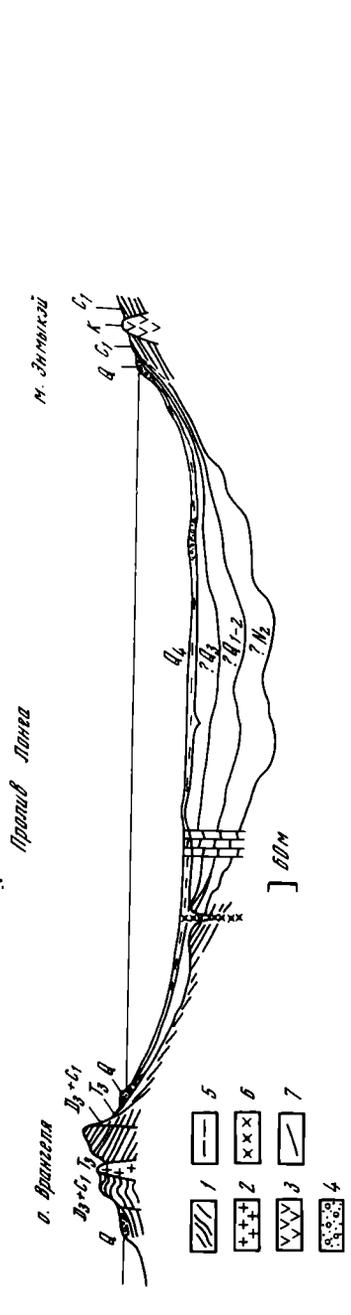
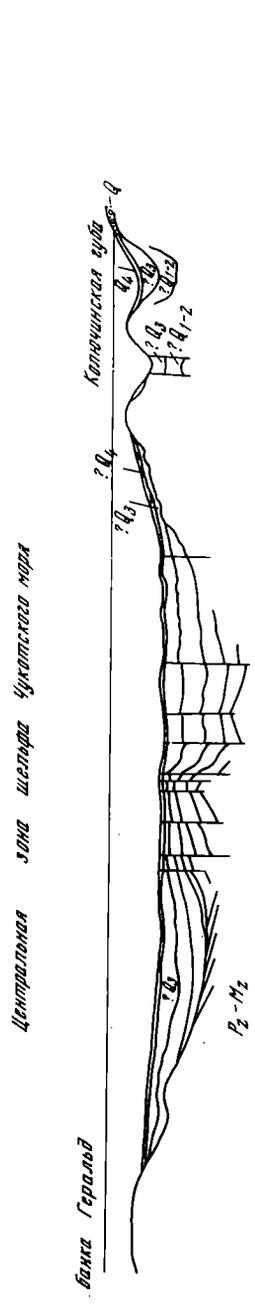
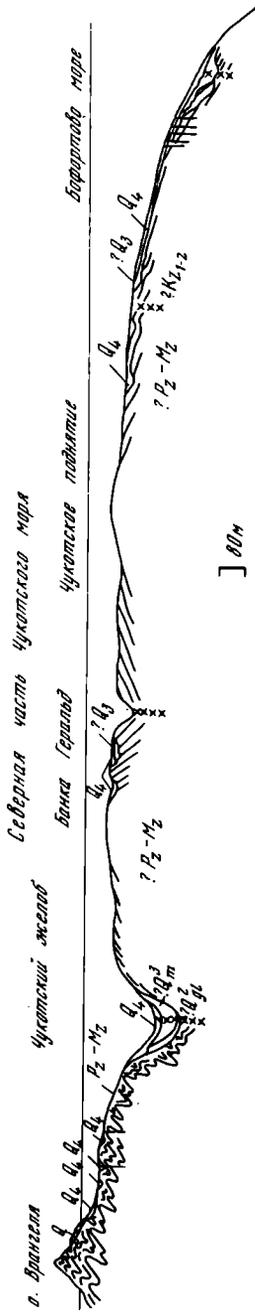
зонтам мощностью 15–30 м. На внешней части шельфа моноклиналь перекрыта рыхлыми отложениями позднеантропогенного возраста мощностью 10–15 м, которая несколько возрастает по направлению к континентальному склону. Непосредственно на континентальном склоне, на глубине 240 м, кровля моноклинали погребена толщей нерасчлененных отложений мощностью 130 м. Такое быстрое увеличение мощности, по-видимому, можно объяснить непрерывным привнесом осадочного материала с поверхности шельфа преимущественно за счет суспензионных потоков. Погружение моноклинали и увеличение ее наклона происходят вследствие осложняющей ее системы сбросов. В случаях, когда разрывные нарушения не проходят через верхние горизонты отложений, последние образуют в зоне разломов флексуры, нижние крылья которых опущены относительно верхних на 15–20 м (рис. 3). Нередко разломы, которые фиксируются соединительными крыльями флексур, а также выходящие непосредственно на поверхность дна, выражены в современном рельефе окраины внешней зоны шельфа и верхней части континентального склона характерными формами, напоминающими пологие врезы глубиной 10–12 м при ширине 200–300 м. Это свидетельствует о широком и активном развитии здесь процессов тектонического растяжения.

Со стороны суши шельф обрамлен областями новейшего горообразования, развивающимися в пределах эпимезозойской складчатой зоны северо-восточной Азии, Юконского среднего массива и эпигерцинской складчатой зоны хребта Брукса.

В современной структуре, прилегающей к шельфу эпимезозойской складчатой зоны, можно выделить два структурных элемента второго порядка: Куульско-Экиатапский антиклинорий и Экиатапский предгорный прогиб. Последние осложнены разрывными нарушениями и структурными формами более высокого порядка, при этом блоковые дислокации резко преобладают над пликативными. Суммарные амплитуды вертикальных новейших тектонических движений в пре-

Окончание подписи к рис. 2.

ный прогиб, 3 – Ванкаремская впадина, 4 – Вельмайско-Сенявинское поднятие, 5 – Колючинско-Мечигменский прогиб, 6 – Уэленское поднятие, 7 – Уэленская впадина, 8 – Лаврентьевский прогиб, 9 – Сьюардское поднятие, 10 – Сьюардский внутригорный прогиб, 11 – Кобукский межгорный прогиб, 12 – горст-антиклинорий хребта Брукса, 13 – Колвиллский предгорный прогиб, 14 – Северо-Чукотская ступень, 15 – Западно-Чукотское поднятие, 16 – Центрально-Врангелевское поднятие, 17 – Южно-Врангелевский предгорный прогиб, 18 – Северо-Врангелевский предгорный прогиб, 19 – поднятие о. Геральд, 20 – прогиб Чукотского желоба, 21 – поднятие Центральных банок, 22 – Северо-Чукотское поднятие, 23 – Восточно-Чукотское поднятие, 24 – прогиб Лонга, 25 – впадина Хоуп, 26 – Южно-Чукотское поднятие, 27 – прогиб Коцебу, 28 – Берингов прогиб, 29 – поднятие о-вов Диомиды, 30 – впадина Маккензи



- | | | | |
|--|---|--|---|
| | 1 | | 5 |
| | 2 | | 6 |
| | 3 | | 7 |
| | 4 | | |

делах антиклинория составляют 200–1200 м [Резанов, 1968], а в прогибе находятся в интервале от –40 до +200 м.

Юконский срединный массив, сложенный докембрийскими породами, представлен в описываемом регионе его Анадырско–Сьюардской частью, отдельные районы которой претерпели переработку в герцинскую эпоху тектогенеза. Таким образом, по отношению к восточной Чукотке можно, по-видимому, говорить о срединном массиве третьего рода. В его новейшей структуре широко проявились дифференцированные блоковые движения. Анадырско–Сьюардская часть массива осложнена крупным межгорным Колочинско–Мечигменским синклинорным прогибом север–северо–западного простирания, унаследованно развивающимся с позднеюрского времени, и субмеридиональным прогибом Берингова пролива, образовавшимся, по-видимому, в новейшее время вследствие дифференцированных опусканий тектонических блоков.

В современной структуре эпигерцинской складчатой зоны можно выделить горст–антиклинорий хребта Брукса, Колвиллский предгорный и Кобукский межгорный прогибы. Антиклинорий асимметричен, с пологим южным и опрокинутым, осложненным чешуйчатыми надвигами с амплитудой до 15–20 км северным крылом, надвинутым на прогиб Колвилл [Хаин, 1971]. Предгорный прогиб Колвилл образовался в начале мела, вероятно, как сопряженная отрицательная структура вследствие резкой активизации поднятий в зоне будущего хребта Брукса. Прогиб асимметричен. Его южное крыло смято в результате надвигов, а северное представляет пологую моноклиналь. Кобукский прогиб по существу является тыльным прогибом хребта Брукса. Он выполнен молласами альб–сеноманского возраста и более молодыми осадочными образованиями. Прогиб выражен в рельефе низменной равниной, которая протягивается в субширотном направлении, разделяя холмогорье п-ова Сьюард и хребет Брукса.

Непосредственно в пределах Чукотского шельфа в геоструктурном отношении выделяются шельфовая платформа, северные окраины срединного массива и предгорных впадин областей горообразования. Понятие "шельфовая платформа" отражает в данном случае континентальный тип коры и платформенный режим развития территории в границах геоструктуры, занимающей большую часть Чукотского шельфа (см. рис. 2). С севера и северо–востока шельфовая платформа ограничена структурами континентального склона, с востока – разломами по границе со срединным массивом и складчатыми



Рис. 3. Схематические геолого–геофизические разрезы Чукотского шельфа

1 – породы палеозойско–мезозойского возраста нерасчлененные; 2 – гранитоиды; 3 – вулканы; 4 – преимущественно гравийно–галечные отложения; 5 – песчано–илистые осадки; 6 – глубинные и региональные разломы; 7 – локальные разрывные нарушения

сооружениями северной Аляски, с юга – прогибом Лонга, заложение которого, очевидно, предопределено глубинным разломом по границе складчатой системы мезозид северо-восточной Азии, на западе платформа продолжается под водами Восточно-Сибирского моря. Структурные формы более высокого порядка кратко рассматриваются ниже.

Северо-Чукотская ступень расположена к северу от о. Врангеля и Централных банок, ограничивается системой разломов и прослеживается до континентального склона. Ступень разбита на отдельные блоки серий различно ориентированных разрывных нарушений. В зависимости от направления и степени перекоса этих блоков меняются уклоны дна, местоположение и глубина внешней границы шельфа в пределах ступени. Так, на ее восточной окраине бровка шельфа проходит примерно по изобате 80 м, а на западе – на глубине около 200 м. Наличие толши новейших, в том числе молодых, четвертичных отложений свидетельствует о тектоническом опускании ступени, а различие отметок поверхности в пределах осложняющих ее блоков – о дифференцированности этого опускания. Более интенсивно погружаются западные районы.

Западно-Чукотское поднятие находится к западу от о. Врангеля, характеризуется северо-западным простираем и погружением в этом же направлении. Данная структурная форма осложнена несколькими локальными разрывными нарушениями. Возможно, она отражает опущенные под уровень моря структуры о. Врангеля. Имеющиеся данные позволяют пока говорить лишь о замедленном опускании структуры на фоне окружающих ее участков шельфа.

Поднятие о. Врангеля представлено асимметричным антиклинорием, опрокинутым на север. В новейшей структуре в пределах острова отчетливо выделяются Центральное поднятие широтного простирания и северный и южный предгорные прогибы.

В рельефе Центральное поднятие выражено низкогорным сооружением, а прогибы – низменными, слабо расчлененными аккумулятивными равнинами, погружающимися под уровень моря. Названные структурные формы осложнены разрывными нарушениями, блоковыми и пликтивными дислокациями. На основании геоморфологических признаков и строения позднечетвертичных отложений можно предположить, что в южном прогибе преобладают относительные, а в северном – абсолютные опускания. Интенсивность новейших воздыманий Центрального поднятия, по-видимому, сопоставима с темпом воздымания Куульско-Экиатапского антиклинория. Внутригорные впадины, осложняющие поднятие, испытывают относительное опускание. С юга, уже в пределах шельфа, структуры о. Врангеля ограничены глубинным разломом широтного простирания, который наглядно зафиксирован на геофизическом профиле (см. рис. 3) и выражен в современном рельефе дна резким изменением уклонов от более крутых в прибрежной зоне к более пологим в сторону моря.

Поднятие о. Геральда сложено палеозойскими метаморфическими породами и характеризуется довольно высокими скоростями положительных дифференцированных движений, интенсивность которых

возрастает в восточном направлении. Поднятие осложнено разрывными нарушениями, наиболее крупное из которых, протягиваясь в северо-восточном направлении, делит его примерно посередине. Надводная часть поднятия представляет собой сужающийся к западу скалистый массив, максимальные размеры которого составляют $6 \times 3,5 \times 0,38$ км.

Прогиб Чукотского желоба предопределен глубинным разломом, который пологой синусоидой протягивается в меридианальном направлении, отделяя структуры островов Врангеля и Геральда от поднятия Центральных банок. Прогиб асимметричный, его западный борт более крутой и более сложной формы. В сторону прибрежной зоны шельфа разлом затухает, испытывая виргацию, что в рельефе дна проявляется в виде двух долинообразных врезов, разделенных пологим "водоразделом". В субаэральные периоды прогиб представлял собой крупную долину-впадину, которая заполнялась континентальными отложениями, а в эпохи трансгрессий — морскими осадками. По геофизическим данным в разрезе прогиба можно выделить три горизонта отложений, нижний из которых, возможно, представлен моренным комплексом среднего антропогена, средний — морскими образованиями верхнего антропогена, верхний — голоценовыми морскими осадками (см. рис. 3). Общая мощность рыхлой толщи отложений изменяется от 70 до 140 м, при этом меньшие значения приурочены к тальвегам врезов. Такое сокращение мощностей, видимо, является результатом подводной эрозии с выносом осадочного материала по прогибу в сторону моря. Анализ характера залегания сейсмоакустических отражающих границ показывает, что в новейший этап развития зона максимального опускания верховьев прогиба мигрировала на запад и в настоящее время совпадает с районом, где расположен его западный отвержек.

Поднятие Центральных банок находится в середине Чукотского шельфа, отличается относительно пересеченным рельефом склонов, наличием вершинных поверхностей и древних береговых линий, выраженных подводными абразионными террасами и реликтовыми береговыми аккумулятивными формами. По результатам сейсмопрофилеирования в погрбенном рельефе можно выделить крупные врезы шириной до 2 км с мощностью выстилающих отложений 25–30 м. Судя по сейсмограмме, поднятие Центральных банок является крупной брахиантиклиналью с ядром в районе банки Геральд (см. рис. 3). Крылья поднятия осложнены синклинальными и антиклинальными складками второго порядка; некоторые из них отражаются в современном рельефе соответствующими понижениями или повышениями. Серия разрывных нарушений с вертикальными смещениями также существенно осложняет описываемую структурную форму. Террасированность поднятия и отсутствие антропогенных морских осадков на банке Геральд позволяют предположить, что рассматриваемая структурная форма испытывает воздымание, скорость которого, однако, ниже скорости современной трансгрессии.

Северо-Чукотское и Восточно-Чукотское поднятия расположены на север-северо-востоке региона. Они представляют собой крупные

брахиантиклинали, разделенные глубинным разломом. Ось Северо-Чукотского поднятия ориентирована субмеридионально, а ось Восточно-Чукотского – субширотно. На сейсмопрофиле, проложенном через Восточно-Чукотское поднятие, отчетливо отражается антиклинальное строение данной структурной формы записью 3–4 отражающих границ моноклинально залегающей толщи с падением крыльев от оси поднятия в западном и восточном направлениях под углами 4–13°. Крылья поднятия иногда осложнены складками второго порядка с амплитудами 10–35 м и шириной до 800 м. Меньшая крутизна крыльев этих складок по сравнению с наклоном моноклинали и деформированность молодых, по всей вероятности антропогенных, отложений свидетельствуют о том, что складки заложены в новейшее время.

Прогиб Лонга протягивается вдоль берегов Чукотского моря примерно от меридиана м. Сердце-Камень на запад в акваторию Восточно-Сибирского моря. В новейшей структуре прогиб представляет собой крупную синклинальную складку, крылья которой осложнены флексурами (см. рис. 3). Кроме того, прогиб осложнен также небольшими впадинами, перемычками блокового характера, локальными относительными поднятиями, разрывными нарушениями. Прогиб активно погружается, что обуславливает накопление в нем значительного количества новейших отложений, зондируемая мощность которых достигает 250 м. Большая протяженность прогиба при сравнительно узкой его осевой зоне, а также очертания последней в виде плавной синусоиды позволяют предполагать, что его происхождение предопределено крупным глубинным разломом. Последний, вероятно, является шовной зоной, отделяющей шельфовую платформу от расположенных к югу мезозойских и срединного массива. По-видимому, шовная зона унаследована по крайней мере со времени заложения мезозойской геосинклинали, и, возможно, вследствие контролирующей роли этой зоны геосинклинальное море распространялось на север только в позднем триасе, создав здесь, как отмечалось ранее, шельфовые условия.

Впадина Хоуп занимает часть шельфа между восточным окончанием прогиба Лонга и поднятием Центральных банок. В современном рельефе дна впадина выражена обширной равниной, превышения которой не выходят за пределы нескольких метров. На сейсмопрофиле, выполненном через впадину Хоуп, фиксируется до пяти отражающих границ, показывающих строение толщи отложений мощностью более 150 м (см. рис. 3). Их возраст принимается новейшим, а наличие границ, вероятно, свидетельствует о перерывах в осадконакоплении. Впадина Хоуп осложнена локальными поднятиями и депрессиями, разрывными нарушениями и блоковыми (нередко с перекосом) подвижками. Под слоем морских голоценовых осадков мощностью 5–10 м в субаэральном рельефе отмечаются пологие озерообразные понижения протяженностью до 3–7 км. Мощность отложений, выполняющих эти понижения, достигает 10–20 м. Сопоставление геолого-геофизических материалов с характером рельефа позволяет предполагать, что предголоценовый ландшафт в рай-

оне впадины Хоуп напоминал современные низменные равнины субарктической тундры. Проведенные исследования не подтвердили наличие древней захороненной гидросети на удалении от современного берега за прогиб Лонга. Это хорошо согласуется с результатами ранее выполненных геофизических работ [Девдариани и др., 1976] и не подтверждает палеогеографических построений А.Н. Ласочкина [1977, 1979]. Несколькими скважинами вибробуриения вскрыли под голоценовыми осадками весьма плотные серые мелкозернистые пески. Не меньшей плотностью отличаются, вероятно, и нижележащие отложения, так как разрывные нарушения, осложняющие толщу, отчетливо прослеживаются на сейсмограмме вплоть до верхних морских осадков, чего обычно не наблюдается в разрезе уплотненных осадков. Столь высокое уплотнение толщи новейших отложений можно объяснить существованием на Чукотском шельфе довольно мощных (возможно до 1 км) покровных ледников. Не исключено, что нарастание ледяного панциря иногда шло не только сверху, но и снизу. Развитием ледников, а также синхронностью их таяния и трансгрессий можно объяснить отсутствие в разрезе явно выраженных следов субаэрального размыва кровли осадочных горизонтов во внутренних районах впадины. Таким образом, еще до регрессии морские осадки оказывались захороненными под ледяной плитой и сохранялись от размыва в период трансгрессии, когда трансгрессирующее море практически контактировало с краем редуцирующего ледника.

Прогиб Коцебу по сути является продолжением на шельфе Кобукского межгорного прогиба Аляски. Раскрываясь во впадину Хоуп, он наложился на опущенную северную часть срединного массива. Сейсмопрофилированием охвачены его северное крыло и осевая зона. Зондируемая мощность отложений в прогибе достигает 210 м. В ее строении можно выделить две, а иногда три отражающие границы с неровными поверхностями. Чем моложе горизонт, тем более спокойная граница отделяет его от нижележащего. По характеру неровностей сложно однозначно решить, являются ли они следствием перерыва в осадконакоплении или неравномерного уплотнения осадков. С некоторой осторожностью о перерыве можно говорить лишь относительно кровли нижнего горизонта. Мощности отдельных горизонтов измеряются десятками метров и незначительно меняются по простиранию. Осадочная толща, предположительно, датируется неоген-антропогенным возрастом. Она осложнена локальными поднятиями и впадинами, а также разрывными нарушениями. Последние наибольшее развитие получили на крыльях прогиба. Активно развиваясь в новейшее время, прогиб захватывает в погружение крайние части срединного массива в районе Сьюардского поднятия.

Южно-Чукотское поднятие предположительно представляет собой структурную форму, осложняющую северную часть Уэленского блока Юконского срединного массива, погруженную под воды Чукотского моря по региональным разломам. Поднятие разбито серией локальных разломов и испытывает относительное погружение. Последнее

подтверждается сокращенными мощностями антропогенных отложений в его пределах по сравнению с прилегающими районами шельфа.

Прогиб Берингова пролива, как отмечалось, имеет блоковую природу. Широкое проявление разрывной тектоники и обусловленное ею неоднократное перераспределение напряжений способствовали развитию дифференцированных движений этих блоков с преобладающей тенденцией к опусканию (относительному и абсолютному). По-видимому, следствием этих процессов явилось оформление поднятия островов Диомиды и Уэленской наложенной впадины. Прогиб отличается сложным рельефом и отсутствием осадков на значительной площади вследствие активного гидродинамического режима. Опускание северной окраины Уэленского блока и Берингова прогиба в пределах Юконского срединного массива, вероятно, связано с развитием краевых прогибов по периферии складчатых систем Северо-Восточной Азии и Аляски.

Разрывные нарушения, выявленные на шельфе и прилегающей суше, характеризуются различной протяженностью (а следовательно, и глубиной залегания) и разным простиранием с преобладанием северо-западных и северо-восточных направлений. В числе глубинных разломов наряду с упомянутыми ранее необходимо отметить ряд разломов на востоке региона. Самый крупный из них, разделяя Северо-Чукотское и Восточно-Чукотское поднятия, прослеживается через весь шельф с севера на юг вплоть до Берингова пролива, сопровождаясь развитием приразломных складок. От этого разлома на некотором удалении от северо-западного берега Аляски отходит другой глубинный разлом, прослеживающийся во впадину моря Бофорта. Оба эти разлома, по-видимому, являются шовными зонами, отделяющими реликты Гиперборейской платформы в пределах Чукотского шельфа от смежных орогенных структур хребта Брукса.

Следует отметить крупный разлом север-северо-западного простирания, прослеживающийся в верховья зал. Коцебу, по которому опущена западная периклиналь Брукса. В числе других разрывных нарушений необходимо сказать о разломах северо-западного и северо-восточного простираний, ограничивающих срединный массив и его предполагаемое продолжение на шельфе. Все они являются сбросами, по которым блоки массива испытывают относительное и абсолютное воздымания. Более мелкие разрывные нарушения распространены на шельфе повсеместно и имеют самую различную ориентировку. В отдельных случаях закономерность в распределении таких разрывов настолько отчетлива, что наглядно проявляется их "шаг". Обычно мелкие разрывы являются оперениями более крупных - глубинных и региональных. Независимые локальные разрывы, как правило, редко выходят за пределы контролирующей их структурной формы. Возраст разрывных нарушений установлен лишь относительно. Принимается, например, что если один разлом утыкается в другой, то первый моложе; если в зоне пересечения двух разломов один является сместителем, то он моложе; более крупные разломы, по-видимому, и более древние.

Учитывая материалы по тектонике и истории развития области Чукотского шельфа и сопредельных территорий, в особенности характер неотектонических дислокаций и представления об особенностях эвстатических колебаний уровня Северного Ледовитого океана, можно считать, что Чукотский шельф является полигенетическим и в современных его границах обособился в новейшее время. Фундамент шельфа гетерогенный. Его формирование связано с развитием океанских впадин арктического бассейна, реликтов Гиперборейской платформы, Юконского срединного массива и складчатых областей северо-восточной Азии и Аляски. Развитие современного Чукотского шельфа, по-видимому, в большой мере обусловлено эволюцией геологических структур Северного Ледовитого океана, нежели прилегающей суши. Значительная ширина шельфа обусловлена специфической его тектонической структурой, а не выносом больших масс осадочного материала реками, как это полагает Ф.П. Шепард [1976].

Заканчивая краткий обзор тектонического строения и истории развития Чукотского шельфа и сопредельных территорий, убеждаемся в том, что основывать тектоническое районирование шельфов на принципе прослеживания в их пределах структурных зон суши, как это предлагается рядом исследователей [Пушаровский, 1972; Марков и др., 1978; и др.], по-видимому, далеко не всегда правомерно, во всяком случае при составлении карт неотектоники. Сопоставляя новейший структурный план Чукотского шельфа и прилегающей суши, убеждаемся в значительной автономности тектоники шельфа. Лишь единичные структурные формы прослеживаются несколько далее его прибрежной зоны. Анализ имеющихся материалов позволяет считать, что Чукотский шельф в его современных границах оформился на протяжении новейшего времени. О существенном значении неотектонических деформаций в развитии земной коры, структурных перестройках, формировании рельефа и осадков, характере проявления экзогенных процессов кратко отмечалось выше. Тектонические факторы обуславливают специфику развития берегов, определяют первичный рельеф шельфа, а также играют большую роль в распределении областей абразии и аккумуляции, косвенно влияют на генезис, количество, размещение, скорость накопления и характер рыхлых отложений в его пределах, отражаются на гидродинамическом режиме, гидробиологических и гидрохимических условиях, создают обстановку для локализации отдельных компонентов осадков. Это находит свое выражение в особенностях форм донного рельефа, в мощностях, фациях, вещественном составе осадочного материала и характере его залегания в пространстве и разрезе, о чем будет сказано ниже.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ПРИБРЕЖНО-ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ

В геоморфологическом строении прибрежно-шельфовой зоны Чукотского моря и западной части бассейна Чирикова в Беринговом море находят свое отражение как упоминавшиеся выше крупные и мелкие структурно-тектонические элементы земной коры и прояв-

ления новейшей тектоники, так и действие субаэральных и субаквальных морфолитогенетических процессов, протекавших в условиях гляциостатических колебаний уровня океана.

Рассмотренные в предыдущем разделе структурные формы шельфа, за исключением самых крупных, нередко оказываются завуалированными осадочными четвертичными толщами, хотя мощность последних, судя по данным сейсмопрофилирования, обычно бывает невелика. Это обстоятельство создает впечатление, что в пределах шельфа описываемого региона некоторая однородность глубин, в целом мелководных акваторий, является свидетельством широкого распространения аккумулятивных и абразионно-аккумулятивных поверхностей подводных равнин полного и неполного выравнивания [Ласточкин, 1979]. Однако уже на основе сравнительно немногочисленных экспедиционных работ советских и американских исследователей удалось установить, что эта выровненность рельефа шельфа является кажущейся и геоморфологическое строение шельфовых мелководий Чукотского моря и бассейна Чирикова более сложное, чем это считалось ранее [Бабаев, Жиндарев, 1977; Жиндарев, 1975; Фотева, 1975; Схолл, Сайнсбери, 1964; Creager, McManus, 1965; Hopkins, 1967a, b; и др.].

Выполненное во время экспедиционного рейса сейсмоакустическое и эхолотное профилирование позволило несколько дополнить, а иногда и внести некоторые коррективы в существующие представления о геолого-геоморфологическом строении прибрежно-шельфовой зоны этого региона, которая не совсем оправданно отнесена В.Д.Дибнером с соавторами [1965] к шельфам существенно денудационного происхождения (затопленные пенеплены и плато).

Анализ батиметрических карт, литературного материала и характера действующих морфолитогенетических процессов позволяет в пределах очень широкого (более 600 км), но мелководного (преобладают глубины 40–60 м) шельфа Чукотского моря выделить не три, как это свойственно континентальным окраинам, геоморфологические области [Гершанович, 1966], а четыре области, или морфолитогенетические зоны. Эти зоны характеризуются тем или иным сочетанием процессов морфолитогенеза и приуроченностью к ним определенных типов донного рельефа и фаций осадков.

Наряду с внутренней, или собственно береговой, центральной и внешней зонами за бровкой шельфа, располагающейся обычно на глубинах 80–100, реже 200 м, находится, как это впервые было отмечено В.Д.Дибнером с соавторами [1965], зона "аваншельфа", или отчлененного шельфа, внешний край которой нередко опущен на глубины 500 м и более.

Рельеф внутренней или собственно береговой зоны Чукотского моря и западной части бассейна Чирикова хотя и формировался под воздействием главным образом гидрогенных (волновых) процессов, но в морфологическом облике берегов, распространении их типов, в самом развитии рельефа береговой зоны немаловажное влияние оказали характер геологического строения и субаэральной расчлененности рельефа прибрежной суши, вертикальных

неотектонических движений, особенности твердого стока рек и гляциозвстатических колебаний уровня океана.

К настоящему времени в результате многолетних полевых исследований экспедиций Министерства геологии и охраны недр, экспедиций Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова и других организаций собран обширный фактический материал по особенностям полярного морфолитогенеза в береговой зоне шельфа, характеру геологического строения, морфологии и динамики берегов советских побережий региона [Бабаев, Жиндарев, 1979; Берега Тихого океана, 1967; Дегтяренко, 1971; Жиндарев, 1975; Ионин, 1958, 1959; Ионин и др., 1971; Каплин, 1962, 1971; Морозова, Совершаев, 1977; Морозова и др., 1979].

В разработанных в свое время морфогенетических классификациях типов берегов для Берингова моря [Ионин, 1958] и для карт физико-географического Атласа мира [Ионин и др., 1964] нашли свое отражение как морфологические и генетические особенности типов берегов, так и те основные рельефообразующие процессы, в результате действия которых формируется тот или иной своеобразный рельеф береговой зоны, определяется характер расчлененности береговой линии, а также устанавливаются общие закономерности развития берегов и тенденции их современной динамики.

В соответствии с этими классификациями в пределах береговой зоны шельфа Чукотского моря и западной части бассейна Чирикова распространенные здесь типы берегов подразделяются на три основные группы (табл. 1). Естественно, что по сравнению с физико-географическим Атласом мира и даже картосхемами типов берегов в монографии "Берега Тихого океана" [1967] набор типов берегов в этой схеме значительно обеднен, что в значительной степени связано с проявлением широтной зональности береговых процессов, в результате которой интенсивность абразионно-аккумулятивных процессов в приполярных районах несколько ослаблена. С другой стороны, это создает благоприятную обстановку для формирования специфических зональных элементов рельефа береговой зоны. К последним относятся созданные морозным выветриванием обвальными, глыбовые склоны, основание которых опускается нередко ниже уреза воды, а сам материал, часто образуя обширные конусы выноса, движется под влиянием силы тяжести. Такие участки побережья, развитые чаще всего на рельефе, сложенном изверженными породами, могут быть отнесены к типу гравитационных, точнее, денудационных берегов.

С гравитационными процессами солифлюкций, т.е. оплывания, оползания в летнее время склонов, сложенных многолетнемерзлыми четвертичными глинистыми толщами, связано возникновение грязевых и обломочно-грязевых потоков на пляжах, которые нередко образуют большие по размерам конусы выноса на продолжении эрозионно-солифлюкционных оврагов и расселин. Морфология солифлюкционного типа берега определяется соотношением величин склонового сноса и объема уносимого волнами материала. При большом склоно-

Таблица 1

Морфогенетическая классификация типов берегов Чукотского моря и западной части бассейна Чирикова

Группа берегов	Тип	Общепринятые названия
Сформированные субаэральными и тектоническими процессами и малоизмененные морем	Ледниково-тектонического расчленения	Фиордовые
	Ледниково-эрозионного расчленения	Фиордовые
	Эрозионного и эрозионно-тектонического расчленения	Лиманные, рiasовые
формирующиеся преимущественно под действием неволновых процессов	Денудационный и абразионно-денудационный	Денудационные (гравитационные)
	Солифлюкционный и абразионно-солифлюкционный	Солифлюкционные
формирующиеся преимущественно волновыми процессами	Термоабразионный	Термоабразионные
	Выравнивающиеся берега	
	Абразионно-бухтовые	Зубчатые
	Абразионно-аккумулятивные бухтовые	
	Выровненные берега	
	Абразионные	Абразионные
Абразионно-аккумулятивные		
	Аккумулятивные	Лагунные и лиманно-лагунные

вом сносе и малой энергии волн поверхность клифа выколаживается, они отмирают. В обратных условиях активный подмыв береговых уступов продолжается, у их основания нередко образуются волноприбойные или термоабразионные (при наличии клиньев, жил или линз погребенного льда) ниши. Гравитационные силы вызывают обрушение нависающих "карнизов" и "козырьков", а поверхность берегового уступа приобретает значительную крутизну [Каплин, 1971].

Почти совершенно не изменена волновой деятельностью береговая зона первой группы типов берегов Чукотки (см. табл. 1), рельеф которых сформирован субаэральными и тектоническими процессами, а современное развитие происходит под влиянием главным образом денудационных процессов. Существующие очертания берегов этих типов возникли в ходе позднеледниковой трансгрессии Мирового

океана, вызвавшей затопление нескольких обработанных горно-долинными ледниками эрозионных, эрозионно-тектонических и тектонических долин и образование так называемых фиордовых бухт [Каплин, 1962]. Мелководные пороги во входных частях фиордов, как показало сейсмоакустическое профилирование, имеют преимущественно тектоническое происхождение (они часто оборваны сбросом с внутренней стороны), что не исключает в отдельных случаях их конечноренного или волнового происхождения (затопленные древние аккумулятивные формы-пересыпи, некогда отчленявшие бухты, или их размытое основание).

Наиболее распространенными типами берегов в описываемом районе являются берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами (см. табл. 1). Самыми молодыми здесь являются абразионно-бухтовые, выравнивание береговой линии которых происходит в результате срезания мысов волнами и заполнения созданных субаэральными процессами понижений - бухт - рыхлым материалом. Постепенно подобный берег вследствие активной аккумуляции и создания различных примкнувших и свободных аккумулятивных форм можно считать выравнивающимся абразионно-аккумулятивным бухтовым.

При формировании во входных частях ингрессионных бухт (фиордовых, лиманных) замыкающих аккумулятивных форм (пересыпей) образуется выровненный абразионно-аккумулятивный берег.

Однако, особенно в Чукотском море, наиболее распространены выровненные аккумулятивные (лагунные) берега, образовавшиеся в процессе неравномерной позднеледниковой трансгрессии моря и формирования на затопляемой поверхности аллювиальных и флювиогляциальных равнин мощных баров [Жиндарев, 1975; Каплин, 1971].

Под лагунными берегами понимаются такие участки морских берегов, вдоль которых на большом расстоянии протягивается наносная полоса - бар, коса или пересыпь, отделяющие от открытого моря акватории лагун различных размеров и конфигураций. На побережье Чукотки лагуны и отчленяющие их от моря бары составляют около 50% от протяженности всей береговой линии и прослеживаются почти непрерывно от мыса Якан на северо-западе до Колочинской губы на юго-востоке.

Рельеф подводного берегового склона абразионных и аккумулятивных участков побережий в непосредственной близости от береговой линии обычно различается: на абразионных, особенно в коренных породах, нередко встречаются бенчи и более глубоко погруженные подводные абразионные террасы, на аккумулятивных в зависимости от характера современной динамики берега - либо одиночные, либо серии подводных аккумулятивных валов, а иногда и уступы, террасы размыва.

Еще П.А. Каплиным [1971] отмечалось, что характерная черта строения прибрежной зоны Чукотского моря как против абразионных, так и аккумулятивных участков побережья - наличие уровневых поверхностей на глубинах 5-8 и 12-16 м. Эти поверхности, по мнению автора, возможно, свидетельствуют о временной стабили-

зации уровня во время последнедиктовой трансгрессии. Последующие эхолотные промеры и анализ крупномасштабных карт позволили Л.А. Жиндареву [1974], а затем Л.Н. Морозовой с соавторами [1979] установить, что четко выраженные уровенные поверхности, фиксирующие положение затопленных древних береговых аккумулятивных форм – баров, встречаются и на значительном удалении от современной береговой зоны (на 20–25 км). Наибольшая встречаемость их вершин приходится на глубины 13, 17–19, 22–24, 26–28, 32–33, 36–38, 40–41 м. Учитывая величину максимальных заплесков волн и условно принимая, что ветро-волновой режим сравнительно мало изменился в период трансгрессии, авторы считают, что формирование древних баров происходило в условиях осцилляции уровня на глубинах 12–15, 18–22, 25–27, 30–35, 38–40, 42–44 и 50 м.

Таким образом, по мнению Л.А. Жиндарева [1974], следующего взглядам О.К. Леонтьева и Л.Г. Никифорова [1956], для выхода баров на поверхность и отчленения ими лагун необходимо, чтобы уровень не только стабилизировался, но и на фоне общего поднятия происходило его кратковременное понижение. Анализ полученных нами материалов, в том числе данные эхолотирования и вибротрубного бурения, позволяют, как нам кажется, предположить, что валообразные аккумулятивные тела могли сформироваться и в условиях неравномерной регрессии моря и являются реликтами береговых валов, за которыми располагались не лагуны, а депрессии с морскими толщами осадков, которые незамедлительно промерзали в условиях полярного климата. Это не исключает осцилляций уровня во время трансгрессии, но сформированные ранее валы могли быть не переработаны волнами и сохранились в рельефе шельфа вследствие промерзания.

Поскольку вся поверхность подводного склона внутренней зоны шельфа до глубин порядка 40–45 м представляет собой большей частью пологонаклонную аккумулятивную равнину, осложненную местами фрагментарными звеньями реликтовых баров, мы, как нам кажется, вправе отнести ее к единой морфолитогенетической береговой зоне шельфа, хотя зона современных морфолитодинамических процессов и смещена к берегу.

Проведенные исследования показали, что ширина этой зоны, представляющей собой, как уже упоминалось, поверхность полого-наклонной равнины западнее лагуны Рьпильгьш, составляет 35 км, в районе самой лагуны – 20 км, в районе м. Шмидта – 15 км, у м. Ванкарем – до 30 км, в районе Колочинской губы – 55 км, восточнее Колочинской – 10 км. Минимальная ширина этой зоны отмечается в районе м. Дежнева – до 7 км¹.

Крутизна подводного склона на тех же участках характеризуется следующими значениями: 0,001, 0,002, 0,0026, 0,001, 0,0007, 0,004; самый крутой склон в районе м. Дежнева – от 0,007 до

¹ В записи, обработке эхограмм и интерпретации полученных данных непосредственное участие принимали сотрудники МГУ им. М.В. Ломоносова В.Ю. Бирюков и В.И. Мысливец.

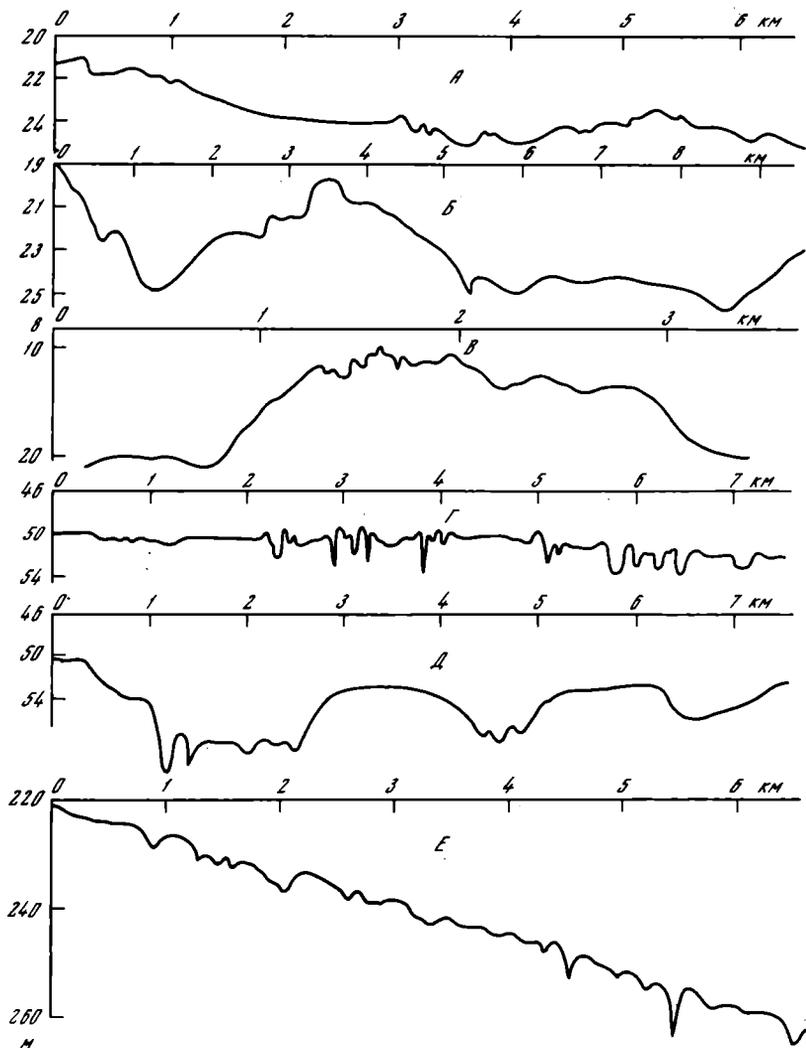


Рис. 4. Типичные профили дна основных участков Чукотского шельфа
 А - аккумулятивная равнина береговой зоны; Б - эрозионно-тектоническая депрессия центральной зоны; В - холмисто-грядовая равнина центральной зоны; Г - аккумулятивная равнина внешней зоны; Д - верховья каньона внешней зоны; Е - поверхность аваншельфа

0,009. Профиль поверхности равнины, как правило, прямой или вогнутый: более крутая прибрежная часть - до глубин порядка 15-20 м. Местами подводный склон осложнен уровнями поверхностями (террасирован), а также аккумулятивными формами - фрагментами частично размывтых и затопленных баров (рис. 4, А). В некото-

рых случаях плановые характеристики баров определяют и положение затопленных древних депрессий. Уровненные поверхности наиболее четко фиксируются в районах лагуны Рыпильгын, Ванкарем, Колочинская губа, Уэлен. Так, например, в районе лагуны Рыпильгын уровненные поверхности выявлены на следующих глубинах: 15-16, 21-22 и 35-36 м. Ширина их колеблется от 10 до 20 км, длина по простиранию - от 10 до 120 км, они разделены пологими уступами с относительными высотами превышения 8-9 м.

На участке Ванкарем-Колочинская губа отмечается уровненная поверхность на глубине 21-23 м. Ширина ее 10 км, а длина порядка 50 км. Менее четкие поверхности прослеживаются на глубинах 24-26 и 30-33 м.

На некоторых уровненных поверхностях встречаются локальные положительные формы рельефа с относительными высотами от 2 до 5-7 м. По всей вероятности, это фрагменты затопленных баров, фиксирующие уровни стояния или осцилляции моря.

Таким образом, на шельфе Чукотского моря местами прослеживается ряд уровненных поверхностей на глубинах: 15-16, 21-22, 35-36 (36-38) и 43-44 м, т.е. число их несколько меньше, чем указывалось ранее [Морозова и др., 1979]. Пра-гидросеть в рельефе пологонаклонной равнины не сохранилась, и только лишь на выходе из Колочинской губы хорошо прослеживается до глубин порядка 39 м тальвег затопленной долины. Он начинается в современной горловине губы и при выходе из нее поворачивает довольно резко на восток. Ширина долины около 15 км при глубине воды около 25 м. В нижней части долина имеет корытообразный профиль с выровненным дном, в которое врезано русло глубиной около 3 м и шириной до 700 м. Нижняя корытообразная часть долины шириной около 17 км вложена в широкую и пологую депрессию, реликтовые участки дна которой образуют террасы высотой около 10 м над дном депрессии.

Таким образом, в пределах береговой (внутренней) зоны Чукотского шельфа почти нет или не сохранилось форм рельефа субаэрального происхождения и, наоборот, чаще всего встречаются абразионно-аккумулятивные волновые образования. Это свидетельствует о том, что эта зона шельфа длительное время формировалась в условиях активной волновой переработки.

В отличие от арктического шельфа на шельфе западной части бассейна Чирикова в Беринговом море не были встречены уплотненные доголоценовые отложения. Там же, где были пройдены черные реликтовые илы голоцена, вскрывались различные по составу осадки, возможно, субаэрального происхождения. Если это так, т.е. если шельф Берингова моря в период регрессии позднего висконсина обнажался и развивался в субаэральных условиях, то это существенно отличает его от шельфа арктических морей, закрытого в эпоху оледенения мощной ледяной плитой и обнажившегося лишь на заключительном этапе планетарной трансгрессии, когда Северный Ледовитый океан соединился с водами Тихого океана.

Другой особенностью морфологии и геологии шельфа является

наличие затопленных конечных морен, выдвинутых на десятки километров от устьевых частей фиордов. Такие морены в виде мягко изогнутых дуг относительной высотой до 20–26 м наблюдаются против входов в фиорд Лаврентия, Мечигменскую губу, пролив Сенявина, бухту Провидения. Трактовка этих образований как конечных морен была предложена в свое время А.С. Иониним [1959] и П.А. Каплиным [1962]. Не исключено, что краевой мореной горнодолинного оледенения Чукотки является и крупная гряда в центральной зоне бассейна Чирикова, протягивающаяся от о. Св. Лаврентия почти до островов Диомида. Относительная высота ее от 2 до 10 м при ширине в несколько километров [Фотева, 1977].

Центральная зона шельфа Чукотского моря включает в себя две подзоны: а) центральной (низменной) равнины, б) холмисто-грядовой (возвышенной) равнины. Рельеф центральной равнины, хотя здесь и располагаются тектонические депрессии – прогиб Лонга и впадина Хоуп, довольно выровнен, преобладают глубины 40–50 м. Относительное колебание рельефа дна не превышает 1–2 м на сотни километров. В западной части этой равнины вблизи о. Врангеля прослеживаются меридионально ориентированные параллельные друг другу гряды структурного происхождения. Относительное превышение гряд 7 м. В южной части равнины в рельефе прослеживается цепь плоских пологих понижений, большая ось которых ориентирована в субширотном направлении (рис. 4,6).

В восточной части центральной равнины, между банкой Геральд и п-вом Аляска, на глубине 50 м выделяется валообразное поднятие, ядром которого, как упоминалось, служит крупная брахиантиклиналь. Длина его 90 км, ширина 7–8 км, относительное превышение 6 м.

По мнению американских исследователей [Остенко, 1979; Схолл, Сайнсбери, 1964], рельеф восточной части равнины сохранил следы разновозрастной гидросети. Одна из затопленных долин (Оготурок-крик) начинается в заливе Коцебу и, прослеживаясь в северо-западном направлении, выходит к банке Геральд. Здесь она разделяется на две самостоятельные долины, одна из которых, огибающая банку Геральда с юга, уходит в predeterminedный глубинным разломом Центральный Чукотский желоб. Другая, лучше сохранившаяся в рельефе, огибает банку с востока, поворачивая на северо-запад. По всей вероятности, одна долина соответствует ранней, а другая – поздней стадии в истории развития единой речной системы. Американские исследователи называли ее долиной Хоуп. В долине с глубинами меньше 55–60 м на ее протяжении прослеживаются две дельты: одна, привязанная к изобате 50 м, другая – 35–40 м. По радиуглеродным датировкам возраст этих дельт соответственно равен 17 и 12 тыс. лет [Фотева, 1975].

В западной части центральной равнины три хорошо выраженные в рельефе ложбины, ориентированные с юга на север, сливаясь, образуют единую долину. Эта долина, получившая название Центрального Чукотского желоба, меридионально ориентирована, прорезает центральную холмисто-грядовую равнину и прослеживается до

края шельфа. Она имеет корытообразную асимметричную форму, при этом ее левый борт террасирован, а правый представляет собой крутой единый склон. Днище долины уплощенное, со следами русловой эрозии. Относительный врез долины 45–50 м. Ширина ее 50 км. В днище хорошо выражены котловинообразные переуглубления. Судя по хорошо сформированному рельефу долины, она осваивалась водными потоками во всех субэаральных эпохах в истории развития шельфа (по крайней мере за четвертичный период).

Холмисто-грядовая возвышенная равнина шельфа представляет собой валообразное антиклинальное тектоническое поднятие, на западном окончании которого расположены острова Врангеля и Геральд, а на восточном – банка Геральд, венчающая собой крупное брахиантиклинальное поднятие (рис. 4, В). Обе части разделены Центральным Чукотским желобом.

Подводный береговой склон о. Врангеля в плане имеет вид эллипса, в котором сам остров смещен к западу. Соответственно эта часть подводного склона наиболее узкая (до 5 км), основание склона располагается на 25–30-метровой глубине, крутизна его 0,006. Склон, относящийся к южной и северной частям острова, расширяется, а его основание прослеживается уже на больших глубинах, но крутизна склона уменьшается. С юга склон прослеживается до глубин порядка 40 м, средняя ширина его 35 км, крутизна 0,001. С севера – до глубин 45 м при ширине до 60 км и уклонах до 0,0007. Восточная часть склона имеет ширину около 90 км, прослеживается до глубин порядка 50 м и переходит в левый борт Центрального Чукотского желоба, уклон 0,005. Остров Геральд имеет вид скальной гряды с коротким и крутым подводным склоном. Ширина склона 2,5 км, основание располагается на глубине 40 м, крутизна склона 0,016. Для подводного берегового склона островов Врангеля и Геральд характерно отсутствие в рельефе затопленных прибрежно-морских аккумулятивных форм и четко выраженных эрозионных ложбин – продолжений гидросети островов.

Выполненные эхолотные профили отражают особенность строения поверхности банки Геральд, а именно террасированность ее поверхности и склонов. Эти террасы расположены на глубинах 25–29, 33–35, 39 и 44 м. В восточной и юго-восточной частях банки поверхность террас осложнена пологими валообразными повышениями, предположительно реликтовыми береговыми аккумулятивными формами высотой 3–4 м, шириной от 100–200 м до 2–3 км. Кроме упомянутых положительных форм рельефа – моренных гряд, в центральной зоне шельфа бассейна Чирика встречаются ложбины и депрессии субэарального, по-видимому эрозионного, происхождения. Возможно, их сохранности способствуют придонные течения, препятствующие заполнению их донными осадками [Фотеева, 1977].

Рельеф внешней зоны шельфа Чукотского моря остается до сих пор слабо изученным благодаря тяжелым ледовым условиям и значительной (более 600 км) удаленности бровки шельфа от Чукотского полуострова. Нам с большим трудом удалось выполнить два эхолотных профиля и то уже почти на границе с морем Бофорта.

Судя по данным эхолотирования, внешняя часть шельфа представляет собой пологонаклонную равнину, уклоны которой увеличиваются к краю шельфа. Как уже упоминалось, поверхность равнины осложнена ложбинами глубиной 10–12 м и шириной 200–300 м, предопределенными разломами (рис. 4, Г). Здесь же ближе к краю шельфа начинаются верховья каньонов, по-видимому, имеющих продолжение на поверхности аваншельфа (рис. 4, Д). На глубине 120 м отмечен вогнутый перегиб поверхности, образованный пологим уступом высотой около 10 м. Возможно, этот уступ является поверхностным выражением небольшого смещения типа сброса в моноклинально залегающих отложениях, слагающих этот участок шельфа.

Поверхность окраинной части шельфа (точнее, вероятно, зоны "аваншельфа") полого спускается до глубины 450 м, после чего резким перегибом переходит в поверхность материкового склона. Кроме этого основного перегиба поверхности на глубине 450 м, отмечается еще один перегиб на глубине 104 м. Выше него глубина шельфа на каждые 10 миль увеличивается всего на 6–10 м, ниже – на 40 м. Поверхность в зоне перегиба осложнена пологими, неширокими (100–300 м) повышениями и понижениями с амплитудой 3–4 м (рис. 4, Е). Таким образом, внешняя зона шельфа и аваншельф имеют довольно сложный характер: пологонаклонная поверхность окраинной части прерывается выпуклым перегибом на глубине 104 м, переходящим в вогнутый перегиб на глубине 120 м, после чего поверхность с большими уклонами опускается к основному перегибу (краю аваншельфа) на глубине 450 м.

Такой "двойной" край шельфа предполагает, что его верхняя часть до глубины 110–130 м представляет собой прибрежную отмель, т.е. позднечетвертичную поверхность абразионно-аккумулятивного выравнивания, а нижняя часть – более древнюю (возможно, плиоценовую) собственно материковую отмель.

Несмотря на то что здесь мы лишь вкратце коснулись общей характеристики некоторых элементов рельефа прибрежно-шельфовой зоны рассматриваемого региона, уже сейчас можно выделить в ее пределах несколько морфогенетических типов рельефа, а именно:

- а) абразионно-денудационный рельеф на моноклинно залегающих осадочных породах;
- б) абразионно-денудационный рельеф на горизонтально залегающих осадочных породах;
- в) абразионно-денудационный рельеф в районе распространения антиклинальных и брахиантиклинальных складок и поднятий;
- г) эрозионно-тектонический рельеф в районе желобов;
- д) рельеф равнин неволевой аккумуляции;
- е) рельеф древней и современной подводной аккумулятивной (преимущественно) равнины, сформировавшейся гидрогенными (волновыми) процессами в условиях колебательных изменений уровня океана;
- ж) рельеф современной береговой зоны.

Положение и границы распространения этих типов рельефа могут быть положены на карту лишь при дальнейших, более детальных исследованиях шельфа рассматриваемого региона.

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ШЕЛЬФЕ ЧУКОТСКОГО МОРЯ

Условия осадконакопления в бассейне Чукотского моря, а также в бассейне Чирикова зависят в основном от климатических факторов. Они определяются, во-первых, характером мобилизации обломочного материала на суше, спецификой его перемещения и поступления в водоем; во-вторых, значительной ледовитостью бассейна, а также большим размахом миграции льда, особенно в весенне-летний период, что создает условия для широкого разноса разнообразного обломочного (в том числе грубообломочного) материала практически по всей акватории моря; в-третьих, циркуляцией вод Чукотского моря и водообменом с Тихим океаном через Берингов пролив, оказывающим большое влияние на осадконакопление в бассейне Чукотского моря; в-четвертых, агрессивностью холодных морских вод по отношению к карбонатным продуктам, препятствующей их накоплению в осадках шельфа Чукотского моря. Среди азональных (неклиматических) факторов, влияющих на условия осадконакопления в Чукотском море, главные – гидродинамические, особенно волновые, процессы, которые, с одной стороны, приводят к широкому развитию абразии на побережьях Чукотского моря и бассейна Чирикова, что обуславливает поступление в водоемы большого количества обломочных продуктов, а с другой – способствуют формированию в прибрежной зоне волновых аккумулятивных форм. Однако следует еще раз подчеркнуть, что влияние волновых процессов на формирование рельефа и накопление осадков в пределах шельфа Северо-Востока СССР хотя и интенсивно, но относительно кратковременно из-за длительности ледового периода в бассейне. К числу гидродинамических факторов, влияющих на процессы осадконакопления в некоторых районах Чукотского моря, следует отнести действие течений как постоянных, особенно в районе Берингова пролива, где их скорости, как уже указывалось, достаточны для перемещения не только взвешенного вещества, но и донных наносов, так и периодических, связанных с приливо-отливными и сгонно-нагонными явлениями. К числу факторов, влияющих, хотя и пассивно, на распределение и скорость накопления осадков на шельфе, относятся новейшие тектонические движения. На Чукотском шельфе они проявляются достаточно активно и оказывают существенное влияние на характер морфолитогенеза.

Распределение донных осадков по крупности в бассейне Чукотского моря крайне неравномерно. Здесь часто соседствуют глинистые илы и песчано-гравийно-галечные отложения. Выделенные здесь ранее основные типы донных осадков [Огородников, 1977] характеризуют терригенный фациальный комплекс с преобладанием мелкозернистых алевритово-глинистых фаций отложений обширных плоских впадин центральной части моря. В табл. 2 приведены данные, характеризующие гранулометрический состав отложений основных геоморфологических районов Чукотского моря и частично бассейна Чирикова. Как видно из этой таблицы, в местах распростра-

нения аккумулятивных, преимущественно лагунных, побережий на подводном склоне залегают, как правило, песчаные, хорошо отсортированные отложения, что, например, было обнаружено против пересыпи лагуны Рьшильгъи и у пос. Уэлен. Высокая сортировка этих песков является результатом воздействия на дно энергетически сильных волнений и волновых течений. Характерно, что в песках подводного склона обычно существует лишь ничтожная примесь гравийно-галечного материала, который обычно выбрасывается к берегу и участвует в формировании надводных аккумулятивных форм. Наиболее грубозернистые песчано-галечные и валунные отложения распространены либо против абразионных участков берега, как, например, в бухте у западного берега мыса Шмидта, либо в местах, где действуют постоянно сильные течения, на которые накладываются волновые процессы. Такими районами с высокой интенсивностью гидродинамических процессов являются Берингов пролив и примыкающие к нему с севера и юга акватории. Мы уже говорили, что скорости течений в Беринговом проливе достигают в придонном слое воды 3 м/сек. Этого вполне достаточно для перемещения песчаного материала. Действительно, здесь в проливе на глубине 54 м (ст. 47, см. рис. 1) залегают грубообломочный валунно-галечный материал с небольшой примесью песка. К северу от пролива, по линии Уэленского разреза, проходящего от пос. Уэлен до отмели Принца Уэльского у аляскинского берега, было обнаружено, что на поверхности дна залегают в основном крупнозернистые пески и гравийно-галечные отложения. И лишь сама отмель Принца Уэльского сложена мелкозернистым (содержание фракции 0,25–0,1 мм до 80%), хорошо отсортированным песком. К югу от Берингова пролива, в пределах бассейна Чирикова, также распространены в основном песчано-гравийно-галечные отложения, кроме депрессии, расположенной вблизи с. Аракамчечен и ограниченной со стороны моря банкой Брукса, именем которой названа и сама депрессия (см. табл. 2).

В пределах фиордов пролива Сенявина распространены преимущественно осадки илистой консистенции, содержащие, однако, очень большое количество грубообломочного, почти не окатанного материала (щебень, дресва).

Интересен комплекс осадков Колючинской губы. Здесь в кутовой части залива (ст. 6, см. рис. 1) на поверхности дна был обнаружен 6-сантиметровый слой буровато-серого песчанистого ила с большим количеством железистых конкреций веретенообразной и лепешковидной формы. Конкреции имеют ясно выраженное ядро (галька, гравий или хитиновые трубочки червей) и несколько concentрических слоев. Подстигается этот конкреционный слой темно-серым, почти черным песчанистым илом. В остальных местах акватории Колючинской губы дно с поверхности сложено песчанистым илом, местами с большим количеством слабо окатанного и неокатанного грубообломочного материала. У выхода из губы на дне местами залегают пески. Их распространение в основном связано с действием приливо-отливных течений.

Вся центральная часть Чукотского шельфа, в особенности в прес-

Таблица 2

Средний гранулометрический состав поверхностных осадков шельфа

Район	Фракции, мм, %			
	> 10	10-1	1-0,5	0,5-0,25
Чукотское море				
Прибрежная зона у лагуны Рьшильгын	-	0,17	1,0	10,1
Бухта к западу от м. Шмидта	44,9	39,6	5,1	6,6
Прибрежная зона у пос. Уэлен	-	0,1	0,1	15,0
Пролив Лонга	0,5	0,5	0,1	0,3
Северная воронка Берингова пролива (Уэленский разрез)	-	12,6	24,2	29,3
Центральная Чукотская котловина	-	-	-	-
Окраина шельфа у м. Барроу	-	5,0	1,0	2,0
Подножие банки Геральд	1,8	9,5	2,5	4,4
Ключинская губа (внутренняя часть акватории)	-	0,1	0,7	1,1
Берингово море, бассейн Чирикова				
Котловина Брукса	-	-	-	0,6
Центральная часть бассейна	22,8	30,1	6,7	22,3
Пролив Сенявина	11,0	0,5	0,5	1,9

делах Центрально-Чукотской котловины, покрыта глинистыми илами (содержание фракции менее 0,01 мм больше 80%) с небольшой примесью песчано-алевритового материала. Местами эти илы включают грубообломочный неокатанный материал ледового разноса.

Следует отметить, что увеличение содержания грубообломочного материала в донных осадках арктических морей происходит до определенного предела их ледовитости. Чтобы грубообломочный материал мог поступать в донные отложения, припайные льды должны растаять в пределах данной акватории моря. Однако в морях с большой ледовитостью (Лаптевых, Восточно-Сибирское) этот процесс замедлен из-за значительного охлаждения приповерхностных вод [Данилов, 1978]. Вследствие этого осадки, содержащие огромное количество грубообломочного материала ледового разноса,

Фракции, мм, %				Md	S ₀
0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	< 0,01		
Чукотское море					
78,7	9,7	-	-	0,18	1,3
5,5	7,9	-	-	4,0	5,0
82,3	2,3	-	-	0,19	1,25
3,0	37,3	14,5	44,3	0,03	3,5
26,6	2,5	2,3	2,6	0,35	1,8
1,3	7,5	4,4	86,7	0,004	3,2
25,1	12,4	22,5	40,6	0,04	4,5
65,5	16,0	-	-	0,18	1,4
3,8	4,5	3,8	86,1	0,002	3,2
Берингово море, бассейн Чирикова					
1,6	8,8	2,0	87,0	0,002	3,0
14,8	1,9	0,2	1,2	1,6	5,6
23,9	21,5	20,1	39,8	0,03	5,1

свойственны морям с сезонным замерзанием (Белое, частично Баренцево, Карское, Берингово). Чукотское море, по-видимому, занимает промежуточное положение как по степени своей ледовитости, так и по количеству грубообломочного материала в осадках.

В проливе Лонга, отделяющем от материка о. Врангеля, поверхность дна сложена в основном песчанистыми илами с включением обломочного материала гравийно-галечной размерности (Md = 0,03 мм, S₀ = 3,5).

Окраинная зона шельфа, исследованная на северо-востоке Чукотского моря, в районе м. Барроу, покрыта алевроитовым илом со значительной примесью песчано-гравийного материала (см. табл. 2). Здесь на глубине 95 м (ст. 23, см. рис. 1) в поверхностном слое 5 см песчано-алевритового буровато-серого ила содержатся желе-

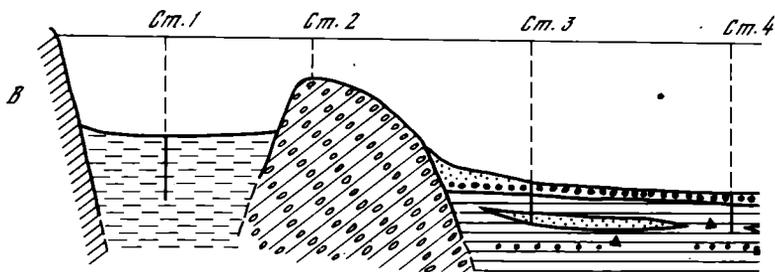
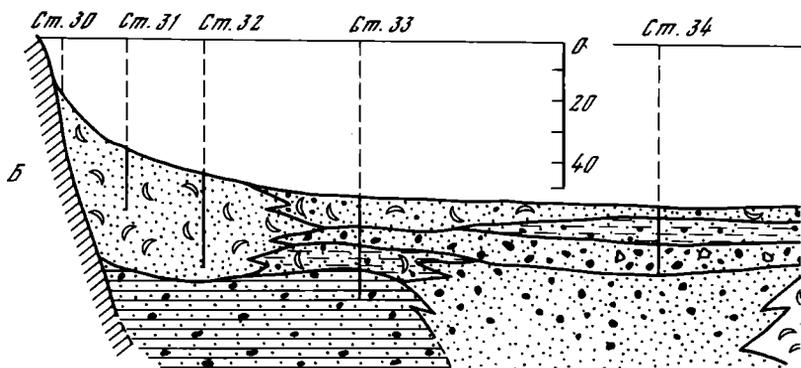
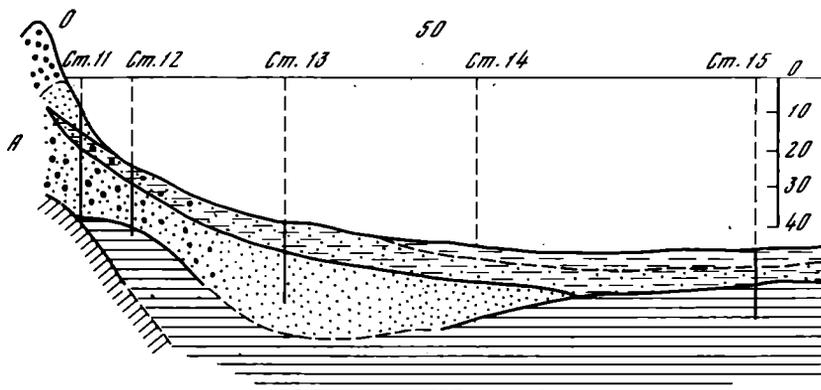
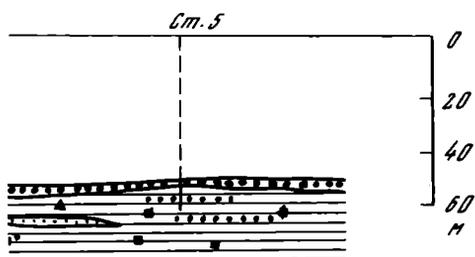
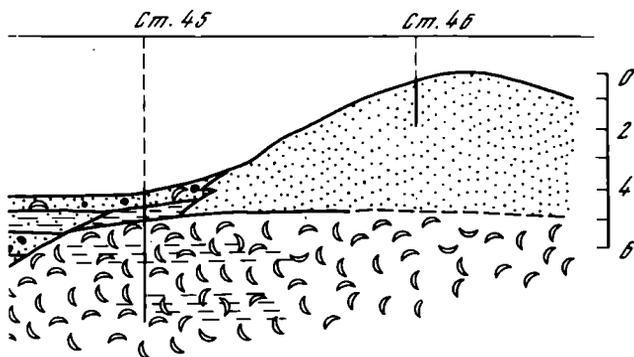
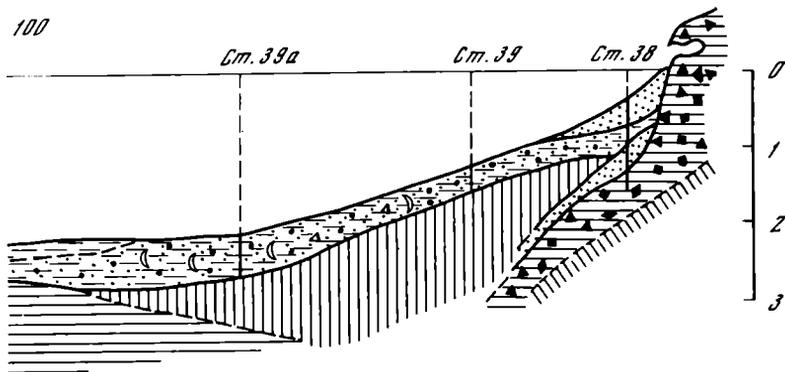


Рис. 5. Литологические разрезы толщи осадков Чукотского шельфа

А - разрез пролива Лонга, Б - Уэленский разрез, В - Сенявинский разрез; 1 - галька, гравий; 2 - щебень, дресва; 3 - песок; 4 - уплотненные алевриты; 5 - ил; 6 - песчанистый ил (илистый песок); 7 - глина; 8 - суглинок; 9 - ракуша; 10 - моренные отложения; 11 - коренные породы



зистые конкреции, которые часто колечком охватывают отдельные экземпляры галек. Среди конкреций встречаются трубчатые, лепешкообразные и натековидные формы. Цвет конкреций темно-коричневый, чувствуется отчетливый железистый запах. На многих конкрециях обнаруживается обрастание морской флоры. Некоторые конкре-

Таблица 3

Сравнительная характеристика состава отложений Чукотского шельфа

Фациальная принадлежность илов	Md	S ₀	Содержание, %	
			Fe _{общ}	Mn
Центрально-Чукотской котловины	0,002	3,0	3,88-4,91	0,02-0,05
Окраинной зоны шельфа	0,003	3,2	3,71-5,01	0,02-0,04
Верхней части разреза толщи отложений Колючинской губы	0,002-0,007	3,5-4,0	3,20-4,35	0,02-0,06
Нижней части разреза толщи отложений Колючинской губы	0,005	3,6	3,88	0,03-0,05
Верхней части разреза толщи отложений в проливе Лонга	0,01	4,3	3,25-3,89	0,02
Котловины Брукса (бассейн Чирикова)	0,002	3,0	3,86-3,13	0,02
Пролива Севянина	0,002-0,02	3,0-5,2	2,64-2,88	0,02

ции имеют следы окатанности, что наводит на мысль об их перетолжении.

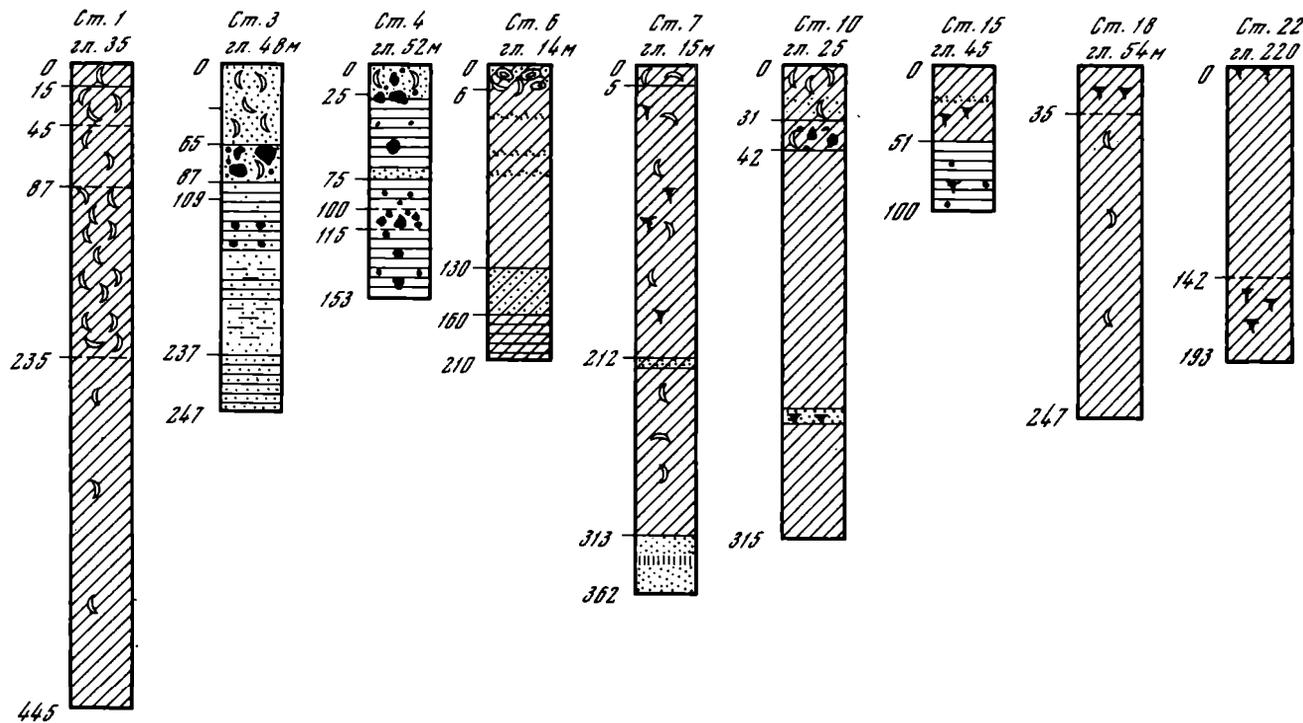
В целом поверхностные осадки Чукотского шельфа имеют разнообразный гранулометрический спектр (рис. 5, 6) и часто отличаются низкой сортировкой, что отражается на двухвершинных и даже трехвершинных гистограммах (рис. 7).

Поверхностный слой осадков Чукотского шельфа ранее изучали многие исследователи [Огородников, 1977; Семенов, 1965; Огородников, Митропольский, 1973]. Совершенно новые данные получены Полярной северо-восточной экспедицией ИОАН, когда впервые была вскрыта толща осадков Чукотского шельфа.

Мощность толщи осадков голоцен-позднеплейстоценового возраста здесь весьма изменчива. Максимальные мощности наблюдаются

Содержание, %				
T	P	C _{орг}	CaCO ₃	SiO ₂ аут
0,30-0,37	0,06-0,11	1,36-2,14	0,90-4,63	9,07-13,29
0,27-0,38	0,06-0,11	0,74-1,54	1,61-5,92	1,23-6,20
0,34-0,43	0,09-0,29	0,62-1,64	0,11-1,95	0,80-2,36
0,34	0,06-0,08	2,02-2,58	4,88-5,86	0,55-0,96
0,30	0,07	0,43-1,03	0,98-2,46	2,05-5,11
0,26-0,29	0,09-0,16	1,79-1,84	1,29-3,90	16,82-20,82
0,19-0,29	0,06-0,09	1,92-2,69	1,23-5,92	Не опр.

в пределах Центрально-Чукотской котловины, где залегает монотонная толща глинистых илов, вскрытая вибропоршневой грунтовой трубкой на глубину около 4,5 м. Судя по записи сейсмопрофилографа, общая мощность этой толщи достигает 10-15 м. Илы, толща которых была вскрыта грунтовой трубкой на станциях 18 и 40 (см. рис. 1), относятся к категории глинистых (содержание фракции < 0,01 мм превышает 80%), слабокремнистых (SiO₂ аут составляет в осадке 12-14%), содержащих Fe_{общ} в пределах 3,88-4,91%, C_{орг} - в пределах 1,36-2,14%, CaCO₃ - в пределах 0,90-4,63% (табл. 3). Относительно высокое содержание аутигенного кремнезема в осадке было обнаружено впервые. По ранее опубликованным данным [Огородников, Русанов, 1978], его максимальное содержание оценивалось в 9,54%.



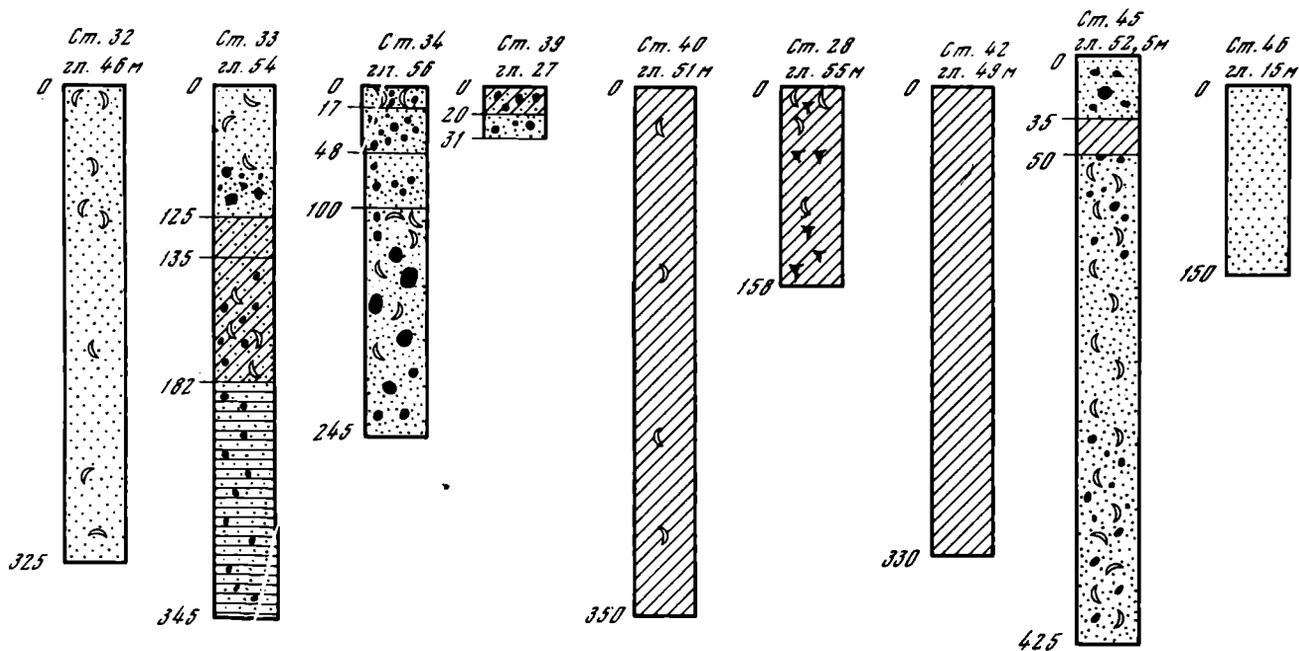


Рис. 6. Колонки донных отложений Чукотского шельфа. Условные обозначения см. рис. 5

фитопланктон Чукотского моря представлен в основном тихоокеанскими формами (*Chaetoceros atlanticus*, *Ch. boreales*, *Ch. convolutus*, *Rhizosolenia alata*, *Lapto cylindrus danicus* и др.). Его высокая продуктивность в летний период зависит от поступления в Чукотское море через Берингов пролив вместе с тихоокеанскими водами растворенной кремнекислоты, количество которой оценивается В.Н. Иваненковым и А.Н. Гусаровой (1973) в $0,09 \cdot 10^6$ тонн атомов. Еще более высокие содержания аутигенного кремнезема были обнаружены в осадках котловины Брукса, где они достигают 20%, что позволяет считать илы этой котловины кремнистыми.

Таким образом, аутигенный кремнезем биогенного происхождения для образования осадков в Чукотском море имеет наряду с терригенными компонентами важное значение.

В проливе Лонга под верхним 50-сантиметровым слоем песчанистых илов залегают в значительной степени уплотненные отложения. Вблизи о. Врангеля это сильно спрессованные, почти сухие серые алевролиты с примесью гравия и окатанной гальки. Со стороны Чукотки по разрезу пролива Лонга (см. рис. 5, А) верхний слой песчанистых илов подстилается также очень плотной толщей коричневато-серых песков, которые с приближением к материковому берегу становятся более рыхлыми и смыкаются с песками аккумулятивной формы у м. Энмыкай. Пески по разрезу подстилаются очень плотными вязкими коричнево-серыми глинами, включающими растительные остатки. Вблизи берега о. Врангеля под песчано-гравийным заиленным осадком залегают суглинки с большим количеством щебня и дресвы (ст. 38). Осадок в значительной степени уплотнен. По-видимому, эти отложения аналогичны моренным отложениям, обнажающимся в уступе первой террасы, протягивающейся вдоль южного побережья острова у пос. Звездный. Эта терраса переходит в наклонную равнину, примыкающую к подножию гор.

В Колочинской губе толща осадков имеет, как правило, двучленное строение. Во внутренней части этой замкнутой акватории под верхним, преимущественно илистым, слоем отложений залегают темно-серые, мелкозернистые, очень плотные пески и алевролиты, которые были обнаружены в колонке грунта ст. 7 (см. рис. 6) под 3-метровым слоем ила. Средняя крупность этого песчано-алевритового материала составляет 0,1 мм, преобладают фракции 0,25-0,1 (41%) и 0,1-0,05 мм (39%), коэффициент сортировки (S_0) равен 1,65. Характерно, что верхняя илистая толща отложений имеет здесь (см. табл. 3) несколько повышенное содержание фосфора (до 0,3%) и относительно малое содержание аутигенного кремнезема (до 2,36%), что свидетельствует, по-видимому, об ограниченности водообмена между Колочинской губой и открытым морем. Вблизи выхода из Колочинской губы в самой глубокой ее части, на глубине 25 м, была взята колонка грунта на ст. 10, которая вскрыла также двучленное строение толщи, хотя и противоположное тому, что имеет место во внутренней части залива. Здесь под верхним, преимущественно песчанистым, слоем осадка ($Md = 0,09$ мм, $S_0 = 1,6$) залегают мощная толща алевроитового ила, средняя крупность которого

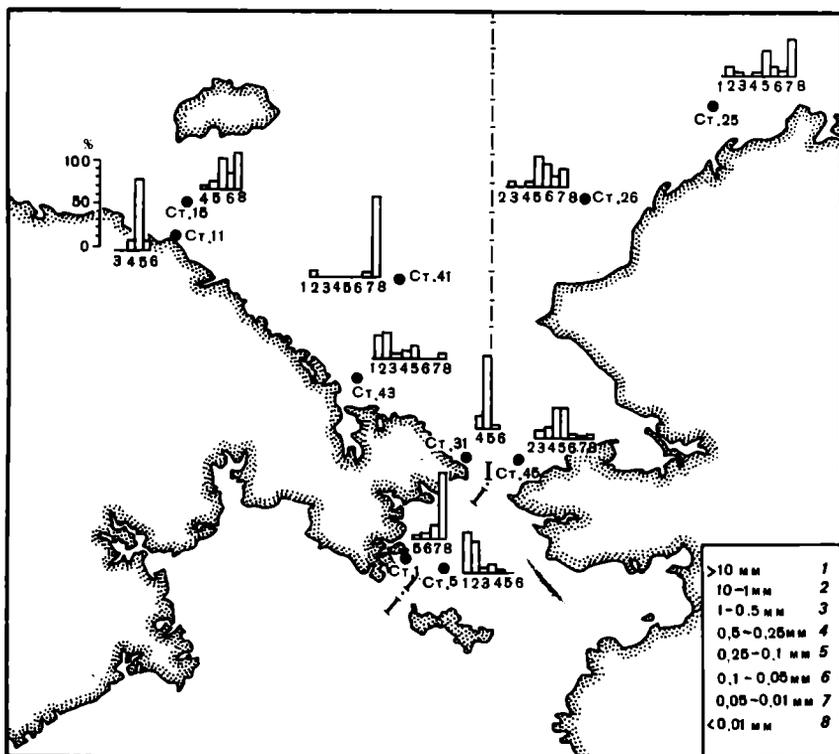


Рис. 7. Гистограммы гранулометрического состава поверхности отложений Чукотского шельфа

колеблется в пределах 0,02–0,04 мм при содержании глинистой фракции 50–70%. Цвет осадка темно-серый, почти черный, он содержит несколько повышенное количество S_{org} (до 2,6%) и $CaCO_3$ (до 6%). Характерно, что илы нижней части разреза толши содержат незначительное количество аутигенного кремнезема (не более 1%), что отличает их от илов верхней илистой толши (см. табл. 3). Очевидно, что такое двучленное строение толши осадков в Колючинской губе отражает смену условий седиментации. Предположительно мы считаем, что в раннем голоцене при более низком стоянии уровня моря во внутренних частях бухты накапливались преимущественно аллювиальные пески, тогда как в наиболее глубокой и, возможно, еще более изолированной, чем сейчас, от открытого моря части акватории происходила седиментация преимущественно тонкого пелитового материала. На большую изоляцию и, следовательно, значительно ослабленный водообмен между акваторией Колючинской губы и Чукотским морем и указывает пониженное содержание аутигенного кремнезема в илах нижней части разреза толши.

Своеобразно строение толши отложений по линии так называемого Уэленского разреза, проходящего от пос. Уэлен, севернее Берин-

гова пролива, к отмели Принца Уэльского у п-ова Сьюард на Аляске. Выполненный геологический разрез вскрывает довольно сложно построенную толщу отложений преимущественно грубозернистого состава (см. рис. 5,Б).

Колонки грунта, взятые на ст. 31 и 32 в относительной близости к Чукотскому побережью, вскрыли толщу песков мощностью до 3,25 м. Пески преимущественно мелко-среднезернистые, хорошо отсортированные ($Md = 0,1-0,3$ мм, $S_0 = 1,2-1,4$), темноцветные с фауной двустворчатых моллюсков. Эта толща песков слагает линзу, непосредственно примыкающую к берегу в районе пос. Уэлен.

Средняя часть разреза, охарактеризованная колонками, взятыми на ст. 33 и 34 (см. рис. 1), представлена отложениями, в которых преобладает грубообломочный материал. На ст. 33 (см. рис. 1) в колонке грунта под слоем (гор. 0-282 см) разнозернистого песка с примесью окатанного гравия и гальки залегает илисто-песчано-гравийно-галечная несортированная толща без фауны (гор. 182-345 см). Галька диаметром до 2-3 см окатанная. Осадок значительно уплотненный, в нижней части приобретает коричневую окраску, и в нем появляются примазки органического вещества. Нижняя часть толщи несортированных отложений в значительной степени уплотнена.

В средней части разреза, несколько севернее Берингова пролива, на ст. 34 (гл. 56 м, см. рис. 1) трубкой была вскрыта толща в основном крупнозернистых песчано-гравийно-галечных отложений мощностью 2,5 м.

У подножия банки Принца Уэльского на ст. 45 (гл. 52 м) была взята колонка грунта длиной 4,24 м. Сверху здесь залегает тонкий (35 см) слой темно-серых песков с гравием и полуокатанной галькой. Прослой в 15 см отделяет верхний горизонт песков от нижележащей толщи (гор. 50-425 см), состоящей преимущественно из заиленного песчано-ракушечного материала. Песок разнозернистый с примесью гальки и гравия. Среди раковин встречаются как целые, так и битые створки. Количество раковинного материала колеблется по вертикали в толще, однако по всей толще этот компонент осадка остается преобладающим.

На склоне банки Принца Уэльского грунтовой трубкой была вскрыта толща мелкозернистого, серого, хорошо отсортированного песка, который собственно и слагает отмель этой банки.

Резюмируя сказанное, отметим, что уэленский разрез имеет 4 фациальные группы осадков. Во-первых, сюда относятся линзы терригенных, преимущественно темноцветных, песков, слагающих подводный склон у Чукотского берега и подводную аккумулятивную форму, именуемую банкой Принца Уэльского. Во-вторых, совершенно особое генетическое происхождение имеют несортированные илисто-песчано-гравийно-галечные отложения, вскрытые в низах колонки ст. 33 (см. рис. 1). Они, по-видимому, представляют собой переложенные ледниковые образования и подстилают линзу песков у берегов Чукотки. В-третьих, определенную фациальную зону следует выделить в центральной части разреза на продолжении Берингова пролива. Здесь при наличии промывных условий за счет течений

накапливается преимущественно грубообломочный материал. В-четвертых, сюда относится фация песчано-ракушечных отложений, слагающих линзу у подножия банки Принца Уэльского. Пока предположительно мы отнесли эти осадки с обильной фауной моллюсков ко времени климатического оптимума голоцена, когда, возможно, существовали более благоприятные условия для развития донной фауны. Будущие исследования, в частности определения абсолютного возраста осадка по раковинам моллюсков, помогут уточнить генезис этих необычных для Чукотского шельфа отложений.

Банка Брукса в бассейне Чирикова с поверхности сложена валуно-галечным материалом и представляет собой, по нашему мнению, основанному на расшифровке записи НСП, конечноморенную грядку. В широкой, так называемой Чаплинской, подводной долине, которая протягивается на юг от Берингова пролива под тонким слоем песчано-гравийных осадков, была обнаружена слоистая глинисто-суглинистая толща темно-серого цвета с многочисленными блестками слюды и примазками органического вещества. Слоистость толщи, вскрытой вибропоршневой грунтовой трубкой на ст. 3, 4 и 5 (см. рис. 1), обусловлена изменением крупности материала и цветом. Толща включает песчанистые прослои и грубообломочный галечный и щебнистый материал. По-видимому, эта толща представляет собой субаэральные отложения флювиального типа, сформированные в период пониженного стояния уровня моря в позднем плейстоцене.

В целом, характеризуя осадки Чукотского шельфа и сопряженного с ним шельфа северной части Берингова моря, следует еще раз подчеркнуть, что они имеют разнообразный гранулометрический спектр – от валуно-галечных до глинистых. Важная особенность состава – присутствие в их фациальных разностях практически по всему шельфу грубообломочного материала различной степени окатанности, что, несомненно, следует связывать с ледовым разномом. В общем среди фации отложений на Чукотском шельфе преобладают глинистые. Их накопление обусловлено, очевидно, длительностью спокойной подледной седиментации. Первичный (коренной) рельеф оказал и оказывает в настоящее время влияние на режим осадконакопления, что определяется повышенной интенсивностью седиментации в депрессиях рельефа и заторможенностью этого процесса на поверхности положительных структур. Большое значение для осадкообразования имеют в исследованном районе постоянные течения, особенно течение, направленное из Берингова моря через Берингов пролив в акваторию Чукотского моря. Оно, во-первых, способствует накоплению в бассейне Чирикова, в самом проливе и в воронке пролива со стороны Чукотского моря преимущественно грубозернистых фаций отложений, а во-вторых, с ним связан принос в Чукотское море и последующее накопление в осадках шельфа аутигенного кремнезема.

Приведенные материалы свидетельствуют о слабой первичной дифференциации обломочного материала и о неупорядоченном, по Е.Н. Невесскому [1976], седиментационном процессе, что, по-видимому, вообще характерно для полярного типа морфолитогенеза на шельфе.

Четвертичная история Северо-Востока СССР и прилегающего шельфа изучена относительно слабо, что объясняется, с одной стороны, удаленностью и относительной труднодоступностью этого района, с другой – дискретностью геологической летописи.

Анализ литературного материала обнаруживает острую дискуссионность в трактовке основных этапов плейстоценовой истории региона и отсутствие корреляции между имеющимися материалами по Чукотке. Неясно, например, стратиграфическое положение морской серии отложений крестовской свиты на побережье Чукотки: относится ли она к среднему плейстоцену [по Петрову, 1965, 1976] или к верхнему [по Бискэ, 1978], соответствует ли этому времени трансгрессия (по Петрову) или регрессия (по Бискэ) Мирового океана. Непонятна палеогеографическая обстановка в зырянское Q_2^2 и каргинское Q_3^3 время; не определены хронологические рамки названных эпох. Если судить по радиоуглеродным датировкам [Бискэ, 1978], то нижний ледниковый горизонт (т.е. зырянское время) формировался в интервале от 36 тыс. лет назад или позже. Но в этот же интервал ложатся геологические образования каргинского межледниковья (Q_3^3) – от 27 до 50 тыс. лет назад. Интересно отметить, что как эпоха зырянского оледенения, так и последующее каргинское межледниковье характеризуется одинаковым климатом (близким к современному), одинаковым типом растительных ассоциаций и одинаковым фаунистическим комплексом (для которого характерны такие представители крупной фауны, как мамонт, бизон, носорог, лошадь). Хронологические сопоставления данных, относящихся к каргинскому периоду, осложняются датировками (14–9 тыс. лет), явно выпадающими из временных границ каргинской эпохи, которые приводят Д. Голкинс [1965] и др.

Об эпохе последнего (сартанского) оледенения известно мало. Судя по сравнительно малочисленным данным, оно развивалось в интервале 27–10 тыс. лет назад, локализовалось в горах и имело крайне ограниченные линейные размеры ледников (не более 10 км), следы которых можно видеть в троговых долинах на абсолютных отметках порядка 300 м. При этом общая палеогеографическая ситуация существенно не отличалась от современной. Но это время приходится последний климатический мегаритм, вызвавший крупнейшие изменения всей структуры геосферы: общее похолодание, широтное смещение природных зон, оледенение в Северном Ледовитом океане, на его шельфе и окружающих материках. В течение 40 тыс. лет сформировалось и деградировало колоссальное по размерам (36 млн. км²), объему (60 млн. км³) и мощности (до 3,5 км) оледенение в северном полушарии, а уровень Мирового океана осуществил регрессивно-трансгрессивный цикл с амплитудой 130 м.

На Чукотском полуострове, по мнению большинства специалистов, нет следов позднеплейстоценового покровного оледенения; выразительные ледниковые формы рельефа и разнообразные ледниковые отложения широко представлены только в горах и датируются голо-

ценом. Вопрос об оледенении шельфа в региональной литературе (по восточному сектору Арктики) по сути дела не вставал. Насколько остро дискутируется проблема морского и шельфового оледенения западного сектора Арктики, настолько традиционно и, в сущности, дедуктивно рассматривая эти вопросы в акваториях морей северо-восточной Азии. Из того факта, что Мировой океан в эпоху позднелайстоценового оледенения регрессировал до отметки 100–130 м, а его связь с арктическим бассейном не прерывалась, делается заключение об аналогичной по амплитуде регрессии в Северном Ледовитом океане, а вопрос об оледенении или, точнее, о типе оледенения либо не встает совсем, либо решается исходя из общей палеогляциологической модели. Исследованиями Полярной северо-восточной экспедиции ИОАН СССР 1978 г. были получены материалы, позволяющие подойти к затронутым проблемам с региональных позиций, т.е. на базе материалов по морской геологии Чукотского и отчасти северной части Берингова морей. Методической основой интерпретации материалов послужили работы Г. Хоппе, В. Шютта, М.Г. Гроссвальда, Т. Хьюза, В. Блейка и ряда других исследователей, показавших, что в ледниковые эпохи плейстоцена в умеренных и полярных широтах северного полушария развивался не один, материковый, а три типа оледенения – морской, шельфовый и материковый, обладавшие специфическим характером массоэнергообмена, термического режима, особенностями воздействия на ложе, степень насыщения обломочным материалом и режимом деградации, а следовательно, и специфическими геолого-геоморфологическими следами своей деятельности [Blake, 1970, 1975; Hoppe et al., 1969; Schutt et al., 1968; и др.].

Из литературных данных следует, что покровного оледенения скандинавского типа в позднем плейстоцене на Чукотском полуострове не было [Бискэ, 1978; Свиточ, 1978; и др.]. Однако материалы нашей экспедиции свидетельствуют, что в эпоху предголоценовой регрессии горно-долинные ледники суши распространялись мористее современной береговой зоны северной части Берингова моря, покрывая внутренний шельф, о чем свидетельствует наличие здесь ледниковых отложений и форм рельефа. В Чукотском море мы не наблюдали ни ледниковых форм, ни ледниковых отложений, из чего следует только то, что со стороны суши в акваторию арктического бассейна ледники не поступали. Однако это не исключает развитие оледенения шельфового типа в акватории бассейна в результате стабилизации морских льдов при планетарном похолодании и последующего наращивания их вертикальной мощности главным образом за счет перекристаллизации снега, выпавшего на поверхность морского льда.

В цепочке причинных факторов оледенения первое звено принадлежит снижению уровня инсоляции, вызванного астрономическими явлениями [Milankovich, 1936]. Если этого достаточно для стабилизации морских льдов арктического бассейна, то последовавшая затем регрессия Мирового океана (как отражение процесса развития континентального оледенения) могла не проявиться в Северном

Ледовитом океане, так как при общем падении уровня его закрытая льдом поверхность понижаться не будет. Это связано с тем, что скорость регрессии Мирового океана, которая на разных ее этапах изменялась от 0,2 до 2 см/год, значительно меньше скорости наращивания вертикальной мощности оледенения за счет атмосферных осадков. Поэтому, несмотря на постоянную связь арктического бассейна с Мировым океаном, нет оснований полагать, что уровни акваторий в эпоху оледенений развивались в одном режиме. Только при распаде арктического оледенения (что произошло 10–8 тыс. лет назад) восстановился режим синхронного развития уровня Мирового океана с уровнем Северного Ледовитого океана. В этот момент уровень Мирового океана находился на отметке порядка минус 40 м. Следовательно, если говорить об уровнях подводных террас, относящихся к позднему плейстоцену, то их первоначальное (не искаженное тектоническими или изостатическими движениями) гипсометрическое положение не должно быть глубже 4-метровой изобаты. Фактически это подтверждается и материалами других исследователей [Бадюков, Каплин, 1979].

Шельфовое оледенение исключало возможность деятельности рельефообразующих субаэриальных процессов на поверхности шельфа. Действительно, как показали наши исследования, геоморфологическая связь рельефа шельфа с рельефом суши отсутствует. Ни одна из речных долин Чукотского полуострова не имеет продолжения на шельфе. Это было установлено на многочисленных широтных и субширотных эхолотных профилях, охватывающих большую часть акватории Чукотского моря. Глубже 35–40 м нами не наблюдалось форм, которые можно было бы идентифицировать как субаквальные террасовые уровни. На меньших глубинах имеются террасовидные поверхности, но геоморфологически выражены они слабо и развиты фрагментарно.

В строении осадочного чехла шельфа Чукотского моря характерно повсеместное распространение голоценовых илов, мощность которых, однако, варьирует в исключительно широком диапазоне – от первых сантиметров до 15–20 м; аномально высокие мощности приурочены к различного рода геоморфологическим ловушкам (котловинам, ложбинам). Перемещение в больших масштабах дисперсного материала свидетельствует о большой динамической активности придонного горизонта вод.

Литологическая граница между голоценовыми и доголоценовыми отложениями, как это было показано в других разделах, в Чукотском море весьма отчетлива: весь комплекс (по-видимому, разновозрастный) доголоценовых отложений отличается исключительно высокой плотностью, приближающей его скорее к породе, чем к типично морскому осадку. Гранулометрический состав его разнообразен, но доминируют алевритовые отложения, иногда с примесью более крупного материала.

Согласно результатам сейсмоакустических исследований в геологическом разрезе прослеживается до трех комплексов этих отложений, разделенных отчетливым перерывом. Характерен в целом тонкий состав этих отложений.

На шельфе Берингова моря отмеченных особенностей отложений нашими исследованиями не обнаружено, а в Чаплинской долине (широкой ложбине юго-западного простирания) сейсмоакустическими исследованиями выявлен сложный комплекс отложений, представленный, по-видимому, чередованием грубообломочных ледниковых и типично морских осадков тонкого гранулометрического состава.

На шельфе Чукотского моря образований подобных описанной ложбине не обнаружено. Судя по сейсмоакустическим данным, на этих разрезах, например в проливе Лонга, где выявлено несколько генераций четвертичных отложений, нет морен или мореноподобного материала. Толща отложений здесь представлена тремя горизонтами согласно залегания — тонкими, но исключительно плотными, по-видимому, межледниковыми осадками.

Из приведенных в предыдущих разделах описаний рельефа береговой зоны и строения толщ рыхлых отложений следует, что традиционных признаков покровного позднечетвертичного оледенения на побережьях Чукотского моря и его островах не наблюдается. Здесь нет конечноморенных гряд, массового рассеивания по поверхности прибрежных равнин эратических валунов и отторженцев, ледниковой штриховки на скалах, бараньих лбов, боковых долин стока, зандровых полей, озов и камов, т.е. всего того комплекса форм рельефа и отложений, которые характеризуют ледниковый ландшафт северной Европы.

На северном побережье Чукотского полуострова, подобно тому как это имеет место на всем северном побережье Евразии, широко распространены четвертичные отложения аллювиально-озерного типа большой мощности. Не вдаваясь в анализ проблем фациальной идентификации этих отложений, укажем, что их накопление в западном и центральном секторах побережья Евразии связывается с блокированием стока северных рек непрерывной системой ледяных куполов шельфа. Подобный процесс мог иметь место и на востоке Евразии, поскольку и здесь широко развиты аллювиально-морские комплексы отложений, синхронные эпохам оледенений.

В пользу шельфового оледенения, возможно, свидетельствует факт уплотнения донных отложений, установленный повсеместно в местах выхода на поверхность доголоценовых отложений и в тех случаях, где вибропоршневая грунтовая трубка прошла через толщу голоценовых пластичных илов. Отметим, что подобное уплотнение отложений установлено и на шельфах западного сектора Евразии, где этот факт также связывается с эпигенетической ледниковой нагрузкой [Дибнер, 1968; Блажчишин, Линькова, 1977]. Отложения высокой степени уплотнения неоднократно встречались и на побережье. Так, ими сложены террасовые отложения р. Чутиэн, толща отложений, слагающая прибрежную зону о. Врангеля (в р-не пос. Звездный), отложения в районе м. Икигур и др. Заметим, что отложения эти имеют мореноподобный облик, т.е. сложены неслоистым и несортированным материалом, как правило, низкой степени окатанности.

Существенный вклад в разработку проблемы арктического оледенения должно внести изучение возраста уровневых поверхностей и режима вертикальных движений.

Следует отметить, что вопрос о возрасте уровневых поверхностей и характере вертикальных движений отдельных участков побережий в результате неотектонических или изостатических процессов, накладывающихся в свою очередь на эвстатические колебания уровня океана в позднплейстоценовое и голоценовое время, является довольно сложным. В свое время в результате исследований более чем 20-летней давности береговой зоны Чукотского моря на основании геоморфологических признаков было установлено, что все побережье от м. Дежнева до м. Шмидта испытывает современное неотектоническое относительное погружение [Юнин и др., 1971]. В отдельных случаях признаки относительного погружения подтвердились и результатами инструментального нивелирования поверхностей береговых аккумулятивных форм, т.е. четко устанавливалось превышение молодых береговых валов над более древними.

В результате геолого-геоморфологических исследований последних лет [Жиндарев, 1975], а также некоторых наших более поздних наблюдений мы склонны считать, что вертикальные движения на Чукотском побережье не однозначны и береговая зона развивалась в условиях дифференцированных движений отдельных, нередко ограниченных разломами блоковых структур. Эти разломы четко прослеживаются по долине р. Чегитун, ограничивают с запада м. Дженэртлен и пр. Отдельные блоки испытывают явное поднятие, увлекая за собой и прилежащие участки побережья (р-н м. Шмидт), что находит свое отражение в поднятых до высоты 5–6 м аккумулятивных галечно-песчаных террас и корневых участков кос. Поднятие, возможно связанное с изостатикой, свойственно и южному побережью о. Врангеля, а также приматериковым островам — Колкучин, Идлидла, абразионному останцу в районе пос. Ванкарем и др.

Резюмируя изложенное, отметим следующее. Новейшие отложения района, предварительно отнесенные ко второй половине позднего плейстоцена, представлены четырьмя возрастными генерациями. Самой древней из них является мореноподобная толща, отложившаяся в начальный этап оледенения. Позднее, погребенная под мощным и динамически пассивным ледником, она была законсервирована и не пополнялась новыми порциями рыхлого материала. Ее высокая плотность, по всей вероятности, имеет непосредственную связь с ледниковой нагрузкой. Отложения этой генерации отмечены нами на о. Врангеля, а также в устье р. Чутиэн, в районе р. Чегитун и мыса Инкигур на Чукотском полуострове.

Стратиграфически выше нее залегают морские, хорошо сортированные отложения прибрежных фаций с фауной, что позволяет говорить о том, что оледенению наследовала трансгрессия, вызванная, однако, не превышением уровня моря над его современной отметкой, а гляцио-изостатическим погружением шельфа и прилегающей полосы побережий. Морские отложения этой генерации наблюдались на о. Врангеля и в районе р. Чегитун на Чукотке.

Выше этой толши лежат пестрые по составу флювиогляциальные отложения, формирование которых происходило при разрушении горного или горно-долинного оледенения и в результате перемыва флювиогляциальными водами морен, аллювия и различных отложений склонового ряда. Типичный разрез этих отложений встречается в районе мыса Энмыкай (Чукотский п-ов), где удалось установить стратиграфическое соотношение флювиогляциальных и морских отложений. Новейшими отложениями являются голоценовые торфяники, маркирующие поверхность всех других отложений.

Наблюдения, выполненные в прибрежной зоне Чукотского полуострова, в целом согласуются с представлением об отсутствии здесь покровного оледенения, хотя наличие морен на шельфе Берингова моря заставляет отнестись скептически к тем палеогляциологическим реконструкциям, где граница ледников последнего позднплейстоценового оледенения лежит внутри горных территорий. Данные морских геологических исследований заставляют раздвинуть эти границы по меньшей мере до прибрежной зоны шельфа Берингова моря.

В отношении оледенения шельфа Чукотского моря можно сказать, что при всей значимости региональных материалов плодотворная разработка этого вопроса возможна только на базе привлечения данных по всему арктическому бассейну. Полученные в результате экспедиционных работ материалы не противоречат гипотезе оледенения шельфа Чукотского моря, но, конечно, недостаточны для окончательного решения этого дискуссионного вопроса.

Итак, палеогеографический фактор на арктическом шельфе играет существенную роль в проявлении процессов морфолитогенеза, контролируя направленность их действия и закономерную смену условий рельефообразования и осадконакопления по крайней мере на протяжении позднечетвертичного времени. Это выразилось, во-первых, в прерывистости активного морфо- и литодинамического развития поверхности шельфа из-за возможного его оледенения в холодные эпохи плейстоцена; во-вторых, в консервации форм рельефа доголоценового возраста и, таким образом, в сохранении на шельфе реликтовых форм рельефа; в-третьих, в ограниченности времени и малой интенсивности волновой перестройки прибрежно-шельфовой зоны из-за присутствия распадающегося ледникового покрова в ее пределах до начала голоцена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования, проведенные на шельфе Чукотского моря Полярной северо-восточной экспедицией ИОАН СССР в 1978 г., а также сопоставление вновь полученных данных с материалами выполненных ранее исследований позволили представить в принципиально новом аспекте характер проявления здесь основных рельефо- и осадкообразующих факторов и процессов, а также эволюцию шельфа в позднечетвертичное время. Оказалось, что на арктическом шельфе Северо-Востока СССР реализуется совершенно особый, подчиненный

главным образом климатическому фактору, тип морфолитогенеза – полярный (арктический), который характеризуется: заторможенностью современных процессов рельефообразования, связанной с длительностью ледового периода; широким развитием лагунных берегов, что связано как с историей позднплейстоцен–голоценового развития, так и с мощным волновым воздействием на побережье в летне-осенний период; широким развитием на поверхности шельфа реликтовых эрозионно–денудационных и ледниковых форм рельефа, в том числе конечных морен и частично или полностью захороненных речных долин; широким распространением, особенно в центральной зоне шельфа, поверхностей подводной (и подледной) аккумуляции, нивелирующей первоначальный рельеф шельфа; резким преобладанием в осадконакоплении терригенного, разнозернистого, полимиктового материала, мобилизация которого на суше происходит почти исключительно в условиях морозного выветривания; широким развитием в центральных областях шельфа пелитоморфных илов, образующихся как под воздействием терригенного сноса, так и в результате осаднения аутигенного кремнезема; значительной ролью плавающего льда в разnose грубообломочного материала по всему пространству шельфа; развитием неупорядоченного седиментационного процесса; специфичностью позднледникового развития шельфа, связанной с проявлением новейшей тектоники, колебаниями уровня моря и особенностями оледенения в арктическом бассейне.

Изучение геологических структур, рельефа, осадочных толщ и истории развития арктического шельфа СССР, в частности шельфа Чукотского моря, имеет, кроме научного, важное практическое значение, связанное с необходимостью его комплексного освоения, в том числе с постановкой здесь поисково–разведочных работ на различные полезные ископаемые. Авторы отчетливо представляют, что исследования, начатые ими в Чукотско–Берингийском регионе, должны быть продолжены и расширены не только на Северо–Востоке СССР, но и в других районах континентального шельфа Арктики.

ЛИТЕРАТУРА

- Алекин О.А. Химия океанов. Л.: Гидрометиздат, 1966.
- Алексеев М.Н. Антропоген Восточной Азии. М.: Наука, 1978.
- Алисов Б.П. Климатические области и районы СССР. М.: Географгиз, 1947.
- Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. М.: Наука, 1974.
- Бабаев Ю.М., Жиндарев Л.А. Новые данные о морфологии и истории развития внутренней части шельфа Чукотского моря. – В кн.: Тез. докл. I съезда советских океанологов. М.: Наука, 1977, вып. III.
- Бабаев Ю.М., Жиндарев Л.А. Основные черты развития рельефа лагунного побережья Чукотского полуострова в голоцене. – В кн.: Исследования динамики рельефа морских побережий. М.: Наука, 1979.
- Бадюков Д.Д., Каплин П.А. Изменение уровня на побережьях дальневосточных и арктических морей СССР за последние 15000 лет. – Океанология, 1979, № 4.
- Беспалый В.Г., Максимов А.Е. Неотектоника и изостазия Северо–Востока СССР. – Геоморфология, 1971, № 3.

- Берега Тихого океана/Под ред. В.П.Зенковича. М.: Наука, 1967.
- Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976.
- Бискэ С.Ф. Четвертичные отложения крайнего Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1978.
- Бискэ С.Ф., Баранова Ю.П. Основные черты палеогеографии Берингии в дочетвертичном кайнозое. – В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ, 1976.
- Блажчишин А.И., Линькова Т.И. О плиоценовом оледенении Баренцева шельфа. – Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 3.
- Буданов В.И., Ионин А.С. Современные вертикальные движения западных берегов Берингова моря. – Тр. Океанограф. комиссии АН СССР, 1956, т. 1.
- Будыко М.И. Возможность изменения климата при воздействии на полярные льды. – В кн.: Современные проблемы климатологии. Л.: Гидрометеорология, 1966.
- Виноградов В.А., Гапоненко В.И., Грамберг И.С. Структурно-формационные комплексы арктического шельфа Восточной Сибири. – Советская геология, 1976, № 9.
- Возовик Ю.И. К вопросу об оледенении арктического бассейна и развитии высокоширотных шельфов в позднем плейстоцене. – В кн.: Морфолитогенез и позднечетвертичная история прибрежно-шельфовых зон. М.: Наука, 1978.
- Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. М.: Недра, 1970.
- Гершанович Д.Е. О принципах классификации шельфовой зоны. – Тр. ВНИРО, 1966, т. 60.
- Гладенков Ю.Б. Некоторые аспекты позднекайнозойской истории Берингова пролива в свете стратиграфических данных по Исландии. – В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976.
- Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. – Тр. ГИН, 1978, вып. 313.
- Гопкинс Д. Четвертичные морские трансгрессии на Аляске. – В кн.: Антропогенный период в Арктике и Субарктике. М.: Недра, 1965.
- Данилов И.Д. Плейстоцен морских субарктических равнин. М.: Изд-во МГУ, 1978.
- Данилов И.Д., Недешева Г.Н., Рябова В.И. Морские среднечетвертичные отложения арктического побережья Чукотки. – Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 2.
- Девдариани Н.А., Кульницкий Л.М., Ковальская И.Я., Фаталиев М.Х., Ванякин Л.А. Геологическое строение и новейшая тектоника юго-восточной части Чукотского моря по сейсмическим данным. – Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1976, № 6.
- Дегтяренко Ю.П. Развитие побережья Северной Чукотки в плейстоцене и голоцене. – В кн.: Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М.: Наука, 1971.
- Дибнер В.Д. "Древние глины" и топография Баренцева и Карского шельфа – прямое доказательство его оледенения в плейстоцене. – Тр. ААНИИ, 1968, т. 285 (Проблемы полярной географии).
- Дибнер В.Д., Гаккель Я.Я., Литвин В.М., Мартынов В.Т., Шугаева Н.Д. Геоморфологическая карта Северного Ледовитого океана. – Тр. НИИГА, 1965, т. 143.
- Дунаев Н.Н., Ионин А.С., Невесский Е.Н. О связи тектонических процессов с процессами осадкообразования в голоцене на примере залива Гуаканаябо (Куба). – Океанология, 1976, т. 16, № 4.
- Жиндарев Л.А. Морфология подводного берегового склона северного побережья Чукотского полуострова. – Вестн. МГУ. Сер. 5. География, 1974, № 6.

- Жиндарев Л.А. Формирование и развитие лагунных побережий: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., МГУ, 1975.
- Жиндарев Л.А., Морозова Л.Н. Голоценовая история развития северного побережья Чукотского полуострова. М., 1974. Рукопись деп. в ВИНТИ, № 2029.
- Загорская Н.Г., Кулаков Ю.Н., Пуминов А.П., Слободин В.Я., Суздальский О.В. Новейшая тектоника и палеогеография Северной Арктики в связи с оценкой минеральных ресурсов. – В кн.: Новейшая тектоника и палеогеография советской Арктики в связи с оценкой минеральных ресурсов. Л.: НИИГА, 1972.
- Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Зубов Н.Н. Льды Арктики. М.: Главсевморпуть, 1945.
- Иваненков В.Н., Гусарова А.Н. Годовой обмен растворенным кислородом, кремниевой кислотой и неорганическим растворенным фосфором между океанами. – В кн.: Химия морей и океанов. М.: Наука, 1973.
- Иванов О.А. Основные этапы развития субарктических равнин Северо-Востока СССР в кайнозое: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеиздат, 1970.
- Ионин А.С. Особенности динамики и морфологии берегов Берингова моря. – Тр. Океаногр. комис. АН СССР, 1958, т. 3.
- Ионин А.С. Исследования по динамике и морфологии берегов Чукотского и Берингова морей. – Тр. Океаногр. комис. АН СССР, 1959, т. 4.
- Ионин А.С., Каплин П.А., Леонтьев О.К., Медведев В.С., Никифоров Л.Г., Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А. Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны дальневосточных морей. М.: Наука, 1971.
- Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Типы берегов и побережий Мирового океана, их классификация и вопросы районирования. – В кн.: Теоретические вопросы динамики морских берегов. М.: Наука, 1964.
- Каплин П.А. Фиордовые побережья Советского Союза. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Каплин П.А. Особенности динамики и строения берегов полярных морей. – В кн.: Новые исследования береговых процессов. М.: Наука, 1971.
- Кузин И.Л. О причинах колебания уровня арктического бассейна в кайнозое. – В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеиздат, 1970.
- Кулаков Ю.Н., Пуминов А.П. Неотектоника Арктики. – В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности советской Арктики. Л.: НИИГА, 1972.
- Ласточкин А.Н. Отражение хода послеледниковой трансгрессии в уклонах абразионно-аккумулятивных поверхностей на северном шельфе Евразии. – Океанология, 1977а, т. 17.
- Ласточкин А.Н. Подводные долины северных морей СССР. – Изв. ВГО, 1977б, т. 109, вып. 5.
- Ласточкин А.Н. Субэаральное расчленение рельефа северного шельфа Евразии. – Изв. ВГО, 1979, т. 111, вып. 3.
- Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г. О принципах планетарного распространения береговых баров в связи с вопросом об их происхождении. – Океанология, 1965, № 4.
- Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1975.
- Лисицын А.П. Процесс современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974.
- Лонгинов В.В. Очерки литодинамики океана. М.: Наука, 1973.

- Марков М.С., Пушаровский Ю.М., Тильман. Тектоника шельфовых зон восточно-арктических морей. – Советская геология, 1973, № 1.
- Морозова Л.Н., Бирюков В.Ю., Волкова Н.В., Жиндарев Л.А. Особные особенности морфологии внутренней зоны шельфа Чукотского моря. – В кн.: Геология и палеогеография шельфа. М.: Наука, 1978.
- Морозова Л.Н., Совершаев В.А. Некоторые особенности развития берегов арктических морей Северо-Востока СССР. – В кн.: Географические проблемы изучения севера. М.: Изд-во МГУ, 1977.
- Морозова Л.Н., Бирюков В.Ю., Волкова Н.А. Основные черты истории развития шельфа Чукотского моря в послеледниковое время. – В кн.: Исследования прибрежных равнин и шельфа арктических морей. М.: Изд-во МГУ, 1979.
- Невесский Е.Н. Вопросы эффективности изучения истории геологического развития прибрежно-шельфовых зон океана. – Океанология, 1976, т. 16, № 6.
- Огородников В.И. Современное осадконакопление на шельфе Чукотского моря. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Одесса, 1977.
- Огородников В.И., Митропольский А.Ю. Донные осадки Чукотского моря. – В кн.: Стратиграфия, условия формирования, состав и свойства осадочных пород. Киев: Наукова думка, 1973.
- Огородников В.И., Русанов В.П. Условия накопления и распределения аморфного кремнезема в донных осадках Чукотского моря. – Океанология, 1978, № 6, т. 18.
- Остенсо Н. Континентальные окраины в Северном Ледовитом океане. – В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979, т. 3.
- Патык-Кара Н.Г., Гапон О.И., Колесников С.Ф. Региональные черты проявления неотектонических движений в строении осадочного чехла приморских равнин Северо-Востока Азии. – В кн.: Тез. докл. XIV Тихоокеан. науч. конгр. М.: ВИНТИ, 1979, т. 2.
- Петров С.М. Палеогеография Чукотского полуострова в позднем кайнозое и четвертичном периоде. – Тр. НИИГА, 1965, т. 143.
- Петров О.М. Геологическая история Берингова пролива в позднем кайнозое. – В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ, 1976.
- Полькин Я.Н., Махотина Г.П., Дегтяренко Ю.П. Сравнительный анализ неотектоники арктических и северо-восточных морей СССР. – В кн.: Тез. докл. I съезда сов. океанологов. М.: Наука, 1977, вып. 3.
- Пуминов А.П., Грачев А.Ф. Карта новейшей тектоники Арктики и Субарктики. – Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М.: Наука 1969.
- Пушаровский Ю.М. Принципы тектонического районирования океанов. – Геотектоника, 1972, № 6.
- Пушаровский Ю.М. Как образовался Арктический океан. – Природа, 1976, № 10.
- Резанов М.А. Особенности строения и развития мезозоид Северо-Востока СССР. – М.: Наука, 1968.
- Свиточ А.А., Базилевская Л.И., Федорев Г.А. Развитие побережья и верхней части шельфа юго-восточной Чукотки в плейстоцене. – В кн.: Геология и палеогеография шельфа. М.: 1978.
- Семенов О.П. О некоторых особенностях формирования донных отложений Восточно-Сибирского и Чукотского морей. – Тр. НИИГА, 1965, т. 143.
- Схолл Д.В., Сайнсбери К.Л. Морская геология и батиметрия Чукотского моря в районе Оготуок-крик, северо-западная Аляска. – В кн.: Геология Арктики. М.: Наука, 1964.
- Совершаев В.А. Роль снежно-нагонных явлений в развитии лагун Чукотского побережья. – В кн.: Географические проблемы изучения севера. М.: Изд-во МГУ, 1977.

- Справочные данные по режиму ветров и волнений на морях, омывающих берега СССР. Л.: Морской транспорт, 1962.
- Фотеева Н.И. Геоморфология арктического шельфа Канады и Аляски. — В кн.: Комплексные исследования природы океана. М.: Изд-во МГУ, 1975, вып. 5.
- Фотеева Н.И. Геоморфология и четвертичная геология северной части берингийского шельфа и перспективы его золотоносности. — В кн.: Географические проблемы изучения Севера/Под ред. А.И. Попова, И.Д. Данилова. М.: Изд-во МГУ, 1977.
- Хаин В.Е. Региональная тектоника. М.: Недра, 1971.
- Хопкинс Д.М. История уровня моря в Берингии за последние 250000 лет.— В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ, 1976.
- Чижов О.П. Оледенение северной полярной области. М.: Наука, 1976.
- Шепард Ф.Д. Морская геология. Л.: Недра, 1976.
- Шило Н.А., Беспалый В.Г., Павлов Г.Ф. Картографическое отображение новейшей тектоники Северо-Востока СССР. — Колыма, 1971, № 1.
- Andrews J.T. Sea level history of Arctic coasts during the upper Quaternary: dating, sedimentary, sequences and history. — *Progr. Phys. Geogr.*, 1978, v. 2, N 3.
- The Bering Land Bridge/Ed. D.M. Hopkins. Stanford Univ. Press (Calif.), 1967.
- Blake W., Jr. Studies of glacial history in Arctic Canada. I. Pumice, radiocarbon dates and differential postglacial uplift in the eastern Queen Elizabeth Islands. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1970, N 7.
- Blake W., Jr. Radiocarbon age determinations and postglacial emergens at Cape Storm, southern Ellesmere Island, Arctic Canada. — *Geogr. Ann.*, 1975, v. 75, Ser. A.
- Greager J.S., Echols R.J., Holmes M.L., McMannus D.A. Chukchi Sea continental shelf sedimentation (abstract). — *Ann. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1970, v. 54 (12).
- Greager J.S., McMannus O.A. Pleistocene drainage pattern on the floor of the Chukchi sea. — *Mar. Geol.*, 1965, N 5.
- Hoppe G., Schytt V., Häggblom A., Österholm H. Studies of the glacial history of Hoppen, Svalbard. — *Geogr. Ann. Ser. A*, 1969, vol. 51.
- Hopkins D.M. Cenozoic history of the Bering land bridge. — *Science*, 1959, v. 129.
- Hopkins D.M. The cenozoic history of Beringia-synthesis. — In: *The Bering Land Bridge*. California, 1967a.
- Hopkins D.M. Late Cenozoic sea level history in Western Alaska. — *J. Geophys. Osaca City Univ.*, 1967b, N 7.
- Kellog T.B., Duplessy J.C., Hughes T., Denton G., Grosswald M. Was there a Late-Würm Arctic ice sheet? — *Nature*, 1977, v. 266, N 5603.
- Milankovitch M. Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. — In: *Handbuch der Klimatologie/Hrsg. W. Köppen, R. Geiger*. B., 1936. Bd. Allgemeine Klimalehre. Teil A.
- McManus D.A., Kelly J.C., Greager J.S. Continental shelf sedimentation in an Arctic environment. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1969, v. 80.
- Nelson C.H., Hopkins D.N., Schölli D.W. Tectonic setting and cenozoic sedimentary history of the Bering sea: *Marine geology and oceanography of the Arctic seas*. B., 1974.
- Schytt V., Hoppe G., Blake W., Grosswald M. The extent of the Würm glaciation in the European Arctic. — In: *Intern. Assoc. Sci. Hydrol., Gen. Assembly of Bern*. Gentbrugge, 1967. 1968, Publ. 79.

**РАЗВИТИЕ СЕВЕРНОГО ШЕЛЬФА ЕВРАЗИИ
В АСПЕКТЕ КОНЦЕПЦИИ АРКТИЧЕСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ**

Рассматривая палеогеографию плейстоцена на уровне событий самого высокого таксономического ранга, нужно признать, что наименее изученным регионом Земли является полярная арктическая область. Действительно, что в настоящее время можно считать надежно установленным для палеогеографии данного региона? Только сам факт усиления похолодания в Арктике в эпоху плейстоценовых оледенений. Но конкретные палеогеографические последствия более сурового климата далеко не ясны. В разное время предлагалось несколько вариантов реконструкций. Высказывалось мнение, что в эпоху общего похолодания и роста материковых оледенений северного полушария арктический океан был открыт (свободен ото льда) и влага, испарявшаяся с его поверхности, питала растущие ледниковые щиты континентов [Ewing, Donn, 1956]. Хотя эта гипотеза в настоящее время потеряла свою привлекательность, особенно в свете результатов исследований последних лет [Kellogg et al., 1978; Норре et al., 1969; Кларк, 1974; и др.], показавших высокую ледовитость арктического океана в позднем плейстоцене, ряд исследователей не допускают альтернативы открытой Арктики в эпоху оледенений.

Начиная с конца 60-х годов М.Г. Гроссвальдом, Шюттом, Хоппе, Блейком, Хьюзом, Дентоном и другими разрабатывается гипотеза арктического оледенения, идея которого, однако, высказывалась в трудах многих ученых еще в конце XIX-начале XX в. — Нансена, Норденшельда, В.А. Обручева, В.И. Вернадского. В новейших публикациях [Hughes et al., 1977; Гроссвальд и др., 1977; Grosswald, 1980] эта идея обрела черты стройной концепции, в рамки которой укладываются обширные фактические данные, относящиеся не только к собственно арктическим районам. Основное достоинство данной концепции состоит в палеогеографической реализации материалов, относящихся как к арктической, так и к умеренной области северного полушария, в установлении органической связи между процессами в различных компонентах ландшафта, реконструкции общей картины эпохи максимальной стадии оледенения для всей (включая Арктику) области оледенения. В чем же сущность концепции арктического оледенения?

На этот вопрос однозначно ответить трудно по той причине, что данная концепция одновременно охватывает несколько крупных палеогеографических проблем: оледенение морских акваторий и собственно полярного бассейна, оледенение на северном шельфе Евразии и Северной Америки, подпруживание ледниковыми покровами и щитами речного стока, дренаж подпруженных бассейнов, гидрологический режим Понто-Каспийского бассейна в периоды распада оледенения, геоморфологию перегляциальной области в связи с глубокой трансформацией всех гидрологических процессов в зоне дрена-

жа приледниковых вод и др. Но, по-видимому, самое важное – идея трех типов (в таксономическом значении термина) оледенения северного полушария – морского, шельфового и материкового, различных по генезису, динамике, массэнергообмену, морфологии, периоду развития, режиму и по другим показателям.

Нужно сразу оговориться, что терминология здесь не установилась и в разных работах можно обнаружить несколько вариантов названий. Во избежание путаницы необходимо пояснить, что стоит за каждым термином, определяющим тип оледенения.

Под морским типом оледенения подразумевается непрерывное поле мощного (от нескольких десятков метров до 1,5 км) льда, не соприкасавшегося с дном и находившегося в состоянии гидростатического равновесия с океаном; его развитие и распад не отражались на колебаниях уровня Мирового океана. В максимальной фазе объем морского оледенения в арктическом океане составлял величину порядка 10 млн. км³.

Шельфовое оледенение развивалось в области малых глубин моря, в основном на шельфе, но не только: при большой мощности оно захватывало глубины до 1 км и более, достигало 3,5 км толщины, сосредоточивая в себе до 10 млн. км³ льда. Эвстатический эффект определялся отношением общего объема льда к гидростатически равновесному. Ледниковая нагрузка на морские осадки уплотняла и деформировала последние.

Тип материкового оледенения в определении не нуждается: в рассматриваемой концепции этот термин употребляется в обычном значении.

Главное палеогеографическое кредо авторов концепции состоит в утверждении именно того факта, что в тылу ледниковых шитов и покровов суши, т.е. в Арктике, в границах акватории Северного Ледовитого океана (и на шельфе, и в центральной глубоководной части его акватории) формируются два специфических типа ледниковых образований – шельфовое и морское оледенение.

Согласно данной концепции в максимум похолодания ледниковая область северного полушария в целом имеет концентрическую структуру: внешняя зона оледенения представлена ледниковыми шитами континентов, центральная – оледенением морского типа, а между континентальным и морским располагается зона шельфового оледенения. Нужно, однако, подчеркнуть, что пространственное распространение каждого типа дискретно, но общая структура ледниковых образований имеет концентрический характер. Средняя мощность оледенения морского типа порядка 1 км несколько возрастает на западе арктического бассейна и, возможно, уменьшается на востоке. Его выровненная поверхность возвышалась на 150–200 м над синхронным уровнем Мирового океана. Развитие шельфового оледенения контролировалось (в ледниковые эпохи) главным образом батиметрией морского дна, но в конечном итоге на его плановые размеры, мощность и объем влияли и другие факторы – термический режим акватории, климат, норма атмосферных осадков. Максимальное раз-

98

витие всех типов оледенения Хьюз с соавторами [Hughes et al., 1977] относят к эпохе 18 тыс. лет назад.

Концепция арктического оледенения учитывает довольно широкий спектр процессов, которые генетически связаны с формированием ледников. Особое внимание в ней уделено непосредственным последствиям шельфового оледенения (блокирование речного стока и т.д.).

Как и любая концепция, данная встретила критическое отношение и подверглась строгому разбору как в целом, так и по отдельным вопросам. Наиболее обстоятельная критика концепции осуществлена Болтоном [Boulton, 1979], предпринявшим не только строгий анализ, но и сформулировавшим несколько конструктивных идей. Не ставя задачей разбор этой большой статьи, остановим внимание на наиболее существенном в позиции ее автора.

Болтон решительно отрицает реальность палеогеографической ситуации, при которой ледниковые образования и в Арктике, и в умеренных широтах одновременно достигают максимальной стадии. Оледенение, согласно Болтону, имеет определенную широтную развертку, и в тот период, когда происходило быстрое наращивание ледниковых масс на юге, т.е. в умеренных широтах, шло их сокращение в Арктике, и наоборот. Болтон категорически отрицает также следы шельфового оледенения в системе тех фактических данных, которыми оперируют сторонники концепции шельфового оледенения [Дибнер, 1968; Блажчишин, Линькова, 1977; Beazhchichin, 1978; и др.]. На этом основании Болтон не допускает оледенения арктического шельфа в масштабах модели Хьюза с соавторами.

В критике Болтоном концепции арктического оледенения Хьюза, Дентона и Гроссвальда необходимо разграничить две позиции:

1) отрицание ледниковых щитов на шельфе как реального феномена, независимо от того в какой именно момент позднплейстоценового развития этот феномен мог существовать;

2) отрицание ледниковых щитов на арктическом шельфе 18 тыс. лет назад, в тот геологический момент, когда согласно авторам концепции арктического оледенения ледники шельфа достигли максимальной стадии развития подобно ледниковым щитам умеренных широт. Заметим, что обоснование возраста максимальной фазы шельфового оледенения основано не столько на прямых геологических данных, сколько на традиционном отождествлении хронологии максимальных стадий оледенения различных районов северного полушария.

Строго говоря, для отрицания существования в арктическом океане шельфового и морского типов оледенения у Болтона нет оснований, если при оценке реальности данного географического феномена в позднем плейстоцене исходить из той последовательности причинных факторов, которая признается этим исследователем в качестве механизма, осуществляющего контроль природных процессов в северной полярной области. Признавая приоритет колебаний инсоляций в качестве первопричины климатических изменений, а также недостаточность снижения уровня инсоляции для выполнения термических предпосылок оледенения и, следовательно, наличие механизма усиления первичного инсоляционного импульса, роль которого выполня-

ет возросшая площадь морского льда, чувствительного к слабым колебаниям, нужно признать и те гляциологические последствия, которые из этого вытекают. А именно установление устойчивого антициклонического режима, перестройка поля давления, ветра и температуры, выход Гольфстрима из бассейна, общее охлаждение всей водной массы арктического океана, предопределившего развитие морского оледенения. Действительно, тепловая изоляция бассейна, лишённого адвектируемого тепла из низких широт, тепловая изоляция арктической области вследствие установления устойчивого антициклона привели в конечном счете к промерзанию бассейна, сопровождавшемуся, хотя и медленным (особенно в эпоху максимального охлаждения), наращиванием мощности морского оледенения за счет атмосферных осадков.

Признавая возможность подобной палеогеографической ситуации, необходимо признать и реальность развития в бассейне морского и шельфового оледенения. Возникновение обоих типов оледенения при названных условиях физически необходимо.

Действительно, теплофизические расчеты арктического океана в условиях тепловой изоляции от адвекции тепловой энергии с Гольфстримом, впервые предпринятые Крэри [Crary, 1960] и впоследствии неоднократно уточнявшиеся, показывают, что глубина промерзания бассейна достигает 400–600 м. Для реализации процесса необходимо время – запасы тепла в водной массе достаточны, чтобы длительно противостоять столь глубокому промораживанию. Из данных Келлога с соавторами [Kellogg et al., 1978] следует, что данное условие в позднем плейстоцене выполнялось. Тепловая изоляция Арктики усиливалась отсутствием циклонической деятельности.

Надежность экстраполяции при оценке эволюции ледяной плиты арктического бассейна увеличивается при введении "принципа минимальности", исходных посылок, выполнимость которых наиболее вероятна. Например, для расчета скорости вертикального наращивания льда примем норму осадков, характеризующую абсолютный минимум полярных районов (3–5 см в год), что на порядок отличается от допускаемой другими палеоклиматологами [Lamb, 1977]. Подобным образом при оценке вероятной мощности морского оледенения будем исходить из наименьшей исходной толщины слоя льда – не нескольких сотен метров, которые характеризуют мощность ледяной плиты, образовавшейся в результате промораживания верхнего слоя океана, а любой отличной от нуля величины. Учитывать фактор времени можно также исходя из двух экстремальных оценок: согласно Келлогу с соавторами [Kellogg et al., 1978], мощные льды, скрывающие арктический океан, покрывали его поверхность непрерывно в течение 150 тыс. лет, т.е. со времени последнего доголоценового внедрения тепловых вод в арктический бассейн до 8–14 тыс. лет назад, когда Гольфстрим возобновился в бассейне. По другим данным [Бараш, Оськина, 1979], Гольфстрима в Арктике не было по крайней мере 40 тыс. лет назад и, следовательно, развитие морского оледенения укладывалось в более узкие хронологические рамки (порядка 30 тыс. лет). Однако согласно принятому условию мы

будем ориентироваться на последнюю величину. Принимая все это во внимание, оказывается, что к началу голоцена мощность морского оледенения достигнет 1 км.

Тип шельфового оледенения генетически тесно связан с морским оледенением. Действительно, при любой норме атмосферных осадков, в условиях изоляции от источников энергии низких широт промерзание бассейна сопровождается накоплением на поверхности морского льда твердых атмосферных осадков, перекристаллизующихся со временем в лед. Термоабразия при названных условиях подавлена (напротив, происходит промораживание океана); ледяная плита наращивает мощность только за счет атмосферных осадков (по условию) и в тех местах, где достигает дна, трансформируется в новый тип оледенения, энергетически связанный с океаном, неравновесный гидростатически, воздействующий на субстрат и формирующий рельеф, по высоте и морфологии отличный от рельефа морского оледенения.

Согласно рассмотренной модели оптимальные предпосылки роста оледенения шельфового типа существовали в западном секторе Арктики, который, обладая обширным шельфом, получал максимальное количество осадков (абсолютные нормы осадков в разные фазы оледенения и в разные климатические эпохи изменялись на всем пространстве полярной области, но общая структура поля увлажнения оставалась подоюна современной, т.е. западный сектор Арктики в любую эпоху получал больше осадков, чем восточный, а минимум осадков приходился на центральную часть европейского и североамериканского секторов). К востоку евразийского сектора условия питания шельфовых ледников ухудшились и, следовательно, мощность оледенения убывала до минимальных значений в центральной части, а на чукотском шельфе она могла несколько возрасть. В области северо-восточной Аляски и центральной части канадского сектора Арктики развитие шельфового оледенения лимитировалось узкой зоной шельфового мелководья, ограниченного крутым склоном канадской котловины. Подобная модель в общих чертах согласуется с эмпирической реконструкцией Хьюза, Дентона и Гросвальда.

Итак, развитие в полярном бассейне морского и шельфового типов оледенения неизбежно вытекает из тех механизмов и тех палеогеографических данных, которые не вызывают сомнений ни у противников, ни у сторонников концепции арктического оледенения, которые твердо установлены и которые можно считать общепринятыми. Таких факторов четыре: отсутствие в полярном бассейне теплового течения (что обусловило общее охлаждение его водной массы), установление на поверхности бассейна стационарной, т.е. сохраняющейся круглый год непрерывной пленки льда (что резко увеличило суммарное альbedo Арктики), усиление похолодания и установление устойчивого антициклонического режима во всей полярной области (что резко снизило частоту и глубину проникновения циклонов в Арктику и довело до максимума тепловую изоляцию области) и, наконец, хотя и резко сниженное по сравнению с межледниковьями, выпадение атмосферных осадков (процесс, обусловивший во времени

развитие в высоких широтах двух специфических типов ледниковых образований – морского и шельфового).

В эпоху плейстоценовых оледенений в арктическом океане происходили глубокие изменения гидрологической структуры вод, теплового режима, солёности, условий освещённости верхнего слоя, ионного и минерального питания прибрежной и шельфовой зон, т.е. всех показателей, определяющих экологические условия бассейна.

Надо полагать, что столь глубокая трансформация природных условий не могла не отразиться на фауне Северного Ледового океана. Отсутствие речного стока в максимальную фазу оледенения (даже частичный за счёт блокирования шельфовым ледником стока рек западной Евразии – Сев. Двины, Мезени, Печоры, Оби, Енисея, возможно и Лены), развитие морского оледенения, слабый массообмен с Атлантикой и отсутствие связи с Тихим океаном должны были способствовать возрастанию солёности арктического бассейна. Напротив, быстрое разрушение гигантских ледниковых образований в глубоководной части акватории и на шельфе, сброс огромных подпрудных бассейнов способствовали энергичному опреснению бассейна. Столь резкое изменение солёности должно было привести к массовой гибели форм, не способных существовать в столь широком диапазоне солевого состава. Немногие выжившие формы должны отличаться эвригилиностью.

Не менее жесткий отбор должен был произойти по способности жизненных форм существовать в широком диапазоне глубин. Действительно, по мере развития морского оледенения – сплошного массива мощного льда – вся морская фауна должна была погружаться в область все больших глубин, следуя за нижней кромкой морского льда. Если исходить из того, что средняя мощность морского оледенения достигала 1 км, минимальная глубина экологической ниши, которую освоила мелководная фауна, не могла лежать выше 850 м. Естественно ожидать, что и этот, глубинный, стресс обусловил гибель многих жизненных форм, не способных к выживанию в широком диапазоне глубин. Следовательно, сохранившиеся формы должны обладать свойством эврибатности. При восстановлении нормальных (т.е. межледниковых) условий эта фауна могла и не покидать нижнего предела своего ареала в ледниковую эпоху и, следовательно, можно ожидать, что многие типично шельфовые формы должны в настоящее время занимать значительно больший диапазон глубин, чем шельфовая фауна внеарктических областей.

Подтверждаются ли эти предположения какими-либо фактическими материалами по биологии арктической фауны?

В ряде работ Е.Ф. Гурьяновой, особенно в ее обзорной статье [1970], обобщающей результаты отечественных и зарубежных исследований за несколько десятилетий, отмечается значительная обедненность арктической фауны по сравнению не только с бореальными фаунами северных частей Атлантического и Тихого океанов, но и с фауной Субантарктики и Антарктики. Это свидетельствует о тяжелых условиях, в которых формировалась современная фауна Аркти-

решительно никаких геологических аргументов. Естественно допустить объединение бассейнов посредством трансгрессий пресноводных водоемов. О роли трансгрессии и их значении для понимания особенностей современного ареала проходных и полупроходных рыб неоднократно указывал П.Л. Пирожников [1949, 1960].

Приведенный биологический материал хорошо согласуется с основными положениями концепции арктического оледенения. Его последующее изучение и анализ – необходимый элемент реконструкции палеоэкологических условий, а следовательно, палеоокеанологии бассейна и палеогеографии арктической области.

Вопрос о фактическом развитии в арктическом океане двух типов оледенения: морского в глубоководной и шельфового в мелководной части акватории – сомнений не вызывает. Оно установлено по непосредственным следам геоморфологической деятельности, геологическим отложениям, изостатическому эффекту поднятий побережий, отдельных островов и архипелагов, палеонтологически и в качественных особенностях современной морской фауны. Возникновение оледенения неизбежно следует из климатической обстановки: прекращение доступа теплых атлантических вод в арктический океан приводит во времени к глубокому охлаждению всей его водной массы, возникновению стационарного ледяного покрова, усилению похолодания в результате возрастания суммарного альbedo и глубокому промораживанию бассейна. Атмосферные осадки способствуют нарастанию мощности морского оледенения и трансформации его по периферии бассейна в оледенение шельфового типа.

Но время кульминации морского шельфового типа оледенения не может совпадать с моментом кульминации материкового оледенения умеренных широт. На это указал Болтон [Boulton, 1979], это следует также из анализа синоптической обстановки ледникового периода [Возовик, 1978]. Резкое возрастание скорости наращивания ледниковых масс – в два раза по модели Шеклтона и Опдайка [Shackleton, Opdyke, 1973 (от 0,16 до 0,30 см/год)] и на порядок исходя из модели Миллимана и Эмери [Milliman, Emery, 1968 (от 0,2 до 2 см/год)] – связано с выходом теплого северо-атлантического течения из арктического бассейна. Однако связь эта не непосредственная.

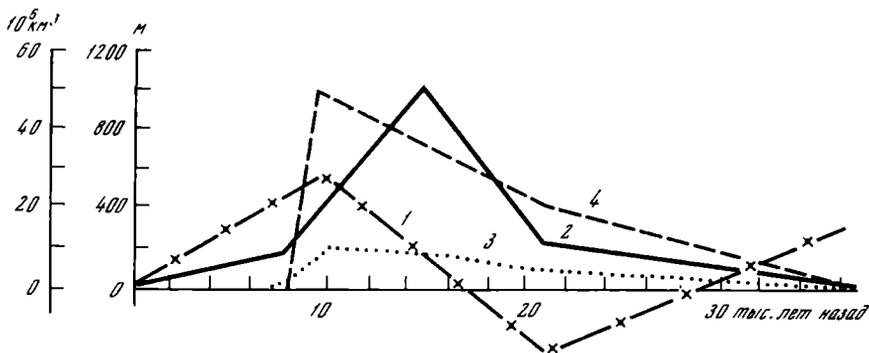
В литературе неоднократно обращалось внимание на хронологическое несовпадение минимума инсоляции с максимумом оледенения [Рона, Эмилиани, 1974; Асеев, 1974; и др.], но объяснялось оно инерционностью оледенения: тенденция солярного климата изменилась, но оледенение еще некоторое время (5–13 тыс. лет) продолжает нарастать. Для последнего оледенения это несовпадение составляет 5 тыс. лет, для среднего вюрма – 5 тыс. лет, для нижнего вюрма – 13 тыс. лет. Поскольку любой инерционный процесс затухает, а скорость наращивания массы льда возрастает именно после прохождения инсоляционного минимума, т.е. при потеплении, при этом возрастает значительно – по меньшей мере в 2 раза, природа такого феномена не может быть связана с инерцией оледенения, с запаздыванием реакции льдообразования на внешний импульс.

Развитие основной фазы оледенения на волне планетарного инсоляционного потепления открывает возможность раскрытия генетической связи между солярным климатом, реальным климатом и оледенением. В общей схеме изменения солярного климата приводят к широтному смещению планетарных факторов (арктического и полярного) на юг (в северном полушарии), подобно тому как это имеет место в годовом цикле. Одновременно на юг расширяется ареал арктической, полярной и тропической воздушных масс. Чем глубже похолодание, тем в более низкие широты смещаются арктический фронт и зона развития циклонов, связанных с арктическим фронтом. Тем в большей степени происходит иссушение в тылу арктического фронта, т.е. в высоких широтах. Замерзание арктического бассейна, наступившее в результате длительного предшествующего охлаждения, усилило эффект первичного охлаждения, вызванного астрономическими причинами, и привело к дальнейшему климатическому похолоданию. Смещение фронтальных зон к югу создало дефицит осадков в этой области и не способствовало интенсивному росту оледенения. Ледниковые процессы интенсивнее протекали в более низких широтах, где более оптимальным было сочетание факторов температуры и увлажнения.

Итак, от начала инсоляционного охлаждения до его максимальной фазы оледенение развивается вяло ($\sim 600 \text{ км}^3/\text{год}$), что связано с дефицитом осадков в той зоне, где выполняются термические предпосылки оледенения, т.е. в тылу арктического фронта. Избыток холода, нереализованный в наращивании ледниковых масс, накапливается в литосфере, формируя криолитозону.

Инсоляционный разогрев обуславливает широтное смещение в северном направлении полярного и арктического фронтов, что приводит к интенсивному ($> 1000 \text{ км}^3/\text{год}$) наращиванию ледниковых масс в результате оптимизации условий увлажнения при достаточно холодном климате. Дальнейшее продвижение на север арктического фронта смещает зоны оптимального льдообразования в этом направлении до тех пор, пока южное обрамление оледенения не начнет деградировать. Распад оледенения возникает в результате постепенного прогрева тела данной широтной зоны оледенения до температуры плавления, после чего происходит его распад ($3-4 \text{ тыс. км}^3/\text{год}$) в условиях уже достаточно теплого климата данной широтной зоны.

Таким образом, процесс развития и распада оледенения имеет сложную структуру в координатах пространства-времени. Длительное охлаждение арктического бассейна, поддерживаемое существованием лаврентийского щита, привело в конечном счете к его замерзанию. Логично связать выход теплого Северо-Атлантического течения из бассейна именно с охлаждением водной массы Северного Ледовитого океана. Это интенсифицировало промерзание бассейна, сопровождавшееся нарастанием мощности ледяной плиты за счет атмосферных осадков. Процесс этот развивался медленно в условиях низких норм атмосферных осадков. Во времени это давало, однако, ощутимый гляциологический эффект — не менее 1 км мощности морского оледенения в центральной части арктической акватории.



Динамика оледенения Арктического бассейна

1 — режим инсоляции (вертикальный масштаб произвольный); 2 — покровное оледенение, 10^6 км^3 ; 3 — морское оледенение, 10^6 км^3 ; 4 — вертикальная мощность (средняя) оледенения шельфа, м

Разрушение покровного оледенения суши, отмеченное началом планетарной трансгрессии, не изменило направленность ледниковых процессов в Арктике — продолжалось наращивание массы всех типов оледенения, усиливалось охлаждение (именно в данный период здесь отмечен термический минимум). Гольфстрим в бассейне не функционировал. События, следовательно, здесь запаздывали. К концу этапа (т.е. около 10 тыс. лет назад), отмеченного максимальными размерами оледенения, мощность льда в центральной части акватории превышала 1 км [Гросвальд и др., 1977]. Ледники на шельфе Баренцева моря достигали мощности 3,5 км, на Карском шельфе — 2,5 км; в восточном секторе Арктики мощность шельфового оледенения, по-видимому, приближалась к минимальной расчетной величине — 1 км (рисунок).

Внедрение Гольфстрима в бассейн повлекло за собой быстрое изменение палеоокеанологической ситуации: мощное морское оледенение, общий объем которого составлял по меньшей мере 10 млн. км^3 , полностью разрушилось в течение 2 тыс. лет. В этом процессе решающее значение имело ускорение Гольфстрима в результате ламинизации, обусловившее адвекцию энергии тропической зоны Атлантического океана в полярный бассейн.

Возникновение и развитие оледенения в арктическом бассейне существенно повлияли на эволюцию арктического шельфа. В течение всей регрессивной фазы, когда шельф Мирового океана выходил на дневную поверхность и испытывал воздействие субаэральных процессов, шельф арктических морей был погребен под значительной толщей льда.

Под действием ледниковой нагрузки произошло не только уплотнение донных отложений, но и изостатическое переуглубление шельфа, особенно ошутимое в атлантическом секторе Северного Ледовитого океана, где мощность льда была максимальной. Оледенение, блокировавшее речной сток, прерывало поступление терригенного материала в бассейн. Вплоть до батинальных глубин водная

среда замещалась льдом, прекращалась жизнедеятельность организмов и, следовательно, все процессы биогенной седиментации. Таковы некоторые последствия позднплейстоценового оледенения для шельфа арктических морей.

ЛИТЕРАТУРА

- Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. М.: Наука, 1974.
- Бараш М.С., Оськина Н.С. Палеотемпературы Атлантического океана 18 000 и 40 000 лет назад (по планктонным фораминиферам). - *Океанология*, 1979, вып. 1.
- Блажчишин А.И., Линькова Т.И. О плиоценовом оледенении Баренцева шельфа. - *Докл. АН СССР*, 1977, т. 236, № 3.
- Возовик Ю.И. К вопросу об оледенении Арктического бассейна и развитии высокширотных шельфов в позднем плейстоцене. - В кн.: *Морфолитогенез и позднчетвертичная история прибрежно-шельфовых зон*. М.: Наука, 1978.
- Горбунов Г.П. Донное население новосибирского мелководья и центральной части Северного Ледовитого океана. - *Тр. дрейф. экспедиции Главсевморпути на л/п "Г. Седов"*, 1937-1940. Л., 1946, т. 3.
- Гросвальд М.Г., Бурашникова Т.А., Суетова И.А. Объем позднюрмских ледников северного полушария и вероятные следствия их распада. - *Вестн. АН КазССР*, 1977, № 10.
- Гурьянова Е.Ф. Особенности фауны Северного Ледовитого океана и их значение для понимания истории ее формирования. - В кн.: *Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое*. Л.: Гидрометеиздат, 1970.
- Дибнер В.Д. "Древние глины" и рельеф Баренцево-Карского шельфа - прямые доказательства его покровного оледенения в плейстоцене. - *Тр. Аркт. и антарк. НИИ*, 1968, т. 285.
- Линдберг Г.У. Четвертичный период в свете биогеографических данных. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955.
- Линдберг Г.У. Крупные колебания уровня океана в четвертичное время и их влияние на бассейн Северного Ледовитого океана и его органический мир. - В кн.: *Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое*. Л.: Гидрометеиздат, 1970.
- Кларк Д. Палеоэкология и осадконакопление в некоторых частях арктического бассейна. - В кн.: *Четвертичное оледенение Земли*. М.: Мир, 1974.
- Лазуков Г.И. Основные особенности развития природы территории СССР в новейшее (плиоцен-плейстоценовое) время. - *Вестн. МГУ. Сер. 4. География*, 1976, № 4.
- Пирожников П.Л. Полупроходные рыбы и речной сток. - *Изв. Тихоокеан. НИИ рыбного хозяйства и океаногр. Владивосток*, 1949, т. 29.
- Пирожников П.Л. Проходные рыбы Восточной Сибири: Автореф дис. ... д-ра биол. наук. Л., 1966.
- Рона Е., К.Эмилиани. Абсолютный возраст колонки Р6304-8 и Р6304-9 из Карибского моря. - В кн.: *Четвертичное оледенение Земли*. М.: Мир, 1974.
- Boulton G. Glacial history of the Spitsbergen archipelago and the problem of Barents shelf ice sheet. - *Boreas*, 1979, v. 8, N 1.
- Cragy A.P. Arctic ice island and ice shelf studies. Pt 2. - *Arctic*, 1960, v. 13, N 1.
- Ewing M., Donn W.L. A theory of ice ages. - *Science*, 1956, v. 123.

- Grosswald M.G. Late Weichselian ice sheet of Northern Eurasia. — Quatern. Res., 1980, v. 13, N 1.
- Hoppe G., Schytt V., Haggbloom A., Österholm H. The glacial history of Hoppen. — Geogr. Ann., Ser. A, 1969, v. 51, Ser. A.
- Hughes T., Denton G., Grosswald M. Was there a Late-Würm Arctic ice sheet? — Nature, 1977, v. 266, N 5603.
- Kellogg T.B., Duplessy L.C., Shackleton N.L. Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of Norwegian Sea deep-sea cores. — Boreas, 1978, v. 7, N 1.
- Kvasow D.D., Blazhchichin A.J. The key to the source of the Pliocene and Pleistocene glaciation is at the bottom of the Barents Sea. — Nature, 1978, v. 273.
- Lamb H.H. Climate: present, past and future. L., 1977, vol. 2.
- Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V-28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. — Quatern. Res., 1973, v. 3.
- Milliman J.D., Emery K.O. Sea level during the past 35 000 years. — Science, 1968, v. 162, N 3858.

**Н.А. Айбулатов, Л.И. Говберг, З.Т. Новикова,
М.Г. Юрневич**

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ШЕЛЬФА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ В СВЯЗИ С ИССЛЕДОВАНИЕМ ПРОЦЕССОВ СОВРЕМЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Исследование процессов современного осадконакопления на шельфе, механизма дифференциации осадочного материала под воздействием экзогенных факторов — задача весьма сложная, но ее решение крайне необходимо при изучении седиментогенеза в данной зоне океанов и морей. Выявление генетических признаков и фациальных особенностей осадков, помимо анализа самих осадков, должно быть основано на изучении гидродинамики водной толщи и литодинамических процессов на шельфе. Поскольку получение прямых данных, характеризующих роль этих факторов, чрезвычайно трудоемко и требует постановки полигонных экспериментальных исследований, то широко используется целый ряд косвенных признаков.

При переносе и отложении осадков в потоке происходит их дифференциация по гидравлической крупности (если эти осадки взвешенные) или по скорости трогания (для влекомых осадков). Однако обе эти величины в целом для всего осадка трудно определяемы, так как он имеет широкий спектр гидравлических крупностей и скоростей трогания. Аналитические методы исследования дифференциации осадков [Девдариани и др., 1977], на наш взгляд, еще не вышли из стадии разработки.

В связи с этим в данной статье задача восстановления природной обстановки современного осадкообразования нами рассматривается, опираясь на данные по морфологии шельфа, на грануломет-

рический и минералогический состав осадочного материала, а также на некоторые материалы по волнению и течениям выбранного полигона.

Район исследования — зона шельфа и верхней части континентального склона от Керченского пролива до м. Идокопас (рис. 1). На этом участке в 1977 г. были проведены комплексные геолого-литодинамические и геоморфологические исследования по фиксированным поперечным (через шельф) разрезам: эхолотирование дна, сейсмопрофилирование, взятие колонок грунта, радиометрическая и гамма-спектрометрическая съемки, съемки дна гидролокатором бокового обзора, изучение взвесей, подводные наблюдения из глубоководного аппарата "Аргус", дистанционное фотографирование дна, а также морфоструктурное изучение прибрежной зоны суши [Невесский и др., 1978].

Указанный район в геолого-геоморфологическом и динамическом отношении изучался В.П. Зенковичем [1958], В.В. Лонгиновым [1955], Е.Н. Невесским [1967], В.Ф. Соловьевым [1971], М.Г. Барковской [1961, 1975], А.А. Тереховым [1975], В.П. Гончаровым, Ю.П. Непрочновым, А.А. Непрочновой [1972] и др. В результате проведенных исследований были получены материалы по батиметрии, геологическому строению и осадкам шельфа. Однако с точки зрения поставленной нами задачи эти материалы не являются исчерпывающими. Исключение могут представлять лишь работы В.П. Зенковича, В.В. Лонгинова, но и они освещают только верхнюю часть шельфа (береговую зону). Наиболее полную картину распределения осадков по всей поверхности советского шельфа Черного моря дает М.Г. Барковская, однако связь полученной картины с гидродинамической обстановкой в ее работах освещена слабо [1961, 1975].

По геоморфологическому районированию В.П. Гончарова и др. [1972] участок шельфа от Керченского пролива до м. Идокопас относится к двум районам: Керченско-Таманскому и Западно-Кавказскому. Шельф первого района довольно широк и достигает к юго-востоку от пролива наибольшей величины (около 50 км). Его особенностью является наличие нескольких террасовидных поверхностей (до 5), ограниченных со стороны моря уступами высотой 5–7 м и крутизной до 27°. Внешний край шельфа имеет разную глубину (от 140 до 160 м), переход к континентальному склону плавный. Со стороны суши шельф окаймлен на большом протяжении Анапской пересыпью. Западно-Кавказский район коренным образом отличается от первого. Здесь ширина шельфа резко уменьшается до 8, а подчас до 3 км. Профиль дна шельфа в зоне отсутствия или слабого волнового воздействия имеет выпуклую форму, подводные террасы встречаются редко, чаще наблюдаются валообразные формы рельефа. Глубина внешнего края шельфа нигде не превышает 110 м. Переход к континентальному склону чаще резкий, иногда даже обрывистый. Шельф этого района окаймлен абразионными берегами, сложенными верхнемеловым флишем.

Осадочный чехол рыхлых отложений на исследованном участке

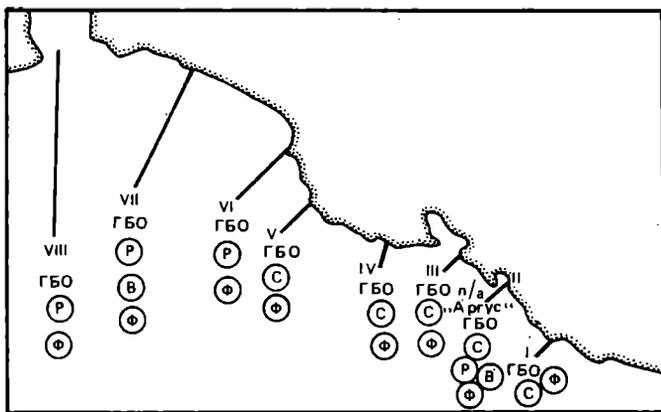


Рис. 1. Карта фактического материала

ГБО - гидролокатор бокового обзора, С - сейсмопрофилирование, Р - радиометрия, В - измерение взвеси, п/л "Аргус" - район работ из глубоководного аппарата "Аргус", Ф - подводное фотографирование, I-VIII - разрезы

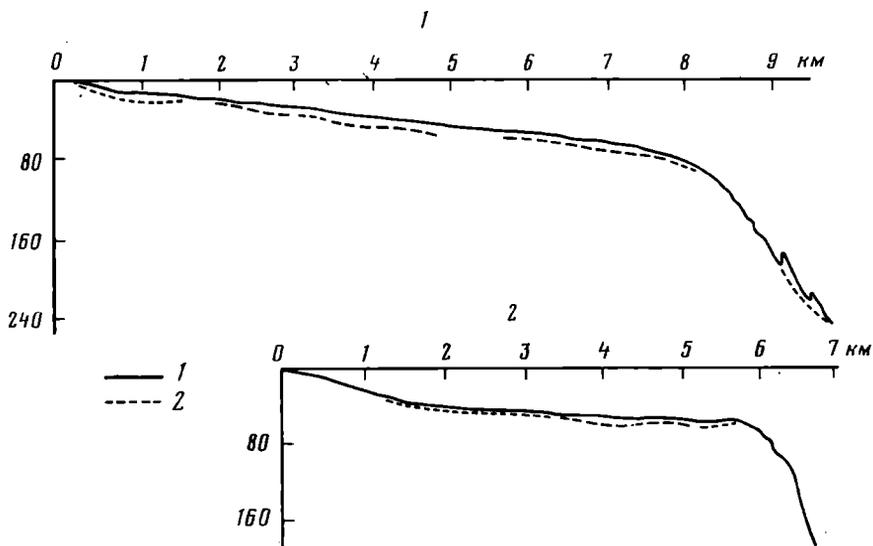


Рис. 2. Рельеф ложа коренных пород по данным НСП

1 - поверхность ложа коренных пород, 2 - поверхность современного рельефа

маломощен, особенно во втором районе (рис. 2). С помощью непрерывного сейсмопрофилирования (НСП) на участке м. Идокопас-м. Утриш установлено, что поверхность коренных пород террасирована и террасовидные уровни отмечаются на глубинах 35-40 и 60-65 м (соответственно разрез II и разрезы II, IV на рис. 2).

Данные НСП показали, что рыхлые отложения распространены на шельфе не повсеместно, а их максимальные мощности (до 12 м) приурочены к его средней части. Поверхность коренных пород террасирована на глубинах 30–40 и 60–65 м [Невесский и др., 1978].

В процессе исследования рыхлой толщи осадков выявилось, что мористее зоны волнового воздействия как на северо-западном, так и юго-восточном участках вскрыта терригенная алевроитово-пелитовая толща с включением того или иного количества раковинного материала. Колонками (до 3 м) вскрыты отложения позднечетвертичного времени начиная с новозвксинских. На внешней части шельфа отмечаются малые мощности осадков, а иногда выходы коренных пород (аргиллиты).

Рассмотрим роль действующих факторов, определяющих основные морфолитогенетические особенности изучаемого региона.

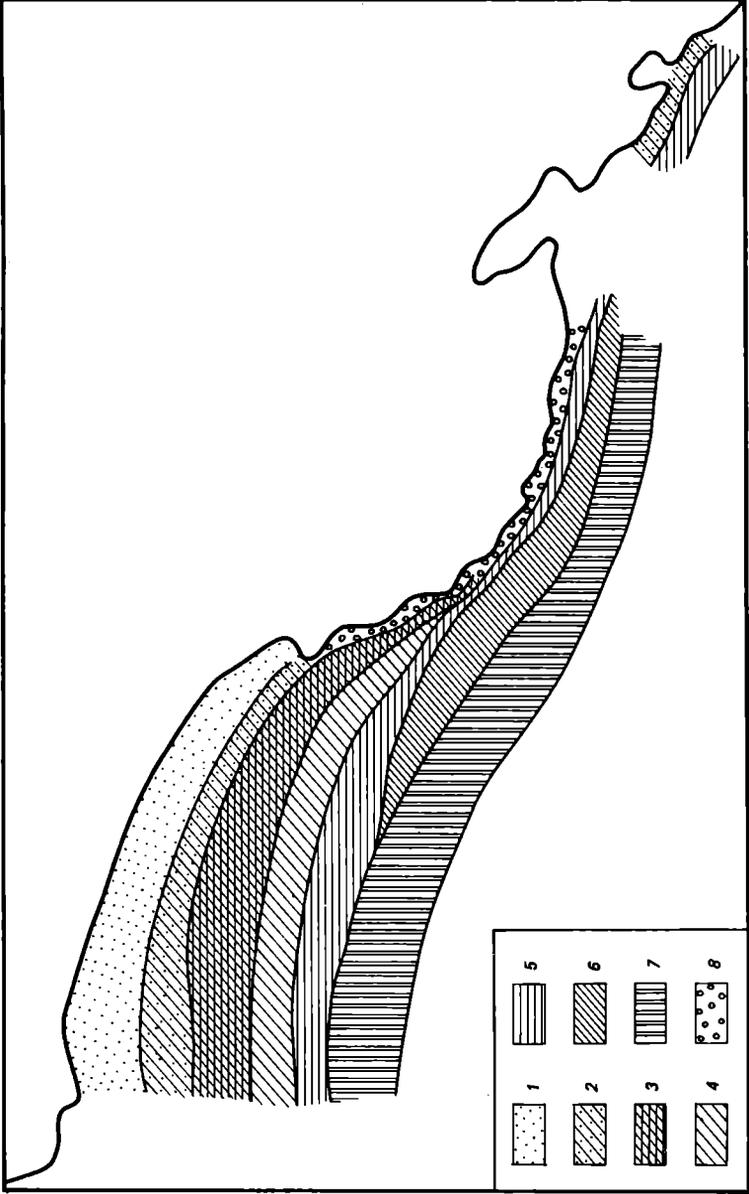
Район северо-восточной части шельфа Черного моря расположен в условиях крайне незначительного твердого стока рек [Хмаладзе, 1978]. Сток взвешенных наносов в приустьевых участках рек, а также в междуречье составляет около 100 тыс. т/год. При этом в период летне-осенних паводков наибольшую долю твердого стока (около 40–60%) составляют мелкие частицы крупностью 0,01–0,10 мм. Межпаводковый период также характеризуется переносом преимущественно мелких наносов (менее 0,01 мм), которые составляют около 40–70%. Очевидно, что эта доля полностью выходит из береговой зоны, принимая участие в литодинамических процессах и осадконакоплении центральной и внешней зон шельфа.

Определенная доля поступающего в море терригенного материала принадлежит абразии берега и подводного берегового склона. Величина истирания мергелей, входящих в состав флишевой толщи, слагающей береговые клифы, в приурезовой полосе достигает 10 мм/год. С участка флишевого берега от м. Идокопас до м. Анапский только за счет истирания пород волнами ежегодно с приурезовой полосы шириной 10 м в море поступает около 40 тыс. т тонкого илистого материала. Некоторая часть тонкого материала поступает в море с тела Анапской пересыпи (за счет истирания). Кроме процессов истирания, на обрывах хорошо развиты процессы физического выветривания, благодаря которым также идет поставка материала в море, по своему объему превосходящего долю материала, поступающего в результате твердого стока рек.

Определенную роль в осадкообразовании на шельфе региона играют потоки взвешенного вещества, имеющие направление с юго-востока на северо-запад (см. статью Н.А. Айбулатова, З.Т. Новиковой и Э.С. Тримониса в этом сборнике).

Биогенная часть осадочного материала образуется в результате переработки донных биоценозов мидий и других моллюсков, которые особенно распространены на северо-западном участке района (табл. 1, рис. 3).

К активным факторам, принимающим участие в процессе осадконакопления на шельфе исследованного региона, следует отнести



различного рода течения, поверхностные и внутренние волны, положение термоклина, гравитационные силы, эоловый перенос, биотурбацию.

Среднесезонные динамические карты района [Филиппов, 1968] свидетельствуют о том, что перенос вод здесь осуществляется вдоль побережья, с юго-востока на северо-запад. По данным В.Г. Кривошеи и др. [1979], полученным на узком шельфе на глубине 60 м (горизонты 10 и 30 м), в подавляющем числе случаев кругогодичных наблюдений течения были направлены в противоположные стороны с небольшим преобладанием (около 40°) северо-западного сектора (проанализировано в 1976 г.). В осенне-зимние месяцы преобладали течения северо-западного сектора, весной и в начале лета – юго-восточного.

Структура течений на узком шельфе Кавказского побережья довольно сложна. Так, при ветрах юго-восточного направления (скорость 12 м/сек) здесь выделяются три характерные зоны течения: а) зона слабых прибрежных течений; б) основная струя с максимальными скоростями в ее "стрежне" – ширина этой зоны меняется от 3 до 6 миль; в) течения открытого моря [Кормышев, 1961]. Кроме того, вблизи берега фиксируются вихревые системы течений. Центры этих систем располагаются в 10–20 км от берега, а их диаметр достигает 20–30 км. Положение центра вихря не остается постоянным. Медленно смещаясь вдоль изобат, вихрь может существовать более суток. Кроме главного вихря, в непосредственной близости к берегу обнаруживаются и другие, более мелкомасштабные завихрения. Чаще всего они наблюдаются у мысов, при этом вращение их в одних и тех же местах может быть как по часовой стрелке, так и против. Направление завихренности – циклоническое или антициклоническое – будет зависеть от направления основного потока. На периферии вихря, расположенного ближе к берегу, создается противотечение, направленное вдоль берега в сторону, обратную основному потоку [Кормышев, 1961; Зданович и др., 1964; Коновалова, Лагутин, 1968; Коновалова, 1972].

Наблюдения с помощью аэрофотосъемки показали, что периферия вихря не подходит к самому берегу, оставляя между собой и берегом полосу воды с течениями, иногда резко отличными по направлению от тех, что наблюдаются в районе, включенном в вихревую циркуляцию. Такая полоса чаще всего выходит за пределы 50–

Рис. 3. Распределение комплексов двустворчатых моллюсков в поверхностном слое осадка

1 – *Divaricella divaricata*–*Chione gallina*, 2 – *Spisula subtruncata*–*Divaricella divaricata*–*Cafrarium minimum*–*Pitar rudis*–*Chione gallina*, 3 – *Cafrarium minimum*–*Pitar rudis*–*Spisula subtruncata*, 4 – *Cafrarium minimum*–*Papillicardium papillosum simile*, 5 – *Papillicardium papillosum simile*, 6 – *Modiolus phaseolinus*–*Papillicardium papillosum simile*–*Abra alba*, 7 – *Modiolus phaseolinus*, 8 – раковинный детрит

Таблица 1

Приуроченность к различным глубинам и грунтам современных комплексов моллюсков северо-восточного участка Черного моря

Комплекс	Глубина, м	Грунт
Divaricella-Chione	3-15	Песок
Spisula-Divaricella-Gafrarium-Pitar-Chione	16-26	"
Gafrarium-Pitar-Spisula	25-27	Заиленный песок
Gafrarium-Papillicardium	40-50	Алеврит
Papillicardium-papillosum simile	45-55	Слегка опесчаненный ил
Modiolus-Papillicardium-Abra alba	55-80	Ил
Modiolus phaseolinas	80-200	"

метровой изобаты, имея обычно ширину 3-4 км, а в отдельных случаях достигая 10 км. Нередко в этой зоне, особенно у мысов, могут развиваться небольшие циркуляционные ячейки.

Средние скорости поверхностных течений в вихрях могут достигать в районе максимума 50-80 см/сек. Сведений о скоростях течений в придонном слое на шельфе очень мало. Измерения придонных течений, проведенные с помощью БПВ-2 на Геленджикском шельфе, показали, что их скорости на глубине 30 м в штилевую погоду могут достигать 60-70 см/сек [Айбулатов, 1978]. Максимальные значения скорости течений отмечаются, как правило, в зимние месяцы. Абсолютный максимум скорости, инструментально зафиксированный на поверхности (горизонт 10 м) при глубине моря 60 м, равен 128 см/сек [Кривошея и др., 1979]. Повторяемость скоростей течений 15-25 см/сек в январе может достигать 48%, в июне - всего 6%. Надо отметить, что скорости течений свыше 1 м/сек на шельфах бесприливных морей - нередкость. Так, на болгарском шельфе были замерены скорости течений, равные 0,75-1,5 м/сек [Стоянов, Есин, 1979].

С точки зрения обмена водами, а соответственно и твердым веществом между прибрежной частью и открытым водоемом исключительно важное значение имеет поперечная циркуляция в виде разрывных течений [Айбулатов, Шадрин, 1961]. Если на отмелях шельфах их протяженность в сторону моря сравнительно невелика, то на шельфе, окаймленном со стороны суши сложнорасчлененным контуром абразионного берега, они достаточно протяжены. В районе Геленджика при волнениях силой 6-7 баллов их протяженность перед бухтами может достигать более 1 км при скорости около 1,5 м/сек.

Большой сложностью отличается циркуляция водных масс в районе Анапского мелководья и Керченского пролива, что обусловлено

как конфигурацией берега, так и водообменом между Черным и Азовским морями. Как известно, преобладающими здесь являются течения из Азовского моря со средними скоростями 20–30 см/сек при максимальных до 1,5 м/сек.

Достаточно сложна динамика вод в районе верхней части континентального склона и некоторого участка краевой полосы шельфа. На основании инструментальных данных Ю.Г. Ръжковым и Л.А. Ковешниковым [1963] было обнаружено в районе резкого изменения наклона дна возникновение двух вихрей с горизонтальными осями, параллельными линии перегиба. Один из них оказался направлен по часовой стрелке, другой – против. В зимнее время (время нагонов) в указанной зоне дна было зафиксировано вертикальное направление изотерм, которое свидетельствует о вертикальном движении вод над точкой излома профиля дна (зона конвергенции). С обеих сторон к этому месту идет приток вод по поверхности моря, образуя нормальные составляющие течений к берегу, налагающиеся на генеральный поток. Летом (время сгонов) над линией перегиба возникает циклонический вихрь, который в переслоенном море создает восходящее движение водных масс (дивергенция вод). Скорости течений в придонном слое здесь достигают 25–30 см/сек. По мере удаления от упомянутой полосы скорости горизонтального переноса вод в поверхностном слое возрастают до значений, характеризующих генеральный поток вод вдали от линии конвергенции (или соответственно дивергенции). Изложенные инструментальные измерения в районе перегиба профиля хорошо согласуются с теоретическими расчетами И.Д. Постновой [1962].

Краткая характеристика течений на исследуемом шельфе дает возможность сделать им оценку как одного из важных факторов, принимающего активное участие в процессах осадконакопления по всей поверхности этого элемента рельефа дна бесприливных морей. Максимумы скоростей течений отмечаются в прибрежной зоне (за счет волновых течений) и на внешней части шельфа. Значения скоростей течений таковы, что они могут переносить не только взвешенный материал, но и перемешать по дну алеврит (а подчас и мелко-, и среднезернистый песок). Срывающая скорость для мелкозернистого кварцевого песка на песчаном субстрате равна, по П.А. Волкову [1965], 17 см/сек. Преобладающий перенос воды и соответственно и твердого вещества на северо-восточном участке шельфа Черного моря направлен на северо-запад.

Существование вихревых циркуляций воды на шельфе обеспечивает активный обмен водными массами между различными зонами шельфа и в конечном итоге – осадочным материалом. Кроме того, существование такой циркуляции обеспечивает вынос материала из верхней части шельфа на нижележащие участки дна шельфа и далее в открытый водоем.

Другим, не менее важным, активным фактором осадконакопления на шельфе следует считать поверхностные волны. К сожалению, получение достоверных значений характеристик морского ветрового волнения на шельфе до сих пор остается сложной задачей. Особен-

Таблица 2

Наибольшие средние высоты (\bar{h}), периоды (T) волн и скорости ветра (V), возможные раз в 1, 5, 10, 20 и 50 лет в районе Новороссийска

Число лет	$V, \text{ м/сек}$	$\bar{h}, \text{ м}$	$T, \text{ сек}$	Число лет	$V, \text{ м/сек}$	$\bar{h}, \text{ м}$	$T, \text{ сек}$
1	19	2,9	8,1	20	25	4,0	9,4
5	22	3,6	8,8	50	26	4,4	10,0
10	23	3,8	9,0				

но сложны в техническом отношении измерения орбитальных скоростей в толще воды и в придонном слое. Поэтому для изучения режима волн на шельфе в настоящее время используются в основном расчетные методы.

Вычисление приведенных волновых характеристик для района основывалось на усовершенствованном методе типизации полей ветра над морем [Ржеплинский, 1972]. Исходным материалом для расчетов послужили архивы синоптических карт за 10 лет, составляющиеся через каждые 3 часа. Преобладающим направлением ветра при средних и сильных штормах для северо-востока Черного моря оказалось юго-западное, т.е. по нормали к берегу. Режимные характеристики, показывающие, как часто они наблюдаются, были вычислены для условия глубокой воды, т.е. открытого шельфа (табл. 2) в районе Новороссийска [Ржеплинский, Назаретский, 1974].

Проверка показала, что значения параметров волн, приведенных в табл. 2, отвечают реальным для этого района Черного моря условиям.

Расчетные данные Г.В. Матушевского [1979], полученные для северо-восточного района Черного моря, дают максимальную высоту волн, возможную один раз в сезон (зимний), равную 11,4 м, и 14,4 м – раз в 30 сезонов. Предельная высота волн для нашего района, по расчетам указанного автора, может достигать 15 м (раз в 110 лет), что является предельной для всего бассейна Черного моря.

Максимум повторяемости волнения, характеризующегося высотами волн, равными или более 2,0 м, в районе исследования падает на зимние месяцы и составляет за год 6,0–6,5% [Справочные данные..., 1962].

Данные по энергетическим характеристикам волнения показывают, что величина энергетической равнодействующей – Э усл. ед. [Жданов, 1951] – для района Анапского мелководья равна (в 350 м от уреза) 1,8, для района Геленджика (открытого моря) – 8. Для сравнения укажем, что величина Э для Сочи равна 7,45, Ялты –

3,33, Мисхора – 4,8, Одессы – до 3,30 [Зенкович, 1956]. Она показывает, что в условиях приглубого склона общее воздействие волн значительно больше, чем на мелководье.

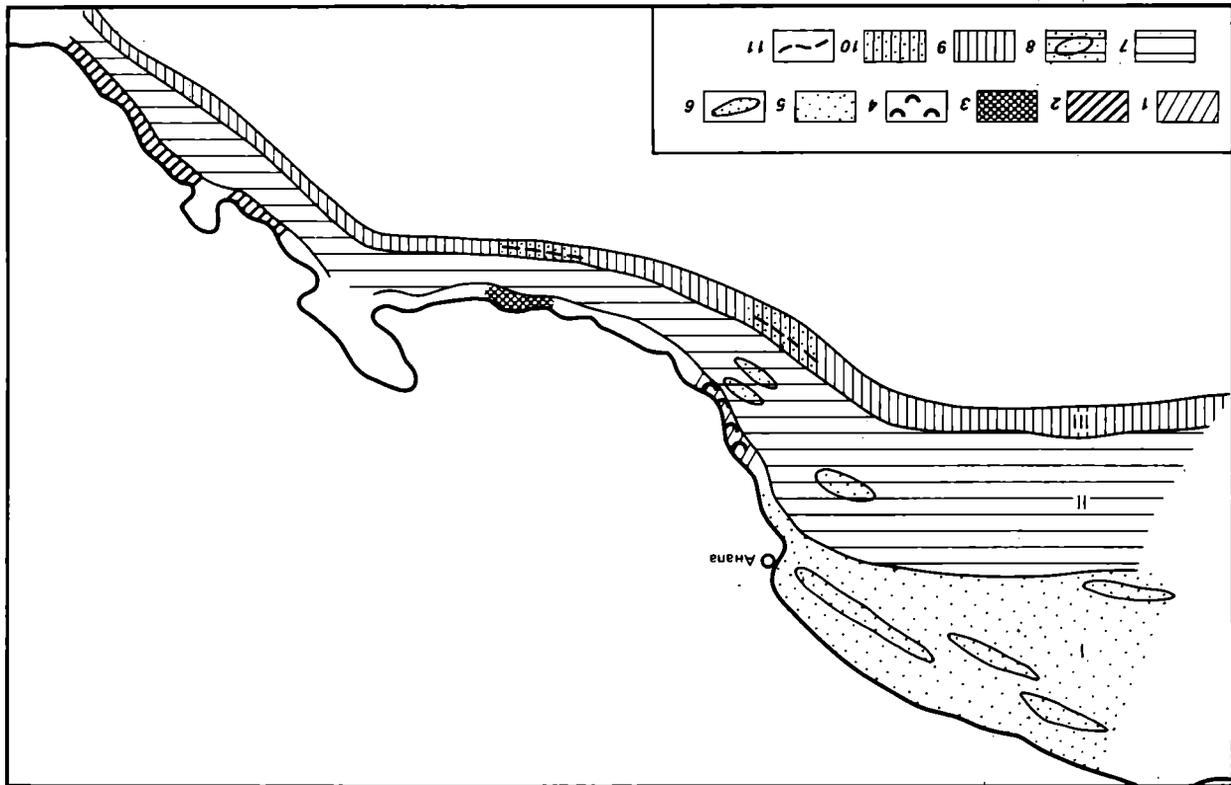
Величины придонных скоростей, вычисленные на основании полученных данных по известной методике [Матушевский, 1973], показывают, что по всей зоне шельфа на траверсе Новороссийска один раз в 50 лет скорости превышают 40 см/сек, один раз в год – не менее 30 см/сек. В наиболее динамичной зоне, т.е. на глубинах менее 25 м, ежегодно скорости в придонном слое превышают 40 см/сек.

Очевидно, что воздействие волн на осадки максимально в верхней части шельфа и уменьшается в сторону моря, не исключаясь полностью вплоть до внешней части шельфа юго-восточного участка исследуемого региона (от Анапы до м. Идокопас). На северо-западном участке ввиду его закрытости с запада Крымским полуостровом, а также большой отменности волнового воздействия распространяется лишь на часть шельфа на ширину примерно 10 км (при общей ширине около 50 км).

В последние годы в литературе все чаще встречаются указания на возможность перемещения материала на шельфе под воздействием внутренних волн. Р. Дитц [Dietz, 1963] пишет о возможной роли турбулентности, создаваемой этими волнами. На мелководье внутренние волны движутся обычно в сторону берега [Филонев, 1977], и если они на своем пути встречают резкие перегибы рельефа (в нашем случае перегиб между континентальным склоном и шельфом), происходит их деформация, подобная той, которую мы наблюдаем в случае ветровых волн или зыби на мелководье. В случае, если переход от шельфа к континентальному склону плавный, происходит медленное рассыпание гребня волны ("скользящий бурун"). При резком переходе шельфа к склону гребень внутренней волны деформируется резко, аналогично "ныряющему" буруну для случая поверхностных волн. Естественно, более значительное воздействие на дно будут оказывать внутренние волны во втором случае, что должно найти свое отражение в процессах осадконакопления и дифференциации осадочного материала на внешней части шельфа. Внутренние волны на Черном море наблюдались неоднократно [Ямпольский, 1960], при этом придонные волновые скорости могут достигать 20–30 см/сек. Наиболее вероятно их воздействие на дно может проявляться в зимнее время в условиях заглубленного термоклина.

Чрезвычайно важным активным фактором седиментогенеза на внешнем шельфе и в верхней части континентального склона являются гравитационные процессы. Особенно хорошо они развиты в случае резкого перехода шельфа к континентальному склону, что характерно для большинства профилей северо-восточного шельфа Черного моря. Уклоны два от 15° и круче способствуют проявлению процессов, характерных для склоновой литодинамики [Айбулатов и др., 1979].

Золотой фактор переноса осадочного материала на шельфе северо-восточного участка Черного моря вследствие значительной пов-



торяемости сильных норд-остовых ветров ("бора") имеет, на наш взгляд, существенное значение, однако он малоизучен. Имеется лишь несколько работ по этому вопросу [Егоров, 1953; Айбулатов, 1961; Шуйский, 1976], из которых очевидно, что континентальные ветры силой до 10 м/сек могут выносить в море с поверхности аккумулятивных тел северо-востока Черного моря (например с Анапской пересыпи) до 250 м³ на пог. м берега в сутки песка. При этом вся мелкопесчаная фракция оседает непосредственно в береговой зоне, алевроитовая и пелитовая части эолового потока продолжают свое движение в открытую часть бассейна, частично оседая на поверхность шельфовых вод, смачиваясь и превращаясь в водную взвесь, а затем в донные осадки. Дальность переноса во время сильных пыльных бурь песчаного материала, как известно, исчисляется тысячами километров [Захаров, 1965; Лисицын, 1978]. Наиболее значительный эоловый вынос терригенного материала при северо-восточных ветрах приурочен к весеннему времени, когда распаханная поверхность полей еще не успевает закрепиться растительностью.

Для шельфа Черного моря слабо изученным является один фактор, значение которого мы еще не можем объективно оценить, — переработка верхнего слоя осадков в результате жизнедеятельности живых организмов (биотурбация). К дифференциации осадков он имеет самое прямое отношение, так как разрыхление верхнего слоя осадков способствует интенсификации литодинамических процессов. Кроме того, вмешательство живых организмов может нарушать стратификацию в некотором слое осадков. Данные по биотурбации осадков на северо-восточном шельфе Черного моря, полученные с помощью подводных аппаратов [Айбулатов и др., 1978], дают основание говорить о довольно интенсивной биологической переработке поверхностных грунтов толщиной в несколько сантиметров по всей поверхности шельфа.

Таким образом, осадконакопление на шельфе северо-восточной части Черного моря происходит под воздействием целого ряда пассивных (рельеф коренного ложа, современный рельеф, источники питания) и активных (течения, поверхностные и внутренние волны,

Рис. 4. Геоморфологическая схема шельфа северо-восточной части Черного моря

I — внутренняя (прибрежная) зона шельфа: 1 — зона абразии, 2 — бег, 3 — террасированный склон, 4 — подводные оползни, 5 — зоны аккумуляции, 6 — подводные валы в прибрежной зоне. *II* — центральная зона шельфа: 7 — поверхности аккумулятивного выравнивания (ровная или слабо волнистая), 8 — поверхности аккумулятивного выравнивания, осложненные валобразными поднятиями. *III* — внешняя зона шельфа: 9 — наклонная поверхность зоны перегиба с внешним валом, четко выраженной бровкой, 10 — наклонная поверхность зоны перегиба с внешним валом, 11 — депрессия внешней зоны, 12 — абразионный участок берега, 13 — аккумулятивный участок берега

Таблица 3

Морфометрические характеристики шельфа северо-восточной части

Разрез	Прибрежная зона				
	глубина на границах, м	ширина, км	уклон дна, tg α	характеристика осадка	
				\bar{d} мм	D
VII	0-25	10,2	0,002	0,77	1,98
VI	0-25	1,8	0,014	0,21	0,71
V	0-32	0,8	0,04	3,51	16,07
IV	0-35	1,4	0,025	1,43-0,50	1,43-5,16
III	0-30	1,0	0,03	Коренные	породы
II	0-12	0,3	0,04*	0,68	4,03
I	0-30	1,0	0,03	1,01	3,69

* Учитывается прибрежная зона только в пределах самой бухты.

** Начало центральной зоны принято считать от входных мысов бухты (гл. 25 м).

Таблица 3 (окончание)

Разрез	Внешняя зона				
	глубина на границах, м	ширина, км	уклон дна, tg α	характеристика осадка	
				\bar{d} мм	D
VII	100-135	6,5	0,005	0,04	0,0
VI	87-100	2,8	0,005	0,02	0,0
V	90-105	2,2	0,006	0,07	0,09
IV	58-108	1,2	0,004	0,40-1,12	1,04-4,47
III	52-70	1,0	0,02	0,11	0,12
II	60-100	1,0	0,04	0,02	0,0
I	43-75	0,6	0,05	0,17	0,73

золовый и гравитационный перенос, биотурбация) факторов. Влияние этих факторов в различных частях шельфа неодинаково, что вызывает неоднозначность хода осадконакопления, его скорости, характера процессов дифференциации материала.

По характеру действующих экзогенных факторов, литодинамическим процессам, рельефу и осадкам на шельфе северо-восточного участка Черного моря четко выделяются три зоны: внутренняя

Центральная зона				
глубина на границах, м	ширина, км	уклон дна, $tg \alpha$	характеристика осадка	
			\bar{d} мм	D
25-100	23,3	0,003	0,19-0,05	0,59-0,05
25-87	14,9	0,003	0,02	0,0
32-90	7,3	0,08	0,16-0,03	0,68-0,03
35-58	5,1	0,004	0,32-0,12	1,31-0,20
30-52	4,2	0,003	0,03	0,01
25-60	4,2	0,008**	0,02	0,0
30-43	2,6	0,05	0,13	0,53

Общая ширина шельфа, км	Верхняя часть континентального склона			
	глубина на границах, м	уклон дна, $tg \alpha$	характеристика осадка	
			\bar{d} мм	D
40	135-330	0,134		
19,5	100-205	0,086	0,02	0,0
10,3	105-150	0,153		
7,7	108-230	0,252	1,68	2,14
6,2	70-110	0,216	0,82	5,21
8,6	100-230	0,113	0,02	0,0
4,2	75-150	0,239	0,03	0,07

(прибрежная), центральная и внешняя (рис. 4). В табл. 3 приведены основные морфометрические характеристики этих зон шельфа, показывающие, что наряду с наиболее общими признаками, выраженными для района в целом, тому или иному участку присущи свои характерные особенности. Границы между указанными зонами условны в зависимости от морфологии дна, действующих экзогенных факторов и литологических особенностей осадков.

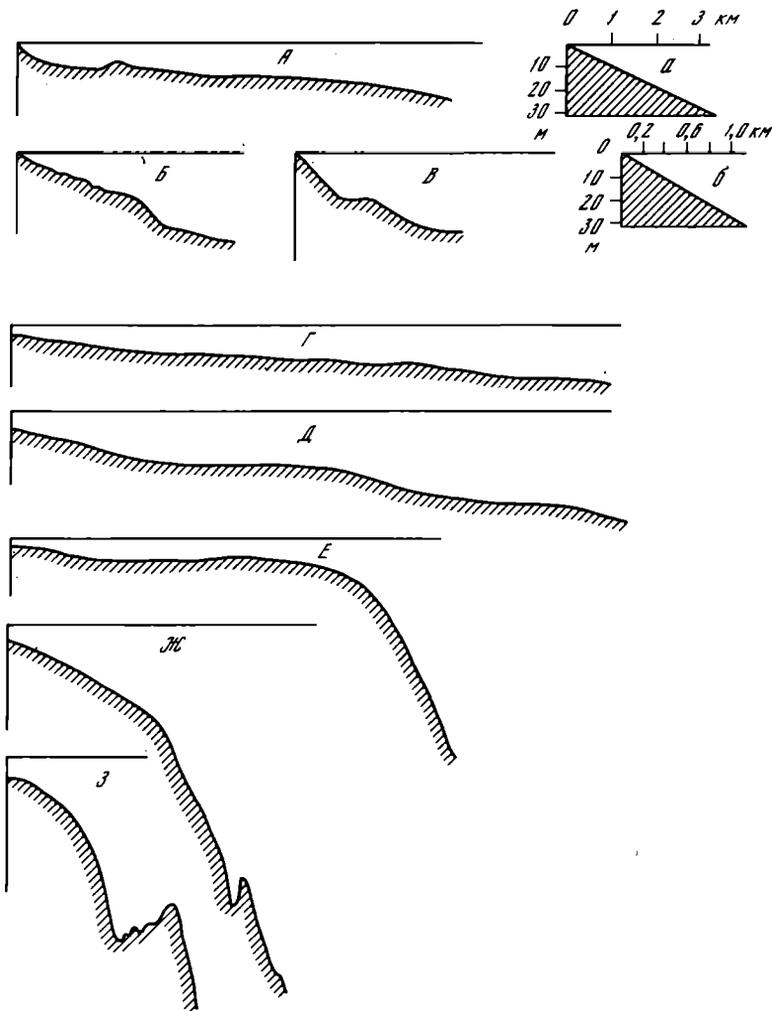


Рис. 5. Профили подводного склона

A – строение прибрежной зоны на аккумулятивном участке, *Б* и *В* – строение прибрежной зоны на абразионном участке, *Г* и *Д* – строение центральной зоны шельфа в районе аккумулятивного и абразионного участка, *Е* – строение внешней зоны шельфа и верхней части континентального склона на аккумулятивном участке, *Ж* и *З* – строение внешней зоны шельфа и верхней части континентального склона на абразионном участке; *a* – соотношение масштабов на рис. 5, *A*, *б* – соотношение масштабов на рис. 5, *Б–З*

Внутренняя зона шельфа (прибрежная зона) охватывает участок дна от уреза до глубин 25–30 м. Ее нижняя граница совпадает с границей береговой зоны, и по существу определение "внутренняя зона шельфа" является синонимом береговой зоны. Применение этого понятия оправданно и удобно в случае, если идет анализ всей поверхности шельфа, как это имеет место в настоящей статье.

Как указывалось выше, эта часть шельфа достаточно хорошо изучена ранее В.П. Зенковичем [1958], Е.Н. Невеским [1967], В.В. Лонгиновым [1955], Н.А. Айбулатовым [1966, 1978]. Из материалов опубликованных работ очевидно, что шельф Черного моря на участке Керченский пролив – м. Идокопас окаймлен в основном абразионными берегами, большая часть которых сложена верхнемеловым флишем. Единственная крупная аккумулятивная форма региона, сложенная песчано-ракушечным материалом, расположена на северо-западе и носит название Анапской пересыпи. Ее протяженность достигает 45 км. По уклону дна, осадкам, современным литодинамическим процессам и осадконакоплению внутреннюю зону шельфа, как, впрочем, и весь шельф исследуемого региона, можно разделить на два района: северо-западный и юго-восточный. Первый (от Керченского пролива до м. Анапский) отличается мелководьем. В береговой зоне шириной 0,5 км дно осложнено подводными песчаными валами, мористее – валообразными плоскими поднятиями (рис. 5,А) [Егоров, 1951; Невеский, 1967]. Иногда полого падающая в сторону моря поверхность осложнена выходами коренных пород, образующими банки (например банка Марии Магдалины и др.).

В поверхностном слое осадков верхней части шельфа этого района, детально изученного Е.Н. Невеским [1967], представлен практически весь спектр фракций с преобладающей ролью мелкочесчаной и песчано-алевритовой с большим количеством целой и битой ракуши. Содержание пелитовой фракции обычно не превышает 10–14%. Максимальные величины средневзвешенного диаметра d в пробе в верхней части Анапского мелководья составляют 0,8 мм. Коэффициент дисперсии D , характеризующий сортировку материала [Руководство..., 1976], изменяется от 1 до 2.

Минералогический состав поверхностных осадков береговой зоны Анапского мелководья довольно однообразен. Это в основном кварцевые пески. Тяжелая подфракция в крупном алеврите содержится в количестве 1–3% (рис. 6,Б). При этом черные рудные и гранат присутствуют в количестве от 1 до 5%, эпидот – от 10 до 20% и более, роговая обманка – от 10 до 20%.

Рис. 6. Распределение тяжелой подфракции и отдельных минералов во фракции 0,1–0,05 мм в поверхностном слое осадка

А – расположение точек взятия проб, Б – тяжелая подфракция, В – черные рудные, Г – гранат, Д – эпидот, Е – роговая обманка, Ж – гидроксилы железа, З – пирит-марказит диагенетический

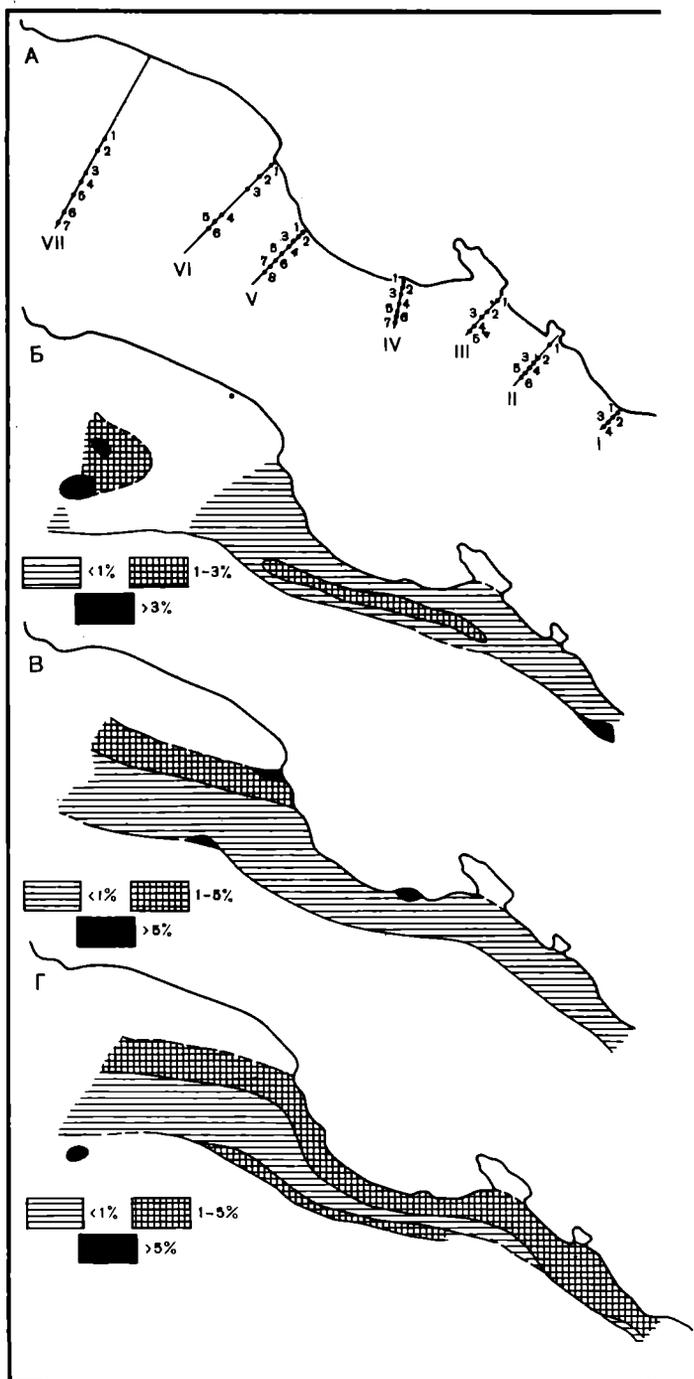
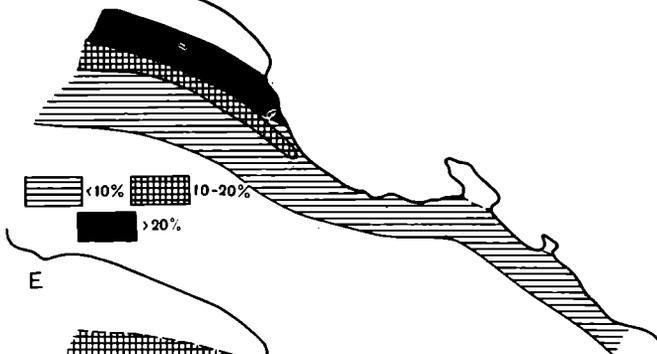
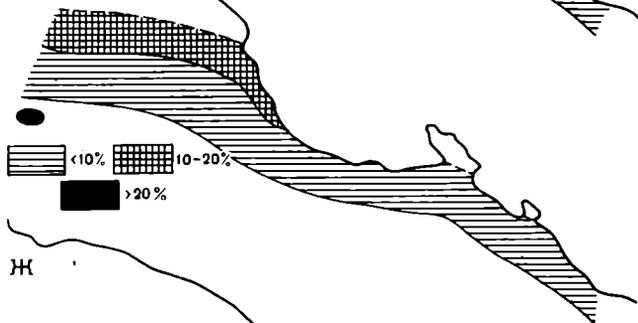


Рис. 6

Д



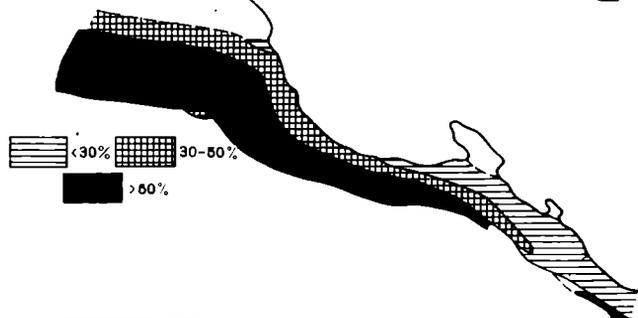
Е



Ж



З



Многолетние литодинамические полигонные исследования, проведенные рядом исследователей на Анапском мелководье [Егоров, 1951; Айбулатов, 1966, 1978], показывают, что система аккумулятивных форм, а также подводный береговой склон в настоящее время находятся в относительно стабильном состоянии. Об этом свидетельствуют многочисленные повторные промеры (за 20 лет), повторное бурение на фиксированных профилях, непосредственные определения объемов миграций песчаных наносов вдоль берега и т.д. В зоне 0–25 м происходят вдольбереговые и поперечные миграции мелкозернистых наносов, носящих, как правило, обратный характер. Такой же характер изменений носит и рельеф дна. Одна из основных причин такого положения – нормальное к берегу направление энергетической равнодействующей в этом районе, а также некоторая изолированность Анапской дуги, вдоль которой мигрирует по существу почти один и тот же объем материала.

С точки зрения роли внутренней зоны в осадконакоплении в остальных зонах шельфа северо-западного участка надо сказать, что в результате истирания ракушечного материала в приурезовой полосе¹ образующийся алеврит и пелит выносятся во время волнения к нижней границе береговой зоны и далее оседают, а частично и под воздействием локальных вихрей могут выноситься за пределы шельфа. К этой доле осадков добавляется эоловый материал, его самая тонкая часть.

В связи с тем что в верхней части шельфа основным контролирующим фактором дифференциации осадков являются волны и сопутствующие им течения, картина распределения материала по крупности по профилю на Анапском мелководье в целом носит нормальный характер. Осложняют картину ракушечные поля, встречающиеся в нижней части береговой зоны, прикрытые маломощным слоем тонкого материала, что, видимо, связано с достаточно активной гидродинамической обстановкой, о чем свидетельствует присутствие в поверхностных пробах обломков ракушки разной размерности, ракушечного песка и величин d и D , которые равны здесь соответственно 0,21 мм и 0,71.

Юго-восточный участок внутренней зоны шельфа (м. Анапский – м. Идокопас), окаймленный флишевым берегом, резко отличается от предыдущего. Здесь происходит сужение рассматриваемой зоны и увеличение уклонов дна (см. табл. 3), обусловленное геологическими особенностями строения прилегающей суши и современными литодинамическими процессами. В связи с выдвиганием участка в сторону моря (п-ов Абрау и другие участки) он становится более подверженным воздействию волн всех направлений. Величина энергетической равнодействующей здесь в 4,4 раза больше, чем на Анапском мелководье. Нижняя граница береговой зоны отодвигается здесь на глубину 30–35 м [Айбулатов, 1978].

¹ Истирание ракушечного материала в приурезовой полосе на косах Азовского моря за год может достигать 20% (личное сообщение В.А. Мамыкиной, РГУ).

Подводный береговой склон в верхней части представляет собой, как правило, грядовый бенч, описанный В.В. Лонгиновым [1955]. Выходы коренных пород здесь встречаются до глубины 25 м. Эту типичную морфологическую картину иногда нарушают довольно ровные поля, сложенные песчаным и ракушечным материалом, приуроченным к преимущественно бухтам. Местами на глубинах 10, 12, 15–20 м прослеживаются террасовые ступени при ширине уровневых поверхностей от 100 до 300 м (см. рис. 5,Б).

Осадки, слагающие внутреннюю зону шельфа юго-восточного участка, представлены от крупных глыб обвального-оползневоего генезиса (п-ов Абрау) до алевролита. Прибойная зона сложена валунно-галечным материалом, состоящим из фишевых пород. Далее в сторону моря идет бенч, почти лишенный рыхлых осадков, после чего начинается поле крупно- и среднезернистых песков. На глубинах 20–30 м заметно увеличение крупного ракушечного материала с признаками заиления в сторону моря. В связи с этим увеличивается средняя крупность осадка ($\bar{d} = 2,50$ мм) и ухудшение его сортировки ($D = 5,16$). Эти же характеристики на глубине 10–15 м (где есть осадки) равны соответственно $\bar{d} = 1,43$ мм и $D = 1,43$, здесь целые створки раковин встречаются только в виде отдельных экземпляров. Возрастание количества целых раковин на этих глубинах свидетельствует о снижении здесь силы непосредственно волнового воздействия и об условиях, способствующих развитию биоценозов.

У основания наиболее крутых участков подводного берегового склона, на глубине около 25 м (на южной границе региона) можно встретить валобразные формы рельефа, сложенные ракушей и ракушечным детритом с включением гальки, прикрытые сверху небольшим слоем илистого алевролита (см. рис. 5,Б). Надо сказать, что зона глубин 25–30 м в этом районе довольно активна в литодинамическом отношении. Подводные исследования, выполненные с помощью аппаратов "Пайсис" и "Аргус", показали, что поверхность шельфа в зоне данных глубин покрыта песчаными волнами высотой до 0,5 м [Айбулатов, 1978]. Эта зона существования сильных (до 1,0 м/сек) вдольбереговых течений. Такие полосы с более грубым материалом известны и на других участках Черного моря. Встречены они и на Балтийском море. Важно, что этот материал не принимает существенного участия в пляжевых процессах.

Минеральный комплекс здесь довольно сложен и обнаруживает изменения на протяжении участка [Невесский, 1954]. Выполненный нами анализ тяжелой подфракции в крупном алевролите (см. рис. 6,Б) показал, что ее содержание уменьшается по сравнению с первым участком, как уменьшается и содержание выделенных в ней минералов. Так, черные рудные встречены в количестве менее 1% с небольшим очагом их повышенного содержания (1–5% и более) в прибрежной зоне, где на малых глубинах рыхлый материал отличается довольно хорошей сортировкой. В количестве менее 10% местами представлены эпидот и роговая обманка. В одинаковом ко-

личестве (1–5%) по всему участку прослеживается лишь гранат (см. рис. 6, В–3).

Литодинамические процессы внутренней зоны шельфа этого района характеризуются преобладанием абразии, сопровождающейся необратимым выносом ее продуктов (тонких частиц) на большие глубины. Вынос тонкого материала на шельф и далее за его пределы осуществляется, как было видно из рассмотрения экзогенных факторов, разрывными течениями, локальными вихрями и оттоком поверхностных вод при континентальных ветрах. Вынос в море наносов волнового поля носит, как известно [Зенкович, 1962], обратимый характер.

Существование плоских суспензионных потоков малой плотности [Лонгинов, 1973], способных выносить тонкий обломочный материал из зоны прибоя, вряд ли возможно на большом протяжении вдоль изобаты, так как причиной их возникновения в верхней части шельфа являются разрывные течения и речной сток, которые имеют локальный характер. Представляется, что разрывные течения, вихревые движения, вызывающие поперечную циркуляцию воды на шельфе, континентальные ветры – достаточно мощные факторы выноса материала на шельф. Ежегодный вынос на участке только тонкого материала на шельф объемом минимум около 140 тыс. тонн (100 тыс. т – сток рек, 40 тыс. т – за счет истирания пород) осуществляют вышеназванные факторы, хотя механизм этого процесса различен.

Вдольбереговое перемещение наносов волнового поля на всем участке исследования носит локальный характер. Потоков наносов вдоль берега большой протяженности здесь нет [Зенкович, 1956]. Причиной этого является приглубость подводного берегового склона, осложненного нагромождениями обвальнo-оползневых масс (например на п-ове Абрау), отсутствие значительных количеств обломочного материала, его сильное истирание (до 5% в год), заметная расчлененность береговой линии. Существует лишь поток взвешенного вещества, направленный на северо-запад бассейна, однако в осадконакоплении во внутренней зоне шельфа он принимает незначительное участие (см. статью Н.А. Айбулатова и др. в этом сборнике).

Морфодинамические исследования на юго-восточном участке на глубинах до 30 м, т.е. по всему протяжении береговой зоны, показали, что знакопеременные процессы происходят на глубинах до 10–12 м в течение довольно длительного срока наблюдений (1968–1972 гг.) [Айбулатов, 1972]. Подводный склон ниже 10–12 м в период этих же сроков наблюдений отличался стабильным процессом аккумуляции, который уменьшался в сторону моря. На глубине 31 м, хотя однонаправленного процесса аккумуляции и не отмечено, все же преобладающим процессом оказался также аккумулятивный ($2,8 \text{ м}^3$ на 400 м^2 за одно волнение штормовой силы при $h = 3,0 \text{ м}$) [Айбулатов, 1978].

Из приведенной характеристики внутренней зоны шельфа очевидна роль ее в общей литодинамике шельфа как питающей области и как фильтра для материала, поступающего в бассейн с континента. Этот

фильтр пропускает в сторону центральной и внешней зон шельфа лишь алевритовый и пелитовый материал, остальная часть гранулометрического спектра осадков остается в зоне глубин 0–30 м, принимая участие во внутренних миграциях во всех направлениях как вдоль изобат, так и поперек их, претерпевая при этом интенсивную дифференциацию. Совершенно прав Д. Свифт, определяя шельф "как динамическую систему, которая контролируется притоком осадков через береговую зону и притоком энергии через водную толщу ко дну" [Swift, 1974, стр. 117].

Центральная зона шельфа представляет собой в целом слабонаклонную монотонную поверхность. Возрастание уклонов и уменьшение ширины происходит в направлении с северо-запада на юго-восток (см. табл. 3). В том же направлении изменяется и глубина на внешней границе зоны. Если на северо-западном участке ее можно провести по изобате 100 м, то на юго-востоке – всего лишь около 65–45 м.

Рельеф центральной зоны шельфа или спокойный, лишенный каких-либо выраженных мезоформ, или с очень слабо выраженной волнистостью (см. рис. 5, Г). В некоторых случаях поверхность дна осложнена пологими валобразными формами (на глубинах 43–45, 55, 65 и 80 м) с относительной высотой до 5 м, шириной до 1 км и разделяющими их понижениями (см. рис. 5, Д). Местами сильно распластанные положительные формы рельефа представляют, скорее, наклонные, расположенные на разных уровнях поверхности. Аналогичные формы рельефа встречены и на болгарском шельфе Черного моря, которые также приурочены к центральной части этой зоны [Ионин и др., 1979]. Кроме того, в рельефе центральной зоны иногда выражены небольшие по высоте перегибы дна, имеющие вид уступов. Чаще всего террасовидные площадки встречаются на глубинах 35–40–45 м, около 60, 78 и 88 м, из которых наиболее распространена терраса 35–40 м. Интересно, что абсолютные отметки 35–40 м соответствуют Босфорскому порогу [Невеский и др., 1978].

С помощью непрерывного сейсмопрофилирования на участке м. Идокопас – м. Бол. Утриш установлено, что поверхность коренных пород также террасирована и террасовидные уровни отмечаются на глубинах 35–40 м и 60–65 м (соответственно разрез 2 и разрез 2 и 4 на рис. 2).

Как валобразные формы рельефа, так и террасовидные площадки в центральной зоне шельфа являются, очевидно, продуктом абразионно-аккумулятивной волновой деятельности в процессе голоценовой трансгрессии.

Поверхностный слой осадков центральной зоны шельфа представлен алевритово-пелитовым материалом, как правило, с примесью раковин моллюсков. Уменьшение гранулометрического состава осадков и улучшение их сортировки при переходе от внутренней зоны шельфа к центральной, т.е. на глубинах порядка 30–35 м, происходит скачкообразно. Такое резкое увеличение тонкого материала на указанных глубинах отмечается и на других участках кавказского шельфа Черного моря [Барковская, 1961].

В составе осадка преобладающая роль принадлежит пелитовой фракции. Наибольшее ее количество отмечается в осадках центральной части шельфа на северо-западном участке района, где содержание фракции достигает 78%. В юго-восточном направлении происходит уменьшение содержания пелитовой фракции: вначале до 50–60%, а на границе региона ее количество составляет около 35%. Мелкоалевритовой фракции здесь порядка 30%, а крупноалевритовой – 10–20%. Песчаная фракция глубже 35 м практически не встречается.

Ухудшение сортировки на отдельных участках (например на северо-западном, на глубинах 50 и 90 м) на фоне в целом хорошо сортированного материала связано с появлением довольно большого количества ракушки. Величина D на указанных глубинах равна соответственно 0,59 и 0,28 при \bar{d} , равном 0,19 и 0,13 мм.

Содержание тяжелой подфракции в крупном алеврите повсеместно не превышает одного процента (см. рис. 6,Б). При этом терригенные породообразующие минералы встречаются в небольших количествах и распределены равномерно вдоль всего рассматриваемого района: черные рудные, эпидот и роговая обманка – менее 10%. Некоторые различия наблюдаются лишь в содержании граната: в районе Анапской дуги его количество минимально (менее одного процента), к юго-востоку содержание его увеличивается до 5% (см. рис. 6, В-3).

Как видно из анализа действующих в центральной зоне шельфа экзогенных факторов, литодинамические процессы здесь в значительной степени обусловлены ветровыми течениями, локальными вихрями, экстремальными волнениями, внутренними волнами и процессами биотурбации. Приведенные выше характеристики этих факторов свидетельствуют о существовании в центральной части шельфа определенных режимных условий, способствующих как переработке некоторого поверхностного слоя осадков, так и их перемещению по дну и во взвеси. Однако интенсивность этих процессов по сравнению с внутренней зоной шельфа намного меньше. Если во взвешенном состоянии здесь переносится достаточно большое количество материала (см. статью Н.А. Айбулатова и др. в этом сборнике), то признаков донного перемещения осадков здесь нет. По результатам исследований во время подводных погружений на глубоководных аппаратах и по материалам дистанционного подводного фотографирования установкой ПФ-72 поверхность дна центральной зоны шельфа ровная, лишенная каких-либо микроформ рельефа. Верхние 10–20 см осадка представлены разжиженным илом, окрашенным в светло-коричневый цвет с желтоватым оттенком, с высокой естественной влажностью и большим количеством органического вещества. Такое состояние осадочного материала свидетельствует, на наш взгляд, о преобладающем аккумулятивном процессе в данной зоне шельфа, т.е. о процессах выпадения взвеси из толщи воды.

Согласно лабораторным работам К. Миньо с соавторами [Migniot C. et. al., 1968] для взвешивания ила с концентрацией 500г/л (160% воды) требуется средняя скорость течения около 1,2 м/сек.

Такие придонные скорости в центральной зоне шельфа вряд ли возможны. Одновременное действие течений с волнением способно нарушить поверхность ила, взмутить его и насытить толщу водного потока [Медведев, 1964]. Подобные ситуации в центральной зоне имеют редкую повторяемость. В связи с этим следует считать, что преобладающий перенос осадочного материала в этой зоне совершается в виде взвеси. Так как результирующее направление течений в районе направлено к северо-западу, то и поток взвеси имеет такое же направление. На Анапском мелководье происходит некоторое затухание скоростей течений (растекание струи), уменьшение величины энергетической равнодействующей волнения и выпадение пелитового материала. Его переработка и дифференциация здесь медленнее, чем поступление со стороны суши и вдоль изобат.

Значительные поперечные миграции осадков в центральной зоне шельфа в течение всего голоцена, по-видимому, отсутствовали из-за вогнутости ложа коренных пород, образующих своеобразную ловушку для осадков. В настоящее время такое явление также допустимо, так как внешняя зона шельфа в некоторых местах несколько приподнята и один из ее склонов направлен в сторону суши. Планиция поверхности шельфа исследованного района на некоторых участках еще не завершена.

Об определенном снижении роли экзогенных факторов в центральной зоне в северо-западном направлении свидетельствует и распределение тяжелых минералов в поверхностном слое осадка, что отмечалось выше: уменьшение содержания граната на юго-восточном участке. Следует отметить также присутствие здесь пирита-марказита, особенно повышенные количества которого характерны для пониженных участков дна.

Наиболее интенсивный вынос осадочного материала в сторону внешней зоны шельфа и далее на континентальный склон происходит, очевидно, в случае пологого перегиба шельфа.

Внешняя зона шельфа на протяжении исследуемого района¹ имеет различное морфологическое строение. Выражено по крайней мере три типа внешнего края шельфа (см. рис. 5, Е, Ж, 3): край шельфа, осложненный валообразным поднятием (краевым валом), с террасовидным уступом перед континентальным склоном и, наконец, край шельфа с плавным переходом от центральной зоны к континентальному склону. В последнем случае бывает трудно провести четкую границу между шельфом и континентальным склоном. Такое морфологическое разнообразие внешней зоны шельфа связано чаще всего с рельефом коренного ложа, так как мощность рыхлых отложений на шельфе северо-восточной части Черного моря невелика.

Ширина внешней зоны шельфа постепенно увеличивается с юго-востока на северо-запад, от 0,6–1,0 до 6,5 км, тогда как уклоны

¹ В литературе внешнюю зону шельфа называют внешним краем, шельфовым перегибом, периферийной частью. Если эта зона сильно расчленена и включает глубины, значительно отличающиеся от типичных для шельфа, то к ней применим термин "бордерленд".

дна, наоборот, уменьшаются; глубина на бровке шельфа на юго-востоке около 75 м, на северо-западе – 105–135 м (табл. 3).

Внешняя зона шельфа, осложненная краевым валом, в одних случаях обязана своим морфологическим обликом выходам коренных пород, в других – положительным формам ложа коренных пород, погребенных под небольшим слоем рыхлых отложений. Вероятен и другой случай: краевой вал – древнее аккумулятивное образование типа бара или пересыпи. В исследуемом районе наиболее часто встречающиеся краевые валы можно объяснить первыми двумя причинами. Относительное превышение краевого вала над депрессией, разделяющей центральную и внешнюю зоны шельфа, 3–5 м, ширина вала от 0,3 до 2,5 км.

Можно встретить внешнюю зону шельфа с террасовидным уступом перед началом континентального склона. Высота уступа 10–12 м, крутизна 70° . Склон уступа интенсивно расчленен У-образными желобами, направленными в сторону основного уклона. Ниже обрыва обычно располагается довольно ровная площадка с незначительным наклоном в сторону моря. На площадке, как правило, распространены отдельные глыбы коренных пород или комья плотного ила, представляющие собой обвальные формы рельефа [Айбулатов и др., 1978]. Такой морфологический облик внешней зоны шельфа распространен на многих участках шельфа района.

И, наконец, последний выделенный морфологический тип внешней зоны шельфа характеризуется довольно выпуклой поверхностью дна, плавно переходящей в континентальный склон, уклоны дна на участке перегиба шельфа 0,025 (см. рис. 5,3). Такие переходы шельфа к континентальному склону в исследуемом районе нередки.

Поверхностный слой осадков в основном представлен алевритово-пелитовым материалом. На участках выходов коренных пород заметно увеличение детрита и ухудшение сортировки; на профилях, где фиксируется террасовидный уступ, заметно увеличение алевритового материала. Так, например, в северо-западной части района алевритового материала оказалось около 57%, пелита – всего 40%, фракция песка – 0,1–0,25 мм – 3%. В центральной зоне шельфа на этом же участке эти величины равны соответственно 15,26, 76,77 и 0,79%. В целом на большинстве профилей содержание пелитовой фракции в осадках внешней зоны шельфа составляет около 60%; сортировка материала довольно хорошая ($D = 0,05$) при \bar{d} , равном 0,01–0,07 мм. Ухудшение сортировки на некоторых участках связано с наличием большого количества раковин, их обломков и детрита.

Надо сказать, что погрубение материала у бровки шельфа, являющееся обычно общей тенденцией осадконакопления на многих шельфах Мирового океана, в нашем районе хотя и отмечается, но не повсеместно. Эта тенденция совсем не наблюдается на шельфе северо-западной части Черного моря [Щербаков и др., 1978] и, наоборот, хорошо выражена на шельфе НРБ [Димитров, 1979].

Своеобразный режим осадконакопления в пределах внешней зоны шельфа – один из нерешенных еще вопросов, хотя и имеет доволь-

но обширную литературу [Линдберг, 1946, 1950; Шепард, 1951; Гершанович, 1958, 1962; Маев, 1961; Лисытин, 1966; Маев, Порохов, 1972; Димитров, 1979; и др.]. Внешние области шельфов, непокрытые осадками или сложенные более грубым и слабо сортированным материалом, могут представлять собой зоны, откуда тонкие фракции осадка вследствие возрастания гидродинамической активности постоянно сносятся. Кроме того, отмечаемая на краю шельфа плохая сортировка материала может быть еще объяснена и тем, что он обладает литологическими особенностями, отражающими его генезис, т.е. формирование осадка могло происходить как на современном, так и на древнем этапе осадконакопления [Shelf, 1972].

Из гидрогенных факторов осадконакопления внешней зоны шельфа указанные авторы отмечают приливные течения, океанические течения и циркуляционные токи, обусловленные процессами перемешивания вод в зоне материкового склона и т.д. В наших условиях в рассматриваемой части шельфа основными гидрогенными факторами осадконакопления следует считать течения открытого моря, местные циркуляции вод со значительными скоростями течений в придонном слое, обусловленные наличием резкого перегиба дна, внутренние волны, локальные вихри. Кроме того, на краю шельфа существенную роль начинают играть гравитационные процессы.

По сравнению с центральной в этой зоне шельфа гидродинамическая активность вод более высокая. Именно благодаря этому здесь улучшается сортировка материала по удельному весу. Так, на северо-западе района на глубине 125 м, где на внешней части шельфа выражен террасовый уступ, в поверхностном слое осадка обнаружены сравнительно повышенные содержания таких минералов, как эпидот, черные рудные, гранат и др. Правда, эти осадки могут быть палимсестовыми, однако резкое уменьшение здесь диагенетического пирита-марказита является дополнительным доказательством повышенной активности водной среды. На внутреннем (бережном) склоне краевого вала в пологой депрессии, выполненной более тонкими осадками, отмечается большое количество пирита-марказита в мелком алевролите, что свидетельствует о спокойных гидродинамических условиях в этих отрицательных формах рельефа. Аналогичная картина отмечается и на шельфе НРБ [Димитров, 1979].

Верхняя часть континентального склона характеризуется большими уклонами и преимущественно сложным рельефом дна (см. рис. 5, Ж, 3). В данной статье мы коснемся строения рельефа и осадков той части склона, которая в определенной степени проясняет условия процессов осадконакопления на внешнем краю шельфа и влияет на них (до глубин 250–500 м). На эхограммах можно видеть, что отдельные участки континентального склона в полосе указанных глубин отличаются один от другого по морфологическому облику. В.П. Гончаров и др. [1972] выделяют не менее трех типов склонов. В нашем районе можно встретить склоны со спокойными, сглаженными формами рельефа (на северо-западном участке) и разнородные склоны, имеющие наряду со сложными и крутыми участками ступени и поверхности выравнивания.

Чрезвычайно важной отличительной чертой континентальных склонов исследуемого района является большая крутизна их верхней части. Средняя крутизна здесь составляет 15–17°, местами превышающая 30°, а на некоторых участках – до 90°. Нередко, особенно на юго-восточном участке, верхняя часть склона осложнена формами рельефа, имеющими наклон поверхности в сторону суши; встречаются кекуры. Их происхождение, по-видимому, связано с развитием обвально-оползневых процессов на склонах (см. рис. 5, Ж, 3)

Один из участков континентального склона в районе Геленджика удалось осмотреть из обитаемого подводного аппарата [Айбулатов и др., 1979]. На основании нескольких погружений до глубины 580 м получена картина морфологического и геологического строения склона в районе. Наиболее характерной чертой склона в этом районе можно назвать его ступенчатость. В диапазоне глубин 100–512 м было пересечено 10 крутых (около 60–90°) обрывов, имеющих простирание почти с запада на восток, т.е. в целом повторяющих генеральное направление континентального склона в данном районе. Стенки обрывов ровные и при опробовании оказались довольно мягкие. Редко в обрывах можно встретить выходы пластов прочных пород, отходящих от стенки на 0,5–1,0 м. На каждой площадке перед обрывом отмечается навал хаотично разбросанных кусков коренных пород и плотных илов. Ступенчатость – видимо, характерная черта крутых подводных склонов вообще. Этот важный элемент крупномасштабного расчленения склонов повсеместно отмечается на Кавказском шельфе Черного моря [Зенкович, 1978], зафиксирован он и при подводных исследованиях на Байкале.

Косвенные данные по склоновой литодинамике свидетельствуют о том, что континентальный склон северо-восточной части Черного моря в диапазоне исследованных нами глубин (60–600 м) в целом является зоной транзита илистого материала, поступающего сюда от берега и с поверхности шельфа. Об этом свидетельствуют различные эрозионные мезоформы рельефа, многочисленные обнажения коренных пород (палеоцен-эоцен), резкие формы рельефа, незавуалированные осадками. Основной фактор литодинамических процессов на склоне – гравитационный. Факт нахождения илистых осадков в верхней части склонов, У-образные желоба стока, прорезающие склон, свидетельствуют не только об оседании здесь части взвеси, но и о том, что донный перенос илистого материала с шельфа на склон носит, по-видимому, прерывистый характер. На бровке шельфа происходит накопление поступающего с шельфа материала; по мере накопления рыхлых осадков они переходят в метастабильное состояние и под воздействием собственного веса или сейсмических толчков, которые в данном районе нередки, происходит их смещение вниз по склону. Этот процесс происходит в виде мутьевых потоков, в форме оползня-обвала, в виде потоков стекающего ила или в виде языков взвеси повышенной концентрации.

Возможно, результатом обвально-осыпных явлений объясняется присутствие на глубине 200 м поля ракушечников, представленно-

го раковинами моллюсков смешанного состава, т.е., с одной стороны, здесь масса раковин осадков джеметинского возраста (*Modiolus phaseulinus*, *Abra alba*, *Parvicardium exiguum*, *Mytilus galloprovincialis*), с другой – масса переотложенных раковин из новоэвксинских отложений (*Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis*, *Turricaspiacaspia*).

ВЫВОДЫ

1. На основании данных по морфологии, литологии и анализа действующих экзогенных факторов на поверхности шельфа северо-восточной части Черного моря выделяются внутренняя (прибрежная), центральная и внешняя зоны. Их ширина, гипсометрическое положение и уклоны дна неодинаковы и изменяются в направлении с северо-запада на юго-восток: происходит их сужение, повышение отметок дна и возрастание уклонов в каждой выделенной зоне. Последнее связано с геологическим строением района.

2. Осадконакопление на шельфе северо-восточной части Черного моря происходит под воздействием целого ряда пассивных (рельеф коренного ложа, современный рельеф, источники питания) и активных (течения, поверхностные и внутренние волны, эоловые и гравитационные процессы, биотурбация) факторов. Влияние этих факторов в различных зонах шельфа неодинаково, что вызывает неоднозначность хода процесса осадконакопления, его скорости, характера процесса дифференциации материала.

3. Осадконакопление в верхней части шельфа, отличающейся большими уклонами, обусловлено волновыми процессами и сопутствующими им течениями, вследствие чего картина распределения обломочного материала по профилю носит нормальный характер. Осложняют картину ракушечные поля, находящиеся в нижней части береговой зоны. Внутренняя зона шельфа служит питающей областью для остальной части шельфа и является фильтром для материала, поступающего в бассейн с континента.

4. Центральная зона шельфа характеризуется преобладанием аккумулятивного процесса, имеющего унаследованный характер. Литодинамические процессы в этой части шельфа контролируются различного рода течениями, экстремальными волнениями и внутренними волнами и по сравнению с другими частями шельфа более ослаблены. Преобладающий процесс – перенос и осаждение твердого вещества во взвеси, вследствие чего в этой части шельфа происходит резкое уменьшение крупности и улучшение сортировки осадочного материала.

5. Внешняя зона шельфа может быть осложнена краевым валом, террасовидным уступом перед склоном или представлять собой плавный переход от центральной части шельфа к континентальному склону. Такое морфологическое разнообразие внешней зоны шельфа района связано с рельефом коренного ложа. Поверхностный слой осадков в основном представлен алевритово-пелитовым материалом. Характерное для многих шельфов Мирового океана поглубение осадков на краю этой зоны также отмечается, но не повсеместно. По

сравнению с центральной зоной шельфа гидродинамическая активность водных масс здесь выше и связана с течениями открытого моря, местными циркуляциями вод, обусловленными наличием перегиба дна, локальными вихрями, внутренними волнами. В этой зоне шельфа начинают свое развитие гравитационные процессы. Внешняя зона шельфа – зона транзита осадочного материала с шельфа на континентальный склон.

6. Отличительная черта континентального склона района исследований – большая крутизна его верхней части (при средней $15-17^{\circ}$ она часто превышает 30°). Склон носит ступенчатый характер, связанный с геологическим строением района и развитием обвально-оползневых процессов. Основной фактор, контролирующей литодинамические процессы на склоне, – гравитационный. Косвенные данные по склоновой литодинамике свидетельствуют о том, что континентальный склон в диапазоне глубин 100–600 м в целом является зоной транзита илистого материала, поступающего сюда с шельфа. Транзит осадочного материала по склону происходит в виде мутьевых потоков, в форме оползня-обвала, стекающего ила или в виде языков взвеси повышенной концентрации.

7. Шельф является питающей областью для всего бассейна в целом, однако он пропускает через свою поверхность лишь часть осадочного материала, который, по-видимому, становится избыточным для выработанного в течение длительного времени профиля дна.

8. Дальнейшие исследования условий осадконакопления на шельфе и литодинамических процессов должны идти по пути постановки многолетних полигонных экспериментальных подводных исследований в различных зонах шельфа с использованием обитаемых подводных аппаратов. Необходимо проведение лабораторных работ по динамике илов.

ЛИТЕРАТУРА

- Айбулатов Н.А. К вопросу о роли золотых процессов в динамике отмелего аккумулятивного берега. – Тр. ИОАН СССР, 1961, т. 48.
- Айбулатов Н.А. Исследование вдольберегового перемещения песчаных наносов в море. М.: Наука, 1966.
- Айбулатов Н.А. Новый метод исследования литодинамики шельфа: Докл. симпозиума по инженерно-геологическим условиям шельфовой зоны Черного моря (Батуми, 1971). Тбилиси, 1972.
- Айбулатов Н.А. Динамика внешней части береговой зоны в связи с процессами седиментогенеза на шельфе. – В кн.: Морфолитогенез и четвертичная история прибрежно-шельфовых зон. М.: Наука, 1978.
- Айбулатов Н.А., Шадрин И.Ф. Роль разрывных течений в перемещении песчаных наносов в береговой зоне. – Тр. ИОАН СССР, 1961, т. 53.
- Айбулатов Н.А., Бровко В.П., Гребцов Н.Н., Павлюченко Е.Е. Первые океанологические исследования из подводного аппарата "Аргус" на Черном море. – Океанология, 1978, т. 18, № 5.
- Айбулатов Н.А., Гребцов Н.Н., Павлюченко Е.Е. Геолого-геоморфологические наблюдения материкового склона северо-восточной части Черного моря из глубоководного аппарата "Аргус". – Океанология, 1979, т. 19, № 3.

- Барковская М.Г. Закономерности распределения донных осадков на шельфе советских берегов Черного моря. - Тр. ИОАН СССР, 1961, т. 53.
- Барковская М.Г. Основные закономерности распределения современных донных осадков на шельфе Черного моря. - В кн.: Проблемы геологии шельфа. М.: Наука, 1975.
- Волков П.А. Экспериментальное исследование механизма сортировки тяжелых минералов в береговой зоне моря. - В кн.: Геология россыпей. М.: Наука, 1965.
- Гершанович Д.Е. К характеристике грунтов Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей. - Информц. сб. ВНИРО, 1958, № 3.
- Гершанович Д.Е. Рельеф и современные осадки беринговоморского шельфа. - Тр. ВНИРО, 1962, т. 46.
- Гончаров В.П., Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.А. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М.: Наука, 1972.
- Девдариани А.С., Сперанский Н.С., Ищенко Л.В., Шувалов А.Р. - Отображение процессов механической дифференциации в гранулометрическом и минералогическом составе шельфовых отложений (Черное море и Бискайский залив). - Океанология, 1977, т. 17, № 4.
- Димитров П.С. Формирование осадков периферической области шельфа западной части Черного моря в четвертичное время: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1979.
- Егоров Е.Н. Наблюдения над динамикой подводных песчаных валов. - Тр. ИОАН СССР, 1951, т. 6.
- Егоров Е.Н. Роль золотых процессов в динамике отмелого аккумулятивного берега. - Тр. ИОАН СССР, 1953, № 7.
- Жданов А.М. Определение энергетической равнодействующей волнового режима. - Изв. АН СССР. География и геофизика, 1951, № 1.
- Захаров П.С. Пыльные бури. Л.: Гидрометеиздат, 1965.
- Зенкович В.П. Потоки наносов вдоль советских берегов Черного моря. - Тр. Союзморниипроекта ММФ, 1956, № 3.
- Зенкович В.П. Морфология и динамика советских берегов Черного моря. М.: Изд-во АН СССР, 1958, т. 1.
- Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Зенкович В.П. Некоторые формы мезорельефа материкового склона восточной части Черного моря. - Геоморфология, 1978, № 4.
- Ионин А.С., Маловицкий Я.П., Юркевич М.Г., Пърличев Д.Г., Кръстев Т.И. - Основные черты строения и развития шельфа западной части Черного моря. - Океанология, 1979, т. 19, № 3.
- Коновалова И.А. Некоторые особенности горизонтальной турбулентности в прибрежной зоне. - Тр. Гос. океаногр. ин-та, 1972, вып. 12.
- Коновалова И.Д., Лагутин А.М. Некоторые статистические характеристики прибрежных течений по результатам аэрофотосъемки. - Тр. Гос. океаногр. ин-та, 1968, вып. 95.
- Кормышев Н.С. Опыт синхронной съемки течений электромагнитными измерителями. - Метеорология и гидрология, 1961, № 8.
- Кривошея В.Г., Плахин Е., Савин М.Г. Временная изменчивость течений в верхнем слое Черного моря. - Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1979, т. 15, № 10.
- Линдберг В.А. Геоморфология дна окраинных морей восточной Азии и распространение пресноводных рыб. - Изв. ВГО, 1946, т. 78, № 3.
- Линдберг В.А. Недавние крупные колебания уровня океана и биогеография. - Землеведение. Нов. сер., 1950, т. 3.
- Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966.

- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978.
- Лонгинов В.В. Очерк морфологии береговой зоны северо-кавказского берега от мыса Дооб до мыса Идокопас. - Тр. ИОАН СССР, 1955, № 4.
- Лонгинов В.В. Очерки литодинамики океана. М.: Наука, 1973.
- Маев Е.Г. Мощности современных отложений и скорости осадкообразования в Южном Каспии. - Океанология, 1961, т. 1, № 4.
- Маев Е.Г., Поротов Г.К. О некоторых особенностях осадконакопления на внешнем крае шельфа: Комплексные исследования природы океана. М.: Изд-во МГУ, 1972, вып. 3.
- Матушевский Г.В. Наклоны взволнованной поверхности моря и их связь с орбитальными скоростями и другими характеристиками ветрового волнения. - Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1973, т. 9, № 8.
- Матушевский Г.В. О предельно возможных высотах ветровых волн в океанах и морях. - Метеорология и гидрология, 1979, № 11.
- Медведев В.С. Об изучении роли приливов в динамике береговой зоны. - Океанология, 1964, т. 4, № 2.
- Невесский Е.Н. Применение литологических методов при изучении динамики берегов. - Тр. ИОАН СССР, 1954, т. 10.
- Невесский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М.: Наука, 1967.
- Невесский Е.Н., Айбулатов Н.А., Авенариус И.Г. и др. Комплексная геолого-литодинамическая экспедиция на северо-восточном шельфе Черного моря (НИС "Прибой" и "Капитан Чумаков"). - Океанология, 1978, т. 18, № 4.
- Постнова Н.Д. Теоретическая схема установившейся дрейфовой циркуляции в бассейне при наличии излома профиля дна. - Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 11.
- Ржеплинский Г.В. Исследование режима ветрового волнения океанов и расчеты параметров волн. - Тр. ГОИН, 1972, вып. 3.
- Ржеплинский Г.В., Назаретский Л.Н. Расчет режима волнения шельфовых акваторий на примере Черного моря. - Метеорология и гидрология, 1974, № 1.
- Руководство по изучению новейших отложений/Под ред. П.А. Каплина. М.: Изд-во МГУ, 1976.
- Рыжков Ю.Г., Ковешников Л.А. Возникновение зон конвергенции и дивергенции потоков в областях с резкими изменениями наклонов дна. - Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 6.
- Соловьев В.Ф./Отв. ред. Геологическое строение шельфов Каспийского, Черного и Азовского морей. М.: Наука, 1971.
- Справочные данные по режиму ветров и волнения на морях, омывающих берега СССР. Л.: Морской транспорт, 1962.
- Стоянов Л.Д., Есин Н.В. Движение на водата в придынная слой на береговата зона. - Океанология [НРБ], 1979, № 4.
- Терехов А.А. Шельф северо-восточной части Черного моря и берегов Кавказа. - В кн.: Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975.
- Филиппов Д.А. Циркуляция и структура вод Черного моря. М., 1968.
- Филонов А.Е. Внутренние волны и современные представления о их влиянии на океанологические исследования некоторых физических полей в океане. - В кн.: Комплексные исследования природы океана. М.: Изд-во МГУ, 1977, вып. 5.
- Хмаладзе Р.Б. Выносы наносов реками Черноморского побережья Кавказа. Л.: Гидрометеоздат, 1978.
- Шепард Ф. Морская геология. М.: Изд-во иностр. лит., 1951.

- Шуйский Ю.Д. Современные эоловые процессы на песчаных пересыпях лиманов Черного моря. – Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 1.
- Шербатов Ф.А., Куприн П.Н., Потапова Л.И. и др. Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря/М.: Наука, 1978.
- Ямпольский А.А. О внутренних волнах в Черном море по наблюдениям на многосуточной якорной станции. – Тр. ИОАН СССР, 1960, т. 39.
- Dietz R.S. Wave-base, marine profile of equilibrium and wave built terraces – a critical appraisal. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1963, v. 74, N 9.
- Mugniot C., Larssonneur C., Danquard L. Etude experimentale de l'erosion par des courants de depots vaseux plus ou moins concentres. – C. r. Acad. sci. Paris. Ser. D, 1968, v. 266, N 5.
- Shelf sediment transport. Process and pattern/Ed. D. Swift et al. Dowden, Hut Chinson and Ross. Strandsburg (Pa): 1972.
- Swift D. – Continental shelf sedimentation. – In: The geology of continental margins/Ed. C.A. Burk, C.Z. Drane. New York, 1974.

Н.А. Айбулатов, З.Т. Новина, Э.С. Тримонис
КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И СОСТАВ ВЗВЕСИ
НА ШЕЛЬФЕ И ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО
СКЛОНА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Проблема переноса и процесса отложения твердого вещества на шельфе и континентальном склоне бесприливных морей имеет большое значение для познания условий формирования осадочных толщ, для оценки процесса переотложения обломочного материала верхнего активного слоя, а также для выяснения роли указанных элементов рельефа дна в поставке материала в глубоководную часть бассейна.

Кроме того, этот вопрос имеет существенное практическое значение для обеспечения и прогнозирования устойчивости различных гидротехнических объектов на шельфе (эстакады, искусственные острова, каналы, подводные коммуникации и т.д.), для прогнозирования промышленного рыболовства (взвесь – источник питания многих морских организмов), для проведения подводных работ. В последнее время в связи с усилением внимания к проблеме загрязненности водоемов выявилась еще одна исключительно важная сторона изучения переноса твердого вещества на шельфе. Этот вопрос особенно важен при проектировании атомных электростанций и опреснительных комплексов на берегах морей и океанов.

Как известно [Зенкович, 1962; Лисицын, 1974], перенос твердого вещества на шельфе идет во влекомом и взвешенном состоянии. Первая форма переноса вызывает, как правило, образование различных микро- и мезоформ донного рельефа, вторая – проникновение твердого вещества в толщу воды и его перенос на громадные расстояния по всей акватории бассейна.

Изучение движения осадочного материала на шельфе во влекомом состоянии методически чрезвычайно трудно. В настоящее время

мя имеется возможность изучения лишь результата этого процесса, т.е. изучения форм донного мобильного рельефа. Проведение работ по значению взвеси методически значительно проще, особенно на материале, находящемся во взвешенном состоянии в штилевую погоду, т.е. в условиях, когда поддержание частиц в толще воды не зависит от волнения.

Исследованию взвеси в зоне шельфа бесприливных морей по целому ряду причин до последнего времени уделялось незаслуженно слабое внимание. Довольно большой список работ по динамике взвеси касается лишь верхней части шельфа (береговой зоны), до 30-метровой изобаты [Божич, Джунковский, 1949; Айбулатов, 1957; Анцыферов, Косьян, 1977; и др.]. На остальной части шельфа изучение взвеси проводили геолого-седиментологи, уделяя, за редким

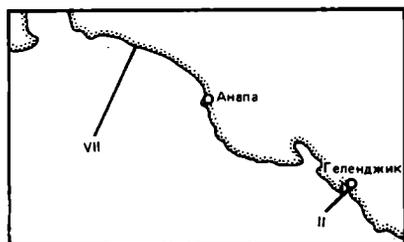


Рис. 1. Схема расположения разрезов, по которым выполнены измерения взвесей

исключением [Пустельников, 1969], шельфовой зоне недостаточное внимание. Такой пробел затрудняет анализ механизма поступления твердого вещества от континентов в открытый водоем и оценку роли шельфа в общем процессе осадкообразования.

В последние годы на шельфе северо-восточной части Черного моря проводились геолого-литодинамические исследования [Невеский и др., 1978], в состав которых входили и измерения взвеси. В задачу этих измерений включалось детальное изучение количественного распределения взвеси по профилю шельфа, определение связи между количественным распределением взвеси и гидрогенными факторами на шельфе, определение вещественного состава взвеси и исследование связей между вещественным составом взвеси и источником ее поступления. Для выполнения этих задач были выбраны два различных участка шельфа, один из которых может быть охарактеризован как абразионно-аккумулятивный (разрез 2), другой — как аккумулятивный (разрез 7, рис. 1). Первый участок имеет шельф протяженностью 8 км, второй — 40 км, по уклонам первый намного круче второго (соответственно 0,01 и 0,003), при этом глубины на бровке шельфа также отличаются — 80 и 135 м.

В поверхностном слое осадков обоих районов представлен практически весь спектр фракций, однако их соотношение по каждому участку различно. В районе разреза 7 на аккумулятивном шельфе, в верхней его части, преобладает мелкопесчаная и песчано-алевритовая фракция с большим количеством целой и битой ракуши. Содержание пелитовой фракции обычно не превышает 10–14%. Песок в основном кварцевый. В средней части шельфа поверхностный слой

осадков представлен алевритово-пелитовым материалом с примесью раковин моллюсков. В составе осадков преобладающая роль принадлежит пелитовой фракции (до 78% - в районе разреза 7 и 35-40% - на разрезе 2).

В нижней части шельфа поверхностный слой представлен в основном алевритово-илистым материалом. Так, в районе разреза 7 алевритовый материал составляет 57%, пелитовый - 40%, на участке разреза 2 эти величины равны соответственно 35 и 65%.

В верхней части континентального склона рыхлые отложения имеют прерывистое распространение. Здесь очень часты выходы коренных пород, имеющих ступенчатый характер. Такое строение типично для района, где выполнен разрез 2. Состав осадков: пелит - 68%, алеврит - около 32%. На разрезе 7 - соответственно до 15 и до 85%. Более подробно о морфологическом и литологическом строении участков см. в статье Н.А. Айбулатова и других в этом сборнике.

Источниками взвеси в исследуемом районе Черного моря являются твердый сток рек, абразия, эоловые выносы и донные осадки шельфа. Сток взвешенных наносов в приустьевых участках рек, а также в междуречье между Анапой и Идокопасом составляет около 100 тыс. т в год [Хмаладзе, 1978], при этом 50% его приходится на р. Мезыбь. На реках региона наибольшая доля крупных частиц (0,2-0,5 мм) в составе взвешенных наносов приходится, как правило, на период зимне-весенних паводков (30-60% от общего стока наносов). В период летне-осенних паводков, когда значительная доля крупных наносов вынесена зимними, более мощными паводками, наибольшую долю (около 40-60%) составляют уже мелкие частицы с диаметром 0,01-0,10 мм. Межпаводковый период, отличающийся небольшими скоростями течений рек, характеризуется переносом преимущественно мелких наносов (менее 0,01 мм), которые составляют около 40-70%. Очевидно, что эта доля полностью выходит из береговой зоны, принимая участие в литодинамических процессах средней и нижней (внешней) частей шельфа.

Определенную долю в формировании взвеси в районе вносят потоки твердого вещества, идущие со смежных участков шельфа Черного моря. Существенна роль взвеси, идущей из Азовского моря через Керченский пролив, а также взвесь юго-восточной части Черного моря.

В терригенную составляющую взвеси вносит свой вклад абразия флишевого берега и подводного берегового склона. С участков флишевого берега от м. Анапский до м. Идокопас только за счет истирания пород волнами, по нашим расчетам, ежегодно с прибреговой полосы шириной 10 м уходит в море около 40 тыс. т тонкого илистого материала. Некоторая его часть поступает в море с тела Анапской пересыпи за счет истирания ракуши. По данным В.А. Мамыжиной (личное сообщение), на косах Азовского моря ежегодные потери ракушечного материала за счет истирания могут достигать 20%.

Большая доля материала, принимающего участие в формировании взвеси на шельфе района, приходится на эоловые выносы. Вслед-

ствии значительной повторяемости сильных нордостовых континентальных ветров этот фактор, особенно в весеннее время, когда распаханная поверхность полей еще не успевает закрепиться растительностью, чрезвычайно важен. С аккумулятивных песчаных тел района при ветрах до 10 м/сек в море может выноситься до 250 м³ материала в сутки на погонный километр берега, при этом алевритовая и пелитовая части идут на формирование морской взвеси [Айбулатов, 1966].

К активным факторам, принимающим участие в формировании взвеси в районе исследований, следует отнести также различного рода течения, поверхностные и внутренние волны, положение термоклина. Как факторы осадконакопления на шельфе северо-восточной части Черного моря они охарактеризованы в статье Н.А. Айбулатова и других, помещенной в данном сборнике. Здесь можно сказать, что, оценивая величины скоростей придонных течений, придонных волновых скоростей как взвесеобразующих факторов, следует считать, что течения, поверхностные и внутренние волны могут не только перемешать взвеси, но и вызывать их, взвешивая осадочный материал со дна на всей поверхности шельфа.

Гравитационный фактор взвесеобразования начинает проявляться в основном на внешней части шельфа и особенно в верхней части континентального склона. Уклоны дна от 15° и круче способствуют проявлению процессов, характерных для склоновой литодинамики [Айбулатов и др., 1979].

Оценивая всю совокупность действующих экзогенных взвесеобразующих процессов на шельфе, следует сказать, что наиболее благоприятные зоны для образования взвесей на шельфе – верхняя и внешняя, а на континентальном склоне – ее верхняя часть.

В верхней части шельфа исследования взвесей на разрезах производились с помощью батометров мгновенного действия объемом 2 л [Айбулатов, 1957, 1961] и взвесенакопителями длительного наполнения [Айбулатов и др., 1974; Анцыферов, Косьян, 1977].

В средней и внешней частях шельфа (на глубинах 25, 50, 75 и 100 м), а также в верхней части континентального склона (на глубинах 125, 150 и 200 м) пробы воды для определения взвеси отбирались 10-литровыми батометрами системы Нискина через 25 м по глубине и в слое температурного скачка. Кривые изменения температуры по вертикали получались с помощью батитермографа. В придонном слое пробы отбирались на расстоянии 0,5–5,0 м от дна. Пробы взвеси были отобраны и обработаны по известной методике [Лисицын, 1956].

Следует различать два типа взвеси: а) волновую, индуцированную волнами и сопутствующими течениями и б) взвесь штилевой погоды (остаточная от волновой, речная, хемогенная, эоловая, биогенная взвесь, образованная стационарными течениями и гравитационными процессами).

Количественное распределение взвеси. Рассмотрим режим взвесей по разрезу 2 (рис. 2), начинающемуся от абразионного берега. Волновая взвесь в верхней части шельфа на этом раз-

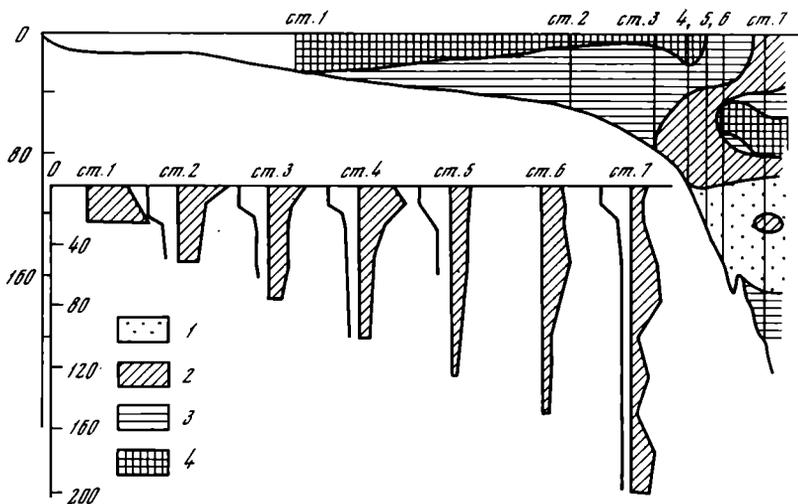


Рис. 2. Количественное распределение взвеси (в м/л) на абразионно-аккумулятивном шельфе (разрез 2)

1 - 0-0,3; 2 - 0,3-0,6; 3 - 0,6-0,9; 4 - 0,9. В нижней части рисунка заштрихованные площади обозначают распределение взвеси по вертикали, кривая справа - ход температуры в толще воды

резе исследовалась с помощью взвесенакопителей, которые были поставлены на глубинах 10, 15, 20, 25 и 30 м в 40 см от дна (сосуды диаметром 10 см и высотой 30 см, закрытые сверху воронкой с отверстием 10 мм). В течение одного осенне-зимне-весеннего сезона (1968-1969 гг.) на глубинах 10 и 15 м толщина слоя, отложившегося в накопителях взвешенного материала, составила 25 см, на глубинах 20 и 25 м толщина слоя взвеси составила соответственно 13 и 7,5 см. По механическому составу взвешенный материал на глубинах 10 и 15 м мало чем отличается от донного (мелкозернистый песок), на глубинах 20 и 25 м гранулометрический состав взвеси значительно отличается от донного осадка. Донные грунты здесь представлены средне- и крупнозернистыми ракушечными песками, тогда как накопившийся во взвесенакопителях осадок крупноалевритовый. Близость механического состава взвесей и донных грунтов на глубинах 10-15 м говорит о большой взвешивающей способности волн на этих глубинах. Более тонкий материал отложившихся здесь взвесей по сравнению с окружающими грунтами на глубинах 20 и 25 м свидетельствует о том, что материал принесен сюда во взвешенном состоянии, в основном извне.

По вертикали отложившиеся во взвесенакопителях осадки представляют собой своеобразный слоеный пирог, состоящий из пелита, алеврита и мелкозернистого песка. Толщина слоев пелита на глубине 20 и 25 м составляет в среднем около 3 см, слоев песка - всего лишь несколько миллиметров. На глубине 10 м песча-

ных слоев больше и их мощность доходит до 2 см, граница между пелитом, алевроитом и песком во всех случаях довольно резкая. Очевидно, песчаные слои фиксируют собой наличие высоких придонных скоростей, т.е. штормовые периоды, а пелит и алевроит – периоды послештормовые, когда из толщи воды начинают выпадать остаточные взвеси. Детальные экспериментальные исследования изменения состава взвеси в различные стадии волнения, проведенные позднее с эстакады, подтверждают это предположение [Косьян, Пахомов, 1979]. Приближение концентрации взвесей к фоновой в послештормовой период в условиях северо-восточной части Черного моря происходит в течение двух суток (волнение 4–5 баллов). При увеличении расстояния от берега для этого, по-видимому, требуется значительно меньше времени. Так, например, в районе нью-йоркской бухты в 2 км от берега концентрация взвесей после шторма приблизилась к фоновой через 12 час [Lavelle et al., 1978].

Помимо сезонных исследований взвешенных наносов, было проведено несколько серий замеров взвесей в течение отдельных, разных по силе волнений и в периоды штилевой погоды до глубин 30 м в придонном слое 6 м. Полученные материалы [Айбулатов и др., 1974] говорят о том, что характер распределения взвешенного материала по вертикали соответствует модели, предложенной С.М. Анцыферовым и Б.А. Шуляком [1971], по которой взвесенесущий поток может быть представлен одной или суммой двух экспоненциальных функций, каждая из которых – это вклад основной толщи и придонной области потока соответственно. Такое положение для верхней части шельфа действительно, по нашим данным, и для распределения взвесей в штилевую погоду.

Абсолютные значения концентрации взвесей в штилевую погоду (летом) у абразионного берега северо-восточной части Черного моря равны 2 мг/л. На остальной части шельфа этого района в условиях илистых грунтов данных по распределению взвесей в штормовую погоду, и особенно во время штормов редкой повторяемости, пока нет. Данные по динамике взвесей, собранные на шельфе Гайаны в условиях значительного речного стока и приливо-отливных течений, показали [Demegala et al., 1962], что на илистых грунтах максимум также располагается в придонном слое, т.е. взвешенный материал возникает в основном здесь же в результате действия гидрогенных факторов. Возможно, в наших условиях во время волнений штормовой силы в средней части шельфа на илистых грунтах возникает подобная модель распределения взвесей, сходная с моделью, наблюдаемой на песчаных грунтах.

Взвешенное вещество, являющееся остаточной формой волновой взвеси, образующееся при выносе рек как в результате действия стационарных течений, эоловых выносов, так и в результате химических и биологических процессов, присутствует в толще непрерывно с сезонными флуктуациями и в количественном, и в качественном отношении.

На разрезе 2 картина распределения данного типа взвеси по вертикали достаточно проста в пределах шельфа и заметно усложнена

в верхней части континентального склона. В пределах шельфа (25–80 м) максимальные концентрации взвешенного материала приурочены к поверхностному слою. Исключение составляет вертикаль 25 м, где максимум фиксируется в придонном слое. Глубже 25 м наблюдается в целом равномерное убывание количества взвеси от поверхности к придонному слою. В ряде работ, выполненных на приливных морях [например Harlett, Kulm, 1973], отмечается увеличение концентрации взвесей в районе термоклина. В нашем случае если рассматривать слои воды до термоклина и ниже его, то увеличение взвесей в верхнем слое по сравнению с нижележащими слоями также имеет место (см. рис. 2).

Соотношение содержания взвеси ρ на поверхности и в придонном слое на шельфе увеличивается в сторону моря, т.е. разница между $\rho_{\text{пов}}$ и $\rho_{\text{дон}}$ становится больше с увеличением глубины. Содержание взвеси в поверхностном слое по всей протяженности шельфа колеблется от 1,2 до 1,66 мг/л.

Распределение ρ по вертикали ниже термоклина на шельфе сравнительно равномерно, т.е. в этой части толщи воды действуют, по-видимому, одинаковые гидродинамические факторы, поддерживающие твердое вещество во взвешенном состоянии. Наличие слоя скачка плотности приводит, по выражению А.П. Лисицына [1974], к тому, что в океанах идет разделение материала взвеси, как в тяжелых жидкостях при минералогическом анализе, на тяжелую и легкую фракции.

В верхней части континентального склона (см. ст. 4, 5, 6 и 7, рис. 2) вертикальное распределение взвесей довольно пестрое, что свидетельствует об усложнении гидродинамической обстановки на этом элементе рельефа. Если в верхней части склона (глубина 100–150 м) в целом наблюдается картина, аналогичная рассмотренной на шельфе, то на наиболее крутой его части распределения ρ в толще воды носит крайне неравномерный характер. Здесь отмечаются два максимума, расположенные на горизонте 40–80 м и непосредственно в придонном слое (175–200 м). Один из максимумов, вероятно, связан с динамикой биопродуктивности фитопланктона. На горизонте 5 м встречены резкие скачки повышения биогенного материала. В придонных слоях, как правило, повышено количество терригенных частиц, а в некоторых случаях их содержания очень значительны. Например, на ст. 7 (гор. 200 м) терригенный материал составляет 93,8% от общего веса взвесей. Здесь сказывается влияние гравитационного фактора в формировании взвеси. В зоне шельфового перегиба и в верхней части континентального склона вследствие значительных уклонов оседающий тонкий материал находится в метастабильном состоянии. Под воздействием собственного веса, по мере накопления или сейсмических толчков, которые в данном районе нередки, происходит их смещение вниз по склону. Этот процесс происходит в виде мутьевых потоков, в форме оползня-обвала, в виде потоков стекающего ила ("крип") или языков взвеси повышенной концентрации.

Покладки подводного аппарата, выполненные на глубинах 150–200 м, непременно сопровождались возникновением мощных мутьевых потоков, перемещающихся со скоростью около 0,5 м/с. Клубы ила устремлялись вниз по склону, при этом нижняя часть потока шла с большей скоростью по сравнению с его верхними горизонтами. По цвету и концентрации нижняя часть потока мощностью около 0,5 м заметно отличается от верхней. Структура мутьевого потока, инициированного подводным аппаратом, имеет аналогичную структуру на всех глубинах, где уклоны превышают 15° . Концентрация периферийной части потока, определенная нами с помощью закрепленного на аппарате 10-литрового батометра, на глубине 210 м оказалась равной 34 мг/л, т.е. в 30 раз превышала содержание взвеси на данном участке при обычных условиях [Айбулатов и др., 1979].

Лабораторные исследования ряда авторов [Анисимова и др., 1978] показали, что для мутьевых потоков характерно непрерывное возрастание плотности сверху вниз, что увеличивает их устойчивость. На профилях средней скорости потоков четко выражен максимум, расположенный на некотором расстоянии от основания потока, распределение плотности с глубиной потока близко к линейному. Наши натурные данные дают весьма сходную картину.

Кроме гравитационных процессов в верхней части континентального склона и в прирвочной части шельфа, отмечаются значительные скорости течений открытого водоема; здесь же возможно действие внутренних волн (см. статью Айбулатова и др. в этом же сборнике).

Для исследования процессов современного седиментогенеза особенно важное значение имеет вопрос общего количественного распределения взвеси в толще воды шельфа и склона вдоль профиля. Расчеты объемов перемещающихся масс взвешенного вещества вдоль изобат показывают, что в пределах средней и внешней частей шельфа в условиях разреза 2 в летнее время может проходить около 5,0 тыс. т в сутки, в верхней части континентального склона (гл. 75–200 м) суточный расход твердого вещества составляет около 3,0 тыс.т. Приведенные абсолютные данные расходов взвеси свидетельствуют о громадном значении рассматриваемой формы переноса твердого вещества на шельфе и склоне, что накладывает определенный отпечаток на процесс осадкообразования в этих зонах и облик верхнего слоя отложений. В большинстве колонок, взятых нами на шельфе и склоне, верхние 0–20 см осадка представлены разжиженным илом, окрашенным в светло-коричневый цвет с желтым оттенком, с высокой естественной влажностью и большим количеством органического вещества. Такое состояние осадочного материала свидетельствует, на наш взгляд, о выпадении взвеси из толщи воды и аккумуляции в данном месте. Выпавшие из толщи воды взвеси, очевидно, не в полном объеме оседают лежать на поверхности дна; их некоторая часть, по-видимому, при благоприятных условиях (увеличение скоростей придонных течений, шторм редкой повторяемости и т.д.) снова поднимается в толщу воды и продолжает перемещаться вдоль изобат или по нормали к ним.

Существенным барьером на пути выпадения взвеси на дно служит слой скачка, поэтому взвесь из верхнего горизонта не вся достигает грунта и выносится в открытое море, не принимая участия в осадкообразовании на шельфе. Препятствием для выпадения тонкой взвеси на дно являются также малые концентрации взвеси и скорости течений выше 40 см/с [McCave, 1969]. Однако надо отметить, что тонкие взвеси могут коагулировать и образовывать хлопья больших размеров, увеличивая тем самым гидравлическую крупность. Такой процесс отмечается в районе слоя скачка, где скапливается значительное количество взвеси. По мнению П.Жиресса [Girresse, 1968], тонкие минеральные взвеси захватываются электростатическими силами, возникающими между ними, органическими и глинистыми конгломератами и образуют в результате хлопья размером до 0,15 мм. В процессе накапливания взвеси в районе слоя скачка может произойти прорыв в нижележащий слой и дальнейшее осаждение на дно. Результаты экспериментальных исследований микроструктуры взвешенных наносов в области максимальной мутности в Чесапикском заливе показывают, что взвешенные наносы включают сложные образования в виде скопления минеральных зерен, собранных в гранулы и круговые структуры, показано также влияние на микроструктуру взвесей грануляции, электро-химической флокуляции и коагуляции [Labawa, 1978].

Картина распределения взвесей на отмелем широком шельфе (разрез 7, рис. 3) во многом сходна с описанной выше, особенно для случая неволновой взвеси. В верхней части шельфа, для которой характерна высокая волновая активность, преобладает волновая взвесь. Как и в случае абразионного берега на участках, где водные массы в придонном слое имеют двуслойное строение, кривые распределения концентрации взвеси имеют перегиб, соответствующий участку на глубине нескольких десятков сантиметров от дна, выше содержание взвешенных наносов в толще воды сравнительно равномерно. Правда, в зоне забурунивания волн или вблизи нее количество взвесей близ поверхности воды может достигать 70% от их концентрации в придонном слое [Айбулатов, 1966]. Максимальные кратковременные концентрации взвесей в зоне забурунивания волн на глубине 3–4 м могут достигать 4 г/л, в придонном потоке до 60 г/л. Максимальная скорость вдольберегового переноса взвесей, определенная с помощью люминофоров, в верхней части шельфа может достигать 2,9 км/час [Айбулатов, 1966].

Прямые определения объемов и перемещающихся масс взвешенного материала во время волнений в районе расположения разреза 7 в зоне подводных валов на отрезке профиля 150 м показали неравномерность в распределении этой величины по профилю. Наряду с повсеместным массовым переносом взвесей на склоне отмечаются ярко выраженные максимумы, расположенные на гребнях подводных валов. Расчеты выявили миграции максимума переноса взвесей при изменении силы волнения. Если при волнении 2–3 балла максимальное перемещение взвесей происходит в зоне первого (от берега) подводного вала, то при волнении 4–5 баллов зоной максимального

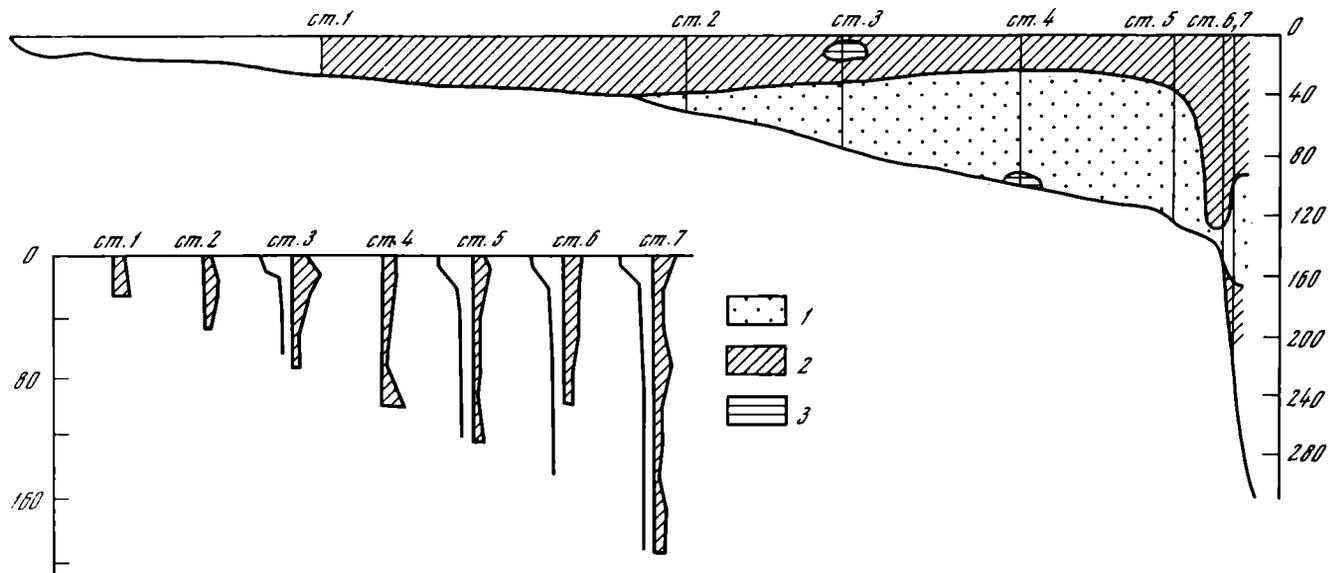


Рис. 3. Количественное распределение взвеси (в мг/л) на аккумулятивном шельфе (разрез 7)
 1 - 0-0,3; 2 - 0,3-0,6; 3 - 0,6-0,9

транзита наносов становится второй подводный вал. Это явление связано с перераспределением энергии волнения и течений на подводном береговом склоне [Айбулатов, 1966].

Характерно резкое возрастание расхода взвесей при усилении волнения. Так, например, усиление волнения от умеренного до значительного (от $h = 0,7-1,8$ м) вызвало увеличение количества взвесей более чем в 5 раз, т.е. выявляется решающая роль волнения штормовой силы в динамике взвесей в верхней части шельфа. Надо сказать, что, по данным зарубежных и отечественных исследователей [Анцыферов, 1968; Комаг, 1978], количество наносов, перемещающихся во взвешенном состоянии в береговой зоне, составляет 20–25% от их полного объема. Нам представляется, что это соотношение непостоянно и зависит от состава донных грунтов. В средней части шельфа, где дно сложено алевритом и пелитом, доля взвесей в общем потоке взвесей несравненно больше.

Во всех пробах взвесей преобладает фракция 0,1–0,25 мм, т.е. фракция, господствующая и в донных осадках. Фракция размером более 0,5 мм взвешивается в основном в прибойной зоне.

В штилевую погоду в верхней части шельфа концентрация взвесей в летнее время может доходить до 1–2 мг/л. Ее содержание по вертикали мало подвержено изменениям вплоть до 20–25 м глубины. На остальной части шельфа отмечается следующее. Поверхностный, обогащенный взвесью слой воды начинает выделяться с глубины 50 м и хорошо прослеживается вплоть до внешней части шельфа (глуб. 130 м). Далее отмечается довольно резкое снижение границы слоя повышенного содержания взвеси почти до дна. Соотношение $\rho_{\text{пов}}/\rho_{\text{дон}}$ на шельфе, если взять горизонты по 25 м, всегда больше единицы. Среднее значение ρ по вертикали, за исключением станции на глубине 25 м, примерно одинаково: на глубине 25 м – 0,47 мг/л; 50 м – 0,31; 75 м – 0,32; 100 м – 0,37; 125 м – 0,26 мг/л. По сравнению с разрезом 2, расположенным на абразионном побережье, среднее содержание взвеси по вертикали здесь меньше, что объясняется различием в источниках питания и величинами энергетической волновой равнодействующей (см. статью Н.А. Айбулатова и др. в этом сборнике). Важно, что концентрация взвесей на шельфе северо-востока Черного моря в летний период очень мало отличается от открытой части бассейна, что свидетельствует о спокойных гидродинамических условиях в указанное время года и отсутствии поставки терригенного материала из береговой зоны. Этим же объясняется и отсутствие максимума взвеси в придонном слое, который характерен для шельфов океанов и окраинных морей [Harlett, Kulm, 1973; Лисицын, 1974].

В верхней части континентального склона вертикальное распределение взвеси так же сложно, как и на разрезе 2, в условиях абразионного берега. Максимальное значение ρ , зафиксированное на поверхности (0,80 мг/л), оказалось наибольшим для всего отрезка исследуемого профиля. Ниже термоклина отмечается падение ρ почти вдвое, однако на глубине 75 м снова фиксируется его уве-

личение. В слое 100–150 м концентрация взвеси снова падает и в придонном слое 150–200 м опять повышается, т.е. на вертикали 200 м отмечаются три слоя, обогащенных взвесью: поверхностный (0–75), средний (75–150 м) и придонный (150–200 м). Среднее значение ρ по вертикали 150 и 200 м равно соответственно 0,45 и 0,41 мг/л, т.е. почти столько, сколько по вертикали 25 м.

Опускание нижней границы слоя с повышенным значением ρ на внешней части шельфа можно объяснить слабо выраженным термоклином по вертикали 6 (гл. 150 м), в результате чего здесь происходит выпадение взвеси. Отсутствие хорошо выраженного термоклина в районе перегиба рельефа дна, по-видимому, связано с возникновением здесь вихрей с горизонтальными осями, параллельными линии перегиба в рельефе [Рыжков, Ковешников, 1963].

"Облака мутности", наблюдаемые в средних горизонтах в верхней части континентального склона и в толще воды на шельфе, могут быть квалифицированы как дискоидные образования, которые образуются там, где есть условия для разрушения внутренних волн [Баренблат, Монин, 1979].

Расчеты объемов перемешающихся взвесей через живое сечение водной толщи над шельфом в районе разреза 7 показывают, что между вертикалями 25 и 135 м в летнее время в штилевую погоду проходит 14,5 тыс. т в сутки. Объем взвеси над исследованной верхней частью континентального склона между вертикалями 135 и 200 м составляет 1,2 тыс. т в сутки.

На отрезке профиля между берегом и глубиной 25 м среднее содержание взвеси в штилевую погоду, по-видимому, несколько превышает ее значение по вертикали 25 м. Если даже принять, что оно равно 1 мг/л (минимально), то и в этом случае объем перемешающихся масс твердого вещества вдоль изобат в этой зоне будет составлять 4,4 тыс. т в сутки. Сравнение этих данных с объемами переноса взвешенных наносов при штормовом волнении (4–5 баллов) в зоне первых двух подводных валов (отрезок профиля 125 м) показывает, что они приблизительно соизмеримы.

Общее количество взвешенного материала, проходящего через живое сечение водной толщи на разрезе 2 в летнее штилевое время, достигает величины порядка около 19 тыс. т в сутки, что в 4 раза больше, чем в зоне двух подводных валов при штормовом волнении 4–5 баллов [Айбулатов, 1966]. Сравнение расходов на разрезах 2 и 7 показывает, что удельный расход взвеси (тонна на погонный километр профиля в сутки) выше у абразионного берега; общий расход взвесей, благодаря значительной ширине шельфа в районе разреза 7 (40 км), в 4 раза больше, чем на разрезе 2, где ширина шельфа всего 8 км.

В сторону Керченского пролива к северо-западу от разреза 7 содержание взвешенного материала в толще воды повышается. Его повышенная концентрация отмечается в проливе (до 5,9 мг/л) и при выходе из него в Черное море [Тримонис, Шимкус, 1976]. Согласно указанным авторам это обусловлено не только содержанием терригенного материала, но и весьма бурным развитием здесь фи-
150

топлиankтона, детрит которого составляет преобладающую часть взвеси.

Приведенные исследования количественного распределения взвеси падают на летнее время (конец июня—начало июля). Как известно [Тримонис, Шимкус, 1976], в летнее время взвешенного материала существенно меньше (в 2 раза), что связано с летним спадом развития фитопланктона, с понижением твердого стока рек, скорости истирания флишевых пород. Поэтому полученные данные об объемах перемещающихся масс твердого вещества на шельфе и склоне отражают процесс переноса по минимуму. В осенне-зимне-весеннее время эти величины увеличиваются в 2–3 раза.

Согласно данным В.Г. Кривошеи и др. [1979], полученным на узком шельфе в районе разреза 2 на глубине 60 м (горизонты 10 и 30 м), в подавляющем числе случаев круглогодичных наблюдений течения направлены в противоположные стороны с небольшим (около 4%) преобладанием течений северо-западного сектора. В осенне-зимние месяцы явно преобладают течения северо-западного сектора и повторяемость скоростей течений 15–25 см/сек в январе достигает 48%, в июне – всего 6%. В связи с этим алгебраическая сумма миграций взвесей вдоль шельфа за год имеет итоговое направление на северо-запад.

В верхней части шельфа на некоторых участках района результирующая направления переноса взвесей может быть противоположна основному направлению, что связано со сложностью контура береговой линии, создающей местные циркуляции водных масс. Такая ситуация может наблюдаться, например, в районе разреза 7, где отмечаются разнонаправленные потоки взвеси в различных частях шельфа.

Состав взвеси. Изучение состава взвеси проведено под поляризационным микроскопом на мембранных фильтрах, которые были обработаны красителями по методике, предложенной С.И. Кузнецовым [1949], затем просветлены в канадском бальзаме. Далее подсчитывались терригенные, карбонатные и кремнистые частицы. Пересчет их количества на вес был проведен по методике, описанной Ю.А. Богдановым [1965].

Полученные результаты показали большую изменчивость состава взвеси на изученных разрезах как по горизонтали, так и по вертикали.

Терригенные частицы на разрезе 2 составляют в среднем 42,1%, на разрезе 7 – 47,6% от общего веса взвешенного материала. В поверхностном слое воды их содержание меняется в значительных пределах – от 2,2 до 69,7% (разрез 2) и от 8,1 до 69,2% (разрез 7), но на обоих разрезах отчетливо проявляется резкое снижение терригенного материала по направлению от берега в глубь моря. На разрезе 2 это происходит на ст. 6 (глубина 150 м), на разрезе 7 – на ст. 4 (глубина 100 м). Другой важной чертой в распределении терригенных частиц является увеличение их содержания в придонных горизонтах. На разрезе 2 среднее содержание терригенного материала на поверхности равно 34,8%, в то время

как в придонных горизонтах оно составляет 65,2%. На разрезе 7 соответствующие значения равны 31,1 и 51,4%.

В количественном отношении преобладающую часть терригенного материала во взвеси составляют глинистые минералы и их агрегаты, а также частицы неясного генезиса, сосредоточенные главным образом во фракции менее 2,5 мкм. Обломочные минералы в основном имеют размер от 2,5 до 25 мкм, и только в редких случаях терригенные частицы достигают больших размеров. Среди обломочных минералов главенствуют слюды, преимущественно бесцветные, часто встречаются зерна кварца, полевых шпатов и рудные черные минералы. На разрезе 2 на станциях 1,2,3 повсеместно во взвеси присутствуют обломки терригенного кальцита. Наибольшее количество обломочных минералов встречено на ст. 1 и 3 разреза 7.

В биогенной части взвеси доминируют органические частицы, затем следует карбонатный и кремнистый детрит планктонных организмов. Органические частицы представляют собой в основном остатки плазменной части тел планктонных организмов. Кроме них, в заметном количестве иногда присутствуют различные буро-желтые растительные остатки (ст. 1, на разрезе 2). В гранулометрическом спектре взвешенного материала главная часть органических частиц содержится во фракциях от 2,5 до 25 мкм, а нередко и в более крупных (фракции более 50 мкм). Среди тонкого субколлоидного материала органического детрита мало, что связано с относительно быстрой его минерализацией в морской воде. На разрезе 2 можно отметить заметное снижение содержания органических частиц в придонных горизонтах, а на разрезе 7 как на поверхности, так и в глубинных горизонтах средние их содержания мало различаются.

Карбонатные частицы во взвеси представлены только остатками скелетов кокколитофорид и сосредоточены во фракциях 2,5–5,0 и 5–10 мкм. Лишь незначительное количество обломков карбонатных скелетов встречено во фракции менее 2,5 мкм. Содержание карбонатного материала на обоих разрезах закономерно уменьшается от поверхности к придонным горизонтам. На разрезе 2 содержания карбонатных частиц в поверхностном слое воды постепенно повышается по направлению в сторону моря, в то время как на разрезе 7 взвешенный материал значительно обогащен карбонатными частицами уже вблизи берега (ст. 1, рис. 3).

Кремнистые частицы состоят преимущественно из остатков скелетов диатомей и силикофлагеллят. Они приурочены, как правило, к фракции 10–25 мкм, хотя иногда встречаются частицы, достигающие 50 мкм и более. Распределение кремнистого материала более локализовано, чем другого биогенного детрита. На разрезе 2 наиболее высокие его содержания отмечены на горизонтах 25–50 м, а в поверхностном и придонном слоях воды кремнистых частиц мало либо они совсем отсутствуют. Приблизительно та же картина их распределения и на разрезе 7.

Таким образом, взвешенное вещество, изученное на двух шельфовых участках Черного моря, по своему составу на подавляющем

числе горизонтов может быть отнесено к смешанному типу взвеси, в котором незначительно превалирует то биогенный, то абиогенный материал. Биогенная взвесь (более 70% биогенных частиц) доминирует на ст. 4,6 и 7 разреза 2 и ст. 5 разреза 7, гораздо реже встречается терригенный тип взвеси (более 70% терригенных частиц). Как показывают приведенные данные, вещественный состав взвеси меняется неодинаково. Более постоянные черты изменения содержаний как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении имеет терригенная часть взвешенного материала, в то время как содержания отдельных биогенных компонентов закономерно меняются только в вертикальном направлении. Следовательно, пути движения взвешенного осадочного материала в шельфовой области, выявляемые в основном по распределению терригенных частиц, существенно усложняются биогенным материалом, в разном количестве продуцируемым на локальных участках шельфа.

ВЫВОДЫ

1. Основными гидродинамическими взвесеобразующими факторами на шельфе северо-восточной части Черного моря являются речные струи, поверхностные волны и сопутствующие им течения, стационарные течения, вихри с горизонтальными осями, параллельными линии перегиба на внешней части шельфа, диффузионные процессы. К другим факторам, принимающим участие в образовании взвеси, следует отнести гравитационный и эоловый.

2. Взвесь, индуцированная волнами и сопутствующими им течениями (волновая взвесь), образуется в верхней и средней частях шельфа. Для этого типа взвеси характерна относительная кратковременность существования в толще воды, определяемая периодом действия волнения, высокими концентрациями твердого вещества и определенной картиной его распределения по вертикали и профилю.

3. Для волновой взвеси характерны кривые распределения ρ по вертикали, дающие возможность представить взвесенесущий поток в виде двуслойной модели, применимой в случаях аккумулятивного и абразионно-аккумулятивного шельфов. Максимум ρ располагается в придонном слое.

4. Зона максимального удельного расхода взвесей на шельфе во время волнения располагается в верхней части шельфа на участке между внешней линией разрушения волн и урезом.

5. Взвеси, находящиеся в толще воды, независимо от волнения, при хорошо выраженном термоклине имеют двуслойную структуру. Максимум содержания взвесей расположен в верхнем горизонте донной толщи и контролируется положением термоклина. Отсутствие придонного максимума на шельфе в летнее штилевое время свидетельствует о спокойной гидродинамической обстановке в придонном слое. Сложность распределения взвеси по вертикали в верхней части континентального склона объясняется гравитационными процессами, наличием в этой зоне вихрей с горизонтальными осями, биологичес-

кими причинами и, возможно, внутренними волнами, вызывающими при деформации дискоидные образования.

6. Среднее содержание взвешенного вещества по профилю шельфа значительно больше на абразионно-аккумулятивных участках, что связано с более активным гидродинамическим режимом и соответственно с более интенсивной поставкой материала.

7. Расчеты объемов перемещающихся масс взвешенного вещества вдоль изобат показывают, что в пределах средней и внешней частей шельфа на абразионно-аккумулятивном участке шириной 8 км в летнее время проходит в сутки несколько тысяч тонн осадочного материала, на аккумулятивном (ширина шельфа 40 км) – первые десятки тысяч тонн в сутки. Алгебраическая сумма миграций взвеси на северо-восточном шельфе Черного моря дает направление потока твердого вещества на северо-запад.

8. Одним из механизмов ухода взвешенного вещества из зоны шельфа в открытый водоем при условии существования термоклина является его транспортировка в поверхностном слое при континентальных ветрах и в водных массах в циркуляционных вихрях.

9. Взвешенное вещество в исследованном районе может быть отнесено к смешанному типу, в котором незначительно превалирует то биогенный, то абиогенный материал. Основная часть терригенного материала поставляется из береговой зоны и состоит преимущественно из глинистых минералов и их агрегатов.

ЛИТЕРАТУРА

- Айбулатов Н.А. Определение мощности потоков взвешенных песчаных наносов у морских берегов. – Докл. АН СССР, 1957, т. 116, № 2.
- Айбулатов Н.А. Наблюдения за вдольбереговым перемещением песчаных наносов у отмелого аккумулятивного берега. – Тр. ИОАН СССР, 1961, т. 53.
- Айбулатов Н.А. Исследование вдольберегового перемещения песчаных наносов в море. М.: Наука, 1966.
- Айбулатов Н.А., Косьян Р.Д., Орвику К.К. Результаты литодинамических исследований из обитаемой подводной лаборатории "Черномор". – Изв. АН ЭССР, 1974, т. 23, Химия, геология, № 4.
- Айбулатов Н.А., Гребцов Н.Н., Павлюченко Е.Е. Геолого-геоморфологические наблюдения материкового склона северо-восточной части Черного моря из глубоководного аппарата "Аргус". – Океанология, 1979, т. 19, № 3.
- Анисимова Е.П., Поборчая Л.В., Сперанская А.А. О профиле скорости в пограничном слое турбулентного стратифицированного потока. – Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1978, т. 14, № 10.
- Анцыферов С.М. Экспериментальное исследование перемещения наносов течением: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: МГУ, 1968.
- Анцыферов С.М., Шуляк Б.А. Особенности распределения взвешенных твердых частиц в наступательных потоках. – Тр. Союзморниипроекта, 1971, вып. 30.
- Анцыферов С.М., Косьян Р.Д. Исследование движения взвешенного обломочного материала в верхней части шельфа мористее зоны валов. – Океанология, 1977, т. 18, № 3.

- Баренблат Г.И., Монин А.С. О возможности механизма явления дисконидных образований в атмосфере. - Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 4.
- Богданов Ю.А. Взвешенное органическое вещество в водах Тихого океана. - Океанология, 1965, т. 5, № 2.
- Божич П.К., Джунковский Н.Н. Морское волнение и его действие на сооружения и берега. Минмашстройиздат, 1949.
- Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Косьян Р.Д., Пахомов В.И. Об изменении концентрации и состава взвешенных наносов во время шторма. - Океанология, 1979, т. 19, № 5.
- Кривошея В.Г., Плахин Е.А., Савин М.Т. Временная изменчивость течений в верхнем слое Черного моря. - Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1979, т. 15, № 10.
- Кузнецов С.И. Применение микробиологических методов к изучению органического вещества в водоемах. - Микробиология, 1949, т. 18, вып. 3.
- Лисицын А.П. Методы сбора и исследования водной взвеси для геологических целей. - Тр. ИОАН СССР, 1956, т. 19.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974.
- Невесский Е.Н., Айбулатов Н.А., Авенариус И.Г. и др. Комплексная геолого-литодинамическая экспедиция на северо-восточном шельфе Черного моря (нис "Прибой", "Капитан Чумаков"). - Океанология, 1978, т. 18, № 4.
- Пустельников О.С. Количественное распределение взвеси в центральной и юго-восточной частях Балтийского моря. - Океанология, 1969, т. 9, № 6.
- Рыжков Ю.Г., Ковешников Л.А. Возникновение зон конвергенции и дивергенции потоков в областях с резкими изменениями наклонов дна. - Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 6.
- Тримонис Э.С., Шимкус К.М. Количественное распределение взвеси в Черном море. - Океанология, 1976, т. 16, № 4.
- Хмаладзе Г.Н. Выносы наносов реками Черноморского побережья Кавказа. Л.: Гидрометеиздат, 1978.
- Demerara coastal investigation: Report on Siltation of Demerara Bar Channel and coastal erosion in British Guiana, Delft, 1962.
- Giresse P. Gurbdite des eaux de mer et dynamique des particules fines du Nord Cotentin. - Cah. oceanogr., 1968, v. 20, N 7.
- Harlett J.C., Kulm L.D. Suspended sediment transport on the northern Oregon continental shelf. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, N 12.
- Komar P.D. Relative quantities of suspension versus bedload transport on beaches. - J. Sediment. Petrol., 1978, v. 48, N 3.
- Labawa C.F. Microstructure of agglomerated suspended sediments in northern Chesapeake Bay estuary. - Science, 1978, v. 202, N 4363.
- Lavelle J.W., Young R.A., Swift Y.P., Clarke T.L. Nearbottom sediment concentration and fluid velocity measurement on the inner continental shelf. - N.Y. J. Geophys. Res., 1978, C 83, N 12.
- McCauley Y.N. Deposition of fine-grained sediment from tidal currents. - Nature, 1969, v. 224, N 5226.

ОТЛОЖЕНИЯ ДЕЛЬТЫ И АВАНДЕЛЬТЫ ДУНАЯ

По дельте Дуная проведено много разнообразных исследований, однако на литолого-минералогическое изучение ее не обращалось должного внимания. В связи с работами по закономерностям перемещения обломочного материала вдоль советских берегов Черного моря автором впервые были начаты такие исследования по советской части Дуная, его Килийской дельте и приустьевому шельфу. С этой целью в 1948 г. нами были отобраны донные пробы аллювия Дуная и его рукавов (у Измаила и от г.Вилково до устья), а также пески приустьевой полосы придунайского взморья – пляжей, кос, баров и полосы Жебрияно-Вилковских кучугуров. Отдельные грунтовые пробы были взяты на взморье в мелководной его части. Еще во время экспедиции автором впервые было установлено резкое несоответствие гранулометрического, минерального состава песков Вилково-Жебриянских кучугуров (так называемых песков Гринду) и Дуная, его дельты и авандельты. Эти данные, а также состав и характер ракуши, обнаруженной в песках кучугуров, позволили автору выявить морское происхождение последних и установить, что формирование их не связано с выносом Дуная. Материалы экспедиции были обобщены в наших работах 1948 и 1949 гг. и в статьях [Барковская, 1955, 1959, 1961, 1972] и частично использованы В.П. Зенковичем [1956, 1960] и Я.Д. Никифоровым в его послесловии к книге И.Г. Петреску [1963].

В 1949 г. отрядом ИОАН СССР в составе В.И. Буданова, А.Т. Владимирова, А.С. Ионина и Т.Н. Морошкиной был выполнен маршрут по рукаву Быстрому, взяты пески Жебриянских кучугуров и отобраны пробы грунтов на взморье, до глубин 10–15 м, против рукавов Быстрого и Полуденного. Позднее, для единичных образцов этих сборов, Т.Н. Морошкиной и Е.Н. Невеским были выполнены гранулометрические и минералогические анализы, но эти определения не внесли нового, лишь подтвердили указанные выводы автора.

В 1951–1953 гг. по изучению гидрологии устьевой области Дуная были проведены экспедиции Научно-исследовательского института гидротехники Комитета водного хозяйства РНР. Эти работы были продолжены в 1959–1961 гг., но уже совместно с Государственным океанографическим институтом и Дунайской гидрометобсерваторией. В экспедициях 1959–1961 гг. согласно договору о сотрудничестве ГОИНа с ИОАН СССР попутно с гидрологическими работами по инструкциям автора и рекомендованному ей плану отбирались грунтовые пробы (по русловым отложениям – сотрудниками Дунайской обсерватории Н.В. Вагиным и Е.И. Беловым, а по Дунайскому взморью – ст.лаборантом ГОИНа Ю.П. Судаковой). Собранные пробы были обработаны и впервые автором составлены: 1) грунтовые профили по русловым отложениям Дуная и его рукавов и пересечениям авандельты и 2) картосхемы распределения осадков по преобладающей фракции, среднему диаметру частиц и со-

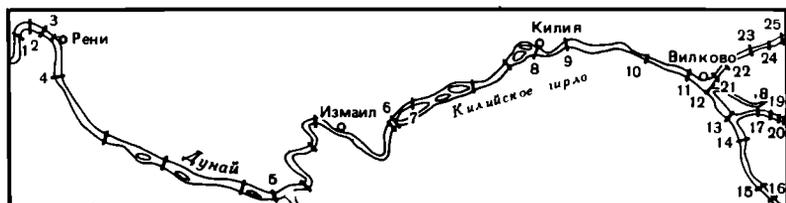


Рис. 1. Схема расположения поперечных профилей Дуная и его рукавов. Цифрами обозначены типовые профили, представленные на рис. 2

держанию пелита (по классификации ГОИНа, предложенной М.В. Кленовой). Эти результаты обработки и заключения по ним были переданы ГОИНу и Дунайской обсерватории и впоследствии использованы частично в сводной работе по гидрологии устьевой области Дуная [Алмазов и др., 1963] и в статье Ю.П. Судаковой [1964].

В 1960, 1961 и 1965 гг. автором проводились исследования по литологии русловых отложений Дуная и его дельты и донных осадков предустьевой части шельфа. По Дунаю и его рукавам (от г. Галаца до впадения в море) были выполнены 44 пересечения (рис. 1). Профили были выбраны с целью получения данных для характеристики: 1) русловых фаций самого Дуная до распадаения на рукава, 2) влияния р. Прут на осадки Дуная, 3) русловых фаций Килийского рукава Дуная и 4) рукавов килийской дельты. Профили располагались так, чтобы можно было охарактеризовать участки перекатов, плёсов, отрезков реки перед распадением на более мелкие рукава и после их слияния. На шельфе предустьевой части Дуная были изучены профили до глубин 30–40 м, против рукавов Дуная и между ними. В более мористой части шельфа, до о.Змеиног, грунтовые пробы были отобраны для нас сотрудниками Одесского отделения Института биологии южных морей АН УССР.

ОБЩАЯ ХАРАНТЕРИСТИНА РУСЛОВЫХ ФАЦИЙ

Процесс образования русловых аллювиальных отложений достаточно полно охарактеризован в гидрологических работах многих авторов: Н.С. Лелявского [1893], В.М. Лохтина [1897], Б.П. Полякова [1935], М.В. Потапова [1936], А.И. Лосиевского [1934], М.А. Великанова [1946, 1947] и др. Вопросы гидрологии рек подробно разбираются в большинстве учебников по гидрологии суши [Советов, 1929; Близняк, Поляков, 1939; Машкевич, Аполлов, 1940; Огиевский, 1941; Великанов, 1948; Лопатин, 1952; Аполлов, 1963; Михайлов, 1971; Михайлов и др., 1977].

Что касается геологических работ по аллювию рек, то в них рассматриваются преимущественно частные вопросы литологического характера: детали текстур аллювиальных песков [Жемчужников, 1923, 1926], окатанность и сортировка обломочного материала регами [Хабаков, 1933, 1946, 1951; Рухин, 1947, 1953], распределение тяжелых минералов [Батурин, 1937] и т.д. Общие закономерности

строения и формирования аллювия затрагиваются в работах А.И. Мордвинова [1932], М.А. Усова [1934], Ю.А. Билибина [1956], В.В. Ламакина [1943, 1944, 1947, 1948, 1950], Г.И. Горешкого [1964], Ю.А. Лаврушина [1961], И.Г. Петреску [1963] и др. Наиболее полной сводкой по строению аллювиальных свит является монография Е.В. Шанцера [1951]. В ней приведен подробный исторический обзор работ по этому вопросу, рассматриваются содержание самого понятия "аллювий", процессы его формирования, особенности строения аллювиальных свит, фации аллювия и их взаимоотношения.

В формировании фаций руслового аллювия главную роль играет гидродинамика русловых потоков. По мере удаления от стержня наблюдаются значительные изменения условий накопления осадков, которые, в свою очередь, вызывают по поперечному сечению реки существенные изменения гранулометрического состава и текстурных особенностей аллювия. В.В. Ламакиным [1947, 1948] и Е.В. Шанцером [1951] для русловых отложений выделяются две фации, которым В.В. Ламакин дал названия "стречневая" и "береговая", а Е.В. Шанцер — "пристречневая" и "русловая отмель".

В своей работе автор придерживается этих основных подразделений руслового аллювия и использует наименования, предложенные Е.В. Шанцером. Однако на основании материалов, собранных по русловым фациям Дуная и его дельты, автор считает возможным подразделить "стречневую" фацию на "стречневую" и "пристречневую", а для фации "русловой отмели" выделить вблизи берегов "прибереговую" фацию, существенно отличающуюся от первой и по составу аллювия, и по его текстурным признакам.

Таким образом, для русловых отложений автор выделяет такие основные фации: 1) стречневая, 2) пристречневая, 3) русловая отмель, 4) прибереговая. Для этих фаций может быть дана следующая краткая характеристика:

1) стречневая фация приурочена к самой углубленной части поперечного профиля русла. Здесь характерны наиболее высокие скорости потоков и их большая турбулентность, обуславливающие отложение наиболее грубого и крупнозернистого обломочного материала, а также широкое распространение процессов эрозии ложа потоков, вызывающих не только переотложение самих речных осадков, но и значительный размыв подстилающих более древних пород;

2) пристречневая фация характеризует переход от самой глубокой части профиля русла к мелководной отмели. На этих участках гидродинамический режим сходен с режимом углубленной части профиля стречневой фации, но менее выражены процессы эрозии ложа реки. В ряде случаев пристречневая и стречневая фации могут быть объединены;

3) фация русловой отмели охватывает наиболее значительную часть поперечного сечения русла. Граница проходит по верхнему резкому перелому глубин к пристречневой или стречневой части русла. По сравнению с последними русловая отмель характеризуется сравнительно малыми, почти не изменяющимися глубинами. Скорости потоков здесь понижены. В этой части русла происходит

отложение преимущественно песков, перемешающихся по течению в виде закономерно построенных песчаных волн. По сравнению с остальной частью руслового профиля осадки отличаются лучшей, более однообразной отсортированностью. Процессы эрозии ложа и формирование перлювия наблюдаются преимущественно в тех районах, где река протекает по рыхлым или слабо цементированным песчаным и алевроитовым отложениям;

4) прибереговая фация прослеживается от перегиба более или менее постоянных глубин русловой отмели до нулевых глубин у берега. Скорости потоков в этой части русла наиболее низкие, что обуславливает отложение преимущественно тонких алевропелитовых и пелитовых илов. Для формирования отложений прибереговой фации большое значение имеют эрозия и разрушение берегов, особенно в тех случаях, когда они сложены рыхлыми породами. Происходит ассимиляция и смешение продуктов размыва и оползания крупных блоков берега с терригенным материалом, несомым рекой.

По продольному профилю реки состав русловых отложений изменяется в зависимости от чередования более глубоких и более мелких участков (плёсов и перекатов), связанного с меандрированием реки. Для плёсов характерна значительная роль процессов эрозии пород ложа реки, при этом не только на стрежне, но нередко и на береговой отмели. На перекатах процессы эрозии дна выражены слабее. На этих же участках происходит преимущественно отложение песков. Различия по продольному профилю русла реки и ее рукавов менее значительны, чем по поперечному профилю. Наблюдаются они главным образом в стрежневой и пристрежневой фациях. Однако для основных крупных участков продольного профиля согласно районированию, предложенному И.В. Самойловым [1952]: а) приустьевой, вернее придельтовой, участок реки и б) устьевой участок (дельта реки), могут быть отмечены свои особенности. В связи с этим литологические характеристики русловых отложений Дуная и его дельты рассматриваются нами по основным участкам продольного профиля: 1) для Дуная до его разделения на рукава (приустьевой участок по И.В. Самойлову) и 2) для Дунайской дельты (устьевой участок по И.В. Самойлову): а) для Килийского рукава, б) для крупных основных рукавов Килийской дельты (Старостамбульского, Быстрого, Очаковского), в) для малых рукавов Килийской дельты (Мусуна, Цыганское, Заводинское, Восточное, Песчаное, Отножное, Анкудиново, Полуденное, Гнеушево, Потапово, Прорва).

РУСЛОВЫЕ ФАЦИИ ДУНАЯ

Стрежневая и пристрежневая фации

До разделения Дуная на рукава величина скоростей потоков в стрежневой части Дуная настолько велика (до 0,6–0,7 м/сек), что пелитовые, мелко- и крупноалевритовые частицы почти не осаждаются, транспортируясь в основном во взвешенном состоянии. По-видимому, значительная часть песчаных частиц также перемеша-

ется во взвешенном состоянии. Современные осадки, временно отлагающиеся в этой части русла, представлены светлыми зеленовато-серыми мелкозернистыми, довольно хорошо отсортированными песками. Преобладающая в песках фракция 0,25–0,1 мм составляет обычно не менее 70%, в значительных количествах присутствуют частицы 0,5–0,25 мм (до 30%). До 5% составляет крупный песок, гравий и галька. Крупного алеврита мало (большей частью до 5%). Мелкоалевритовые и пелитовые частицы обычно составляют доли процента. Средний диаметр этих песков 0,15–0,19 мм, коэффициент отсортированности – 1,2–1,5.

В наиболее углубленных участках русла, где наблюдаются максимальные скорости потоков, местами отлагаются зеленовато-серые, коричневатые неравнозернистые пески с гравием и галькой. Сортировка этих песков очень плохая ($S_0 > 2$). Гравийная и почти все песчаные фракции содержатся почти в равных количествах (по 15–20%). Гальки мало – 2–3%. Примесь алеврита и пелита в песках незначительная (до 3–5%). В крупных фракциях наряду с терригенными частицами присутствует небольшое количество пресноводных раковин и раковинного детрита.

Впервые автором в 1948 г. были обнаружены в стрежневой и пристрежневой частях русла Дуная и его рукавов признаки размыва пород третичного и четвертичного возраста – галечников с гравием и плохо отсортированным песком, известняков, серо-голубых глин, желто-бурых лёссовидных пород и морских, хорошо отсортированных средне-мелкозернистых песков. Эти данные были подтверждены более поздними исследованиями автора 1953 и 1960 гг. Размыв галечников и гравелитов с песками наблюдался в районе между городами Галац и Рени, третичных известняков – в окрестностях г. Рени и к югу от него. Лёссовидные породы размываются во многих районах, особенно вблизи г. Килии. Признаки размыва морских песков четвертичного возраста появляются в 40–30 км от устья и прослеживаются по всем рукавам до впадения их в море. Почти повсюду наблюдается размыв на дне серо-голубых глин. По-видимому, эти же глины позднее отмечает В.П. Зенкович в протоке Быстрый. Однако, как указывает В.П. Зенкович, пробы эти не были подняты, "только губы дочерпателя оказались вымазанными в плотной глине" [1960, с.18].

Возраст этих серо-голубых глин не определен. Генезис их тоже пока не выяснен. Нами в 1948 г. предположительно высказывалось мнение, что эти глины являются отложениями древних плавней. Того же взгляда придерживаются В.П. Зенкович [1960], Я.Д. Никифоров и С.Стэнеску [1963], но данных для окончательного решения этого вопроса еще недостаточно. Внешний облик этих глин довольно характерный. Они плотные (во влажном состоянии тоже плотные или вязкие), серо-голубого цвета. Верхняя поверхность их (1–3 мм) обычно окрашена гидроокислами железа в буровато-желтый цвет. Верхние 1–5 см этих глин пронизаны ходами червей (?), бокоплавов и других организмов и распадаются на куски, среди которых наблюдаются скопления тонких раковин мелких гастропод, створки пе-

160

лиципод, белого, очень хрупкого раковинного детрита и растительных остатков. Иногда в глинах встречаются обломки стеблей тростника, то сильно измененных, то совсем свежих. Гранулометрический состав этих глин (взятых из колонок и с якоря) характеризуется высоким содержанием пелита (80–90%), остальную часть составляет мелкий алеврит, крупный алеврит обычно не превышает 5%, в количестве 1–2% присутствует песок, $Md - 0,005-0,009$ мм, $S_0 - 1-3$. Нередко в дночерпательных пробах, взятых с поверхности осадков, наблюдается более высокий процент мелкого алеврита (до 30–40%). Md в этих образцах $0,007-0,008$ мм, $S_0 - 2,5-3$. Возможно, и в этих пробах глины не имеют такого высокого содержания мелкого алеврита, а процент его повышен за счет смешения с транспортируемым Дунаем алевритовым материалом. Для минералогического состава алевритовой части этих глин характерно высокое содержание мелких пластинок мусковита и серицита, а в тяжелой фракции – пирита. На размытой, буровато-желтой, окисленной, неравной поверхности глин часто наблюдаются присыпки и тонкие налеты мелко-среднезернистых и неравнозернистых описанных выше песков.

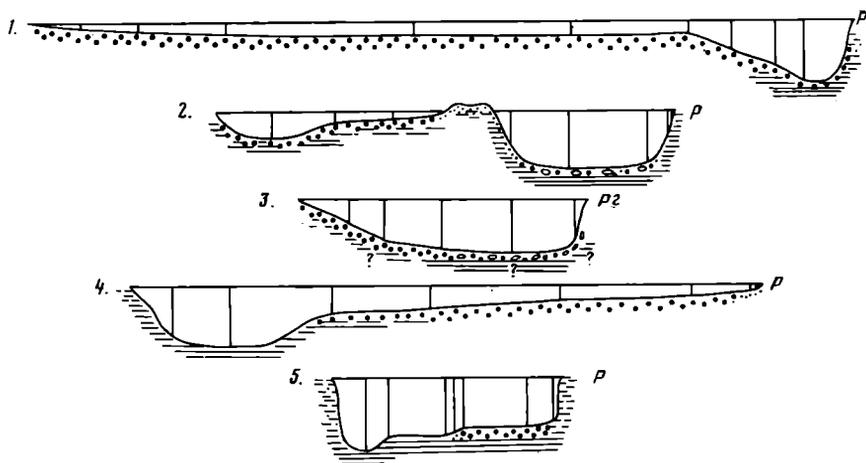
Пристрейневая фация Дуная отличается от стрейневой менее выработанными процессами размыва отложений речного ложа. Мощности современных отложений увеличиваются (особенно на перекатах и других участках с несколько пониженными скоростями потоков), но все же остаются еще незначительными. Отлагаются пески, но с меньшим содержанием гравия и гальки.

Фация русловой отмели

Русловая отмель очень хорошо выражена на широких участках Дуная (рис. 1, 2, проф. 1). Она отчетливо отделяется от пристрейневой части профиля и характеризуется однообразными, сравнительно малыми глубинами (3–5 м, значительно реже 8–10 м). Ширина русловой отмели достигает 0,7–1,2 км, составляя 4/5 ширины русла. На широких участках русловая отмель расположена большей частью с одной стороны берега, а стрейневой участок прижимается к другому берегу. На узких отрезках Дуная (рис. 1, 2, проф. 2, 3), на плёсах русловая отмель плохо выражена. Перегиб в профиле русла от пристрейневой части к русловой отмели в большинстве случаев мало заметен и может быть проведен весьма условно. Располагается русловая отмель по обе стороны от стрейжня. Ширина ее достигает 150–300 м, составляя примерно треть часть русла.

На русловой отмели отлагаются светлые, зеленовато-серые, слоистые, хорошо отсортированные мелкозернистые пески ($Md - 0,16-0,18$ мм, $S_0 - 1,25-1,45$). Примесь песка средней крупности (фр. 0,5–0,25 мм) в них непостоянна; обычно она составляет до 5–10%, но нередко повышается до 20%, а иногда до 30–40%, более крупные песчаные зерна большей частью не превышают 1–2%. Содержание крупного алеврита в песках незначительное (до 5–7%), примесь мелкого алеврита и пелита 1–2%, редко повышается до

1. Русловые аллювиальные отложения р. Дуная



2. Русловые аллювиальные отложения дельты р. Дуная
Килийский рукав

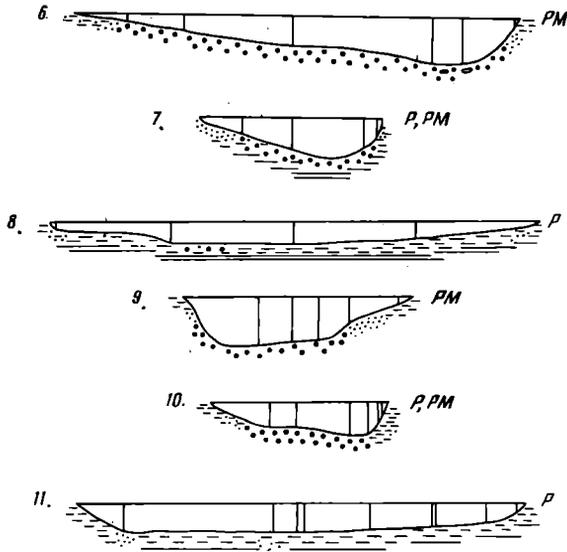
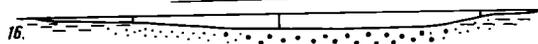
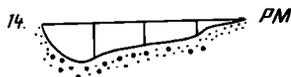
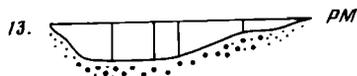
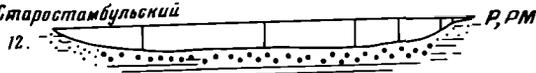


Рис. 2. Русловые аллювиальные отложения Дуная и его рукавов (по типовым схематизированным профилям)

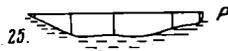
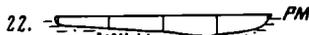
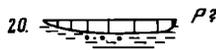
Гранулометрический состав русловых отложений (по преобладающей фракции): 1 - пески (преимущественно мелкозернистые), 2 - алевропсаммиты и крупные алевриты; 3 - алевропелитовые илы; 4 - пелиты. По профилю наблюдаются признаки раз-

3. Русловые аллювиальные отложения дельты р. Дунай
Старостамбульский, Быстрый и Очаковский рукава

Старостамбульский



Быстрый



2 Очаковский



Горизонтальный масштаб

50 0 50 100

Вертикальный масштаб

10 0 10 20

мыва третичных и четвертичных отложений: P – преимущественно серо-голубых плотных глин и лёссовидных пород, PM – прибрежно-морских песков четвертичного возраста; вертикальными линиями обозначены места взятия колонок грунтовыми трубками, дночерпательные пробы отбирались с большей частотой. Мощности донных осадков даны без учета вертикального масштаба.

5%. Пески имеют значительное содержание тяжелых минералов (в фракциях 0,25–0,1 и 0,1–0,05 мм до 2–10%), характерно большое количество пластинок слюд и хлорита.

От песков стрежневой и пристрежневой фации пески русловой отмели отличаются более высокими содержаниями мелкого песка (фр. 0,25–0,1 мм) и соответственно пониженными количествами фр. 0,5–0,25 мм, более хорошей отсортированностью; примесь крупного песка и гравия присутствует редко, при этом обычно составляет до 1%. Процессы размыва дна наблюдаются значительно реже и менее отчетливо выражены. Мощности современных песков больше, чем в стрежневой и пристрежневой фациях, но в общем, по-видимому, невелики, так как на многих станциях, где взяты дночерпателем пробы песков, трубками и на якорю были подняты описанные выше более древние серо-голубые плотные глины.

Прибереговая фация

В поперечном профиле Дуная осадки этой фации занимают незначительную часть русла, прилегающую непосредственно к берегу (до 10–30 м от берега), характеризующуюся малыми, непостоянными глубинами (от 0 до 5, реже 8 м). Скорости потоков здесь очень замедлены.

По гранулометрическому составу донных осадков прибереговая фация резко отличается от стрежневой части и русловой отмели. Прибереговая часть русла покрыта зеленовато-серыми алевропелитовыми илами на поверхности полужидкими, с глубиной постепенно приобретающими довольно плотную консистенцию. Характерны плохая отсортированность илов и непостоянство их гранулометрического состава, изменяющегося на небольших расстояниях от алевритовых до пелитовых илов. В большинстве случаев это смешанные алевропелитовые осадки, для которых трудно дать правильное наименование. Большей частью крупный алеврит составляет в них от 10 до 30%, мелкий алеврит – 35–40%, пелит – 50–60%, содержание крупного и мелкого алеврита в сумме обычно несколько больше, чем пелита. В единичных образцах пелит составляет до 85%. В илах наблюдается очень большое количество растительного детрита самой различной размерности и степени изменения. Характерно высокое содержание в илах слюд и хлорита, но в отличие от стрежневой части и русловой отмели пластинки слюд и хлорита здесь очень мелкие.

Мощности современных осадков прибереговой фации более значительные, чем в стрежневой части и на русловой отмели. На многих станциях грунтовая трубка не проходила полностью современные илы.

Нередко благодаря подмыву и оползанию берега слагающие их различные породы (серо-голубые плотные глины, светлые серо-желтые лёссовидные породы, почвы и т.п.) в виде крупных блоков погружаются в прибереговые илы и постепенно смешиваются с ними. Таким образом, в прибереговой фации вдоль по течению реки про-

исходит ассимиляция различного берегового материала. В верхней части илов эти погруженные блоки пород берега часто наблюдаются в почти неизменном виде, нередко даже с остатками покрывавшей их растительности.

РУСЛОВЫЕ ФАЦИИ ДЕЛЬТЫ ДУНАЯ

Русловые фации Килийского рукава

Дельта Дуная начинается в нескольких километрах выше г. Измаила. У Измаильского Чаткала Дунай делится на два рукава: левый – Килийский и правый – Тульчинский. Килийский рукав наиболее водноносный, сток его составляет 67% общего стока Дуная. Автором изучалась Килийская часть дельты Дуная (Килийский рукав и его дельта). На первых 40 км Килийский рукав течет в одном русле, затем дважды разделяется на мелкие рукава с многочисленными отмелями и перекатами и вновь соединяется в одно русло. Ширина русла Килийского рукава почти в два раза уже Дуная, в широких участках она достигает 800–1200 м, в узких – около 300 м, глубина достигает 32 м, скорости течения – 0,5–0,8 м/сек.

Охарактеризовать русловые фации Килийского рукава труднее, чем для Дуная. Это связано со следующими изменениями:

1) в поперечном профиле Килийского рукава обычно очень плохо выражены основные элементы поперечного сечения русла – его стрежневая часть и русловая отмель. Особенно это относится к широким участкам, таким, где в большинстве случаев стрежневая часть в рельефе не выделяется и русло имеет корытообразный профиль с почти равными, сравнительно небольшими глубинами до 8–12 м (рис. 1, 2, проф. 8–11);

2) на всем протяжении Килийского рукава на русловой отмели, так же как и на стрежне, имеют широкое распространение процессы эрозии дна, при этом не только в узких, углубленных плёсовых участках, но и на перекатах на малых глубинах. Помимо размыва серо-голубых плотных глин и светлых серо-желтых лёссовидных пород, здесь почти повсюду в той или иной степени имеют место размыв четвертичных морских прибрежных песков и смешение их с современным песчаным материалом, несомым рекою.

Стрежневая и пристрежневая фации

Пески пристрежневой и стрежневой частей Килийского рукава по внешнему облику, гранулометрии, степени отсортированности не отличаются от описанных выше песков русловой отмели Дуная. Иногда в узких плёсовых участках при более четко выраженном углубленном стрежне наблюдаются хуже отсортированные пески. Они состоят из почти равных количеств частиц 0,5–0,25 и 0,25–0,1 мм и имеют повышенный процент (до 5–8%) крупного песка и гравия. Md этих песков 0,25 мм, S_0 – 1,8.

На отрезках реки, где размываются серо-голубые глины или жел-

то-бурые лёссовидные породы, в стрежневой части (а иногда и по всему профилю русла) распространены алевроитовые и алевропелитовые илы. Будучи образованы в результате смешения современного аллювия и продуктов размыва речного ложа, эти отложения имеют непостоянный состав, изменяющийся в соответствии с размывающимися на дне породами. Обычно в этих илах преобладает пелит (до 60-75%), мелкий алевроит составляет 30-35%, изредка наблюдается в равных количествах с пелитом. В этом случае повышенные содержания имеют крупный алевроит (до 10-15%) и мелкий песок (до 10%).

Фация русловой отмели

На русловой отмели Килийского рукава распространены светлые, зелено-серые, слюдистые, мелкозернистые, хорошо отсортированные пески, состоящие обычно на 60-90% из зерен 0,25-0,1 мм. В отличие от Дуная пески имеют низкое содержание фракции 0,5-0,25 мм (2-3% и лишь изредка до 20%) и высокий процент крупного алевроита (в песках Дуная он составляет до 3-5%, в песках Килийского рукава 10-20%, а иногда повышается до 40-50%). Примесь мелкого алевроита небольшая (до 5%), при очень высоких содержаниях крупного алевроита она увеличивается до 10-15%.

Указанные изменения в гранулометрии песков связывают с уменьшением скоростей течения после распадаения Дуная на рукава. Однако согласно литературным данным [Лопатин, 1952; Билибин, 1956; Аполлов, 1963] скорости потоков в Килийском рукаве достаточно велики для транспортировки не только крупного алевроита, но и более крупных песчаных частиц. Очень возможно, что эти изменения в гранулометрии песков связаны с размывом на дне Килийского рукава четвертичных прибрежных морских песков. Последние по характеру сортировки имеют большое сходство с современными прибрежными песками авандельты Дуная, для которых весьма характерны высокие содержания крупного алевроита (вплоть до перехода в алевропсаммиты).

Прибереговая фация

Прибереговая часть русла Килийского рукава, как и в Дунае, покрыта зелено-серыми алевропелитовыми илами. От прибереговых илов Дуная они отличаются меньшими содержаниями пелитовой фракции (до 30-40%). Преобладающей фракцией в них обычно является не пелит, а мелкий алевроит, более высокий процент имеют крупный алевроит и мелкий песок; по-видимому, это связано с изменением состава размывающихся пород берега и ложа реки и менее значительным распространением тонких серо-голубых глин.

В узких участках Килийского рукава отлагаются илы с высоким содержанием крупного алевроита (до 50%) и мелкого песка (до 30%); количество мелкого алевроита в них снижается до 10-20%,

пелита до 5–10%. На суженных участках русла эти изменения, по-видимому, связаны с частичным заносом к берегу из стрежневой части реки более крупных алевритовых и песчаных частиц и смешением их в прибереговой зоне с пелитовым материалом.

РУСЛОВЫЕ ФАЦИИ ОСНОВНЫХ РУКАВОВ НИЛИЙСКОЙ ДЕЛЬТЫ

В 18 км выше устья у г. Видково Килийский рукав распадается на Старостамбульский и Очаковский рукава, которые, в свою очередь, разделяются на более мелкие рукава (Восточный, Быстрый, Песчаный, Анкудиново и др.), впадающие в Черное море на побережье длиной в 54 км.

Старостамбульский рукав мало отличается от Килийского рукава. Сохраняются примерно та же ширина и характер поперечных профилей русла. На широких участках перекатов выдерживается та же "корытообразная" форма русла с почти равными глубинами по всему профилю. Выделение наиболее углубленной стрежневой части и русловой отмели может быть принято весьма условно (рис. 1, 2, проф. 12, 15, 16). В узких плесовых отрезках реки углубленная стрежневая часть хорошо выражена и примыкает то к одному, то к другому берегу. Русловая отмель располагается большей частью с одной стороны, составляя примерно около половины поперечного сечения русла (рис. 1, 2, проф. 13, 14). Глубины Старостамбульского рукава по направлению к морю постепенно уменьшаются. Наиболее это заметно в широких участках перекатов, где глубины после распадаения на рукава остаются равными с Килийским рукавом, а по мере приближения к устью уменьшаются до 5–7 м. В узких участках плесов глубины достигают 12–15 м. Максимальные скорости течений 0,4–0,6, у дна 0,2–0,4 м/сек.

В Старостамбульском рукаве на всем его протяжении наблюдается эрозия ложа. На некоторых участках превалирует размыв морских песков, нередко содержащих ракушу, в других – плотных серо-голубых глин. Однако процессы размыва здесь менее отчетливо выражены, чем на Дунае и Килийском рукаве. Так же как для Килийского рукава, в тех случаях, когда во взятых грунтовых пробах песка отсутствует морская ракуша, очень трудно определить, происходит ли отложение современных песков или размыв и перетложение прибрежно-морских песков.

На стрежне и на значительной части русловой отмели Старостамбульского рукава распространены светлые, зелено-серые, слоистые, хорошо отсортированные, мелкозернистые пески с примесью крупного алеврита (до 10–15%), Md песков 0,13–0,16 мм, S_0 – 1,3–1,4. При приближении к морю (немного ниже гирла Заводинского) по всему профилю русла наблюдались алевропелитовые илы. Возможно, образование последних связано частично с размывом и переотложением серо-голубых глин (?). У самого устья, на стрежне и в значительной части русловой отмели снова прослеживаются мелкозернистые пески. Они имеют сходство с современными мор-

скими песками прибрежной части взморья и, возможно, занесены отсюда сильными нагонными ветрами и штормами.

Рукава Очаковский и особенно Быстрый (рис. 1,2, проф. 17-25) имеют значительно меньшую ширину. Ширина Очаковского рукава колеблется от 200 до 400 м, а Быстрого – от 120 до 250 м. Глубины Очаковского рукава на широких участках до 7-10 м, на узких плёсовых отрезках до 10, иногда 18 м. Глубины рукава Быстрого на стрежне достигают 10 м, в расширениях реки при "корытообразных" сечениях русла снижаются вблизи моря до 5 м. Максимальные скорости течения в Быстром и Очаковском рукавах в межень 0,3-0,5 м/сек, у дна – 0,2-0,35 м/сек, в Потаповском рукаве максимальные скорости достигают 0,5, в Прорве – 0,6, у дна – 0,5 м/сек.

В Очаковском рукаве стрежневая часть очень плавно переходит в русловую отмель (рис. 1,2, проф. 22,23). Иногда поперечный профиль имеет "корытообразную" форму с более или менее равными глубинами. Углубленная стрежневая часть примыкает то к одному, то к другому берегу, но нередко, особенно в узких участках, занимает центральную часть русла (рис. 1,2, проф. 21). В рукаве Быстром характерна четкая асимметричность поперечного сечения русла. Углубленная стрежневая часть хорошо выражена и примыкает то к одному, то к другому берегу (большей частью к правому). Русловая отмель выделяется довольно отчетливо и занимает обычно около двух третей профиля (рис. 1, 2, проф. 17, 18)

Дно русел покрыто светлыми, зелено-серыми, слюдястыми, мелкозернистыми, хорошо отсортированными песками, такими же, как в Старостамбульском рукаве. Как указывалось, происхождение их не всегда удается установить, но в ряде случаев наличие в них морской фауны указывает на размыв более древних морских прибрежных песков. Ближе к берегу пески сменяются плохо отсортированными алевритовыми илами, с преобладанием то крупного, то мелкого алеврита и высоким содержанием пелита. В Очаковском рукаве при приближении к морю пески сменяются алевритовыми илами на всем профиле русла (рис. 1,2, проф. 25). Нередко, особенно в рукаве Быстром, в узких участках на стрежне наблюдается размыв серо-голубых глин (рис. 1,2, проф. 18,21). Скорости течения у дна 0,3-0,4 м/сек.

Вблизи впадения в море поперечные сечения рукавов имеют сглаженные "корытообразные" очертания с почти равными глубинами. По всему руслу распространены довольно светлые зелено-серые, плохо отсортированные алевритовые илы. Содержание в них крупного алеврита 15-25%, мелкого алеврита – 25-30%. Довольно изменчиво содержание пелитовой фракции (от 40 до 75%) и мелкого песка (от 10 до 25%). Иногда встречаются почти чистые пелитовые илы. Эти осадки смешанного и непостоянного состава, по-видимому, образуются за счет эрозии на дне серо-голубых глин и смешения с транспортируемым рекой обломочным материалом.

В прибереговой фашии рассматриваемых рукавов донные осадки

представлены довольно светлыми зелено-серыми алевропелитовыми и алевритовыми илами. В этих илах в значительных количествах присутствуют фракции $< 0,01$; $0,01-0,05$; $0,05-0,1$; $0,1-0,25$ мм. Соотношение частиц различной крупности все время меняется даже на коротких расстояниях - то это песчанистые алевритовые илы с равными количествами песка, крупного и мелкого алеврита, то алевропелитовые илы с довольно высокими содержаниями крупного алеврита (до 10-15%) и мелкого песка (10-15%) (двух- и трехвершинные гистограммы). Для прибереговой фации рассматриваемых рукавов, так же как для Дуная и Килийского рукава, характерна ассимиляция материала, поступающего в реку за счет эрозии и оползания берега. В прибереговой фации рукавов Килийской дельты по сравнению с Килийским рукавом в илах увеличивается содержание мелкого песка и крупного алеврита. По-видимому, это связано с тем, что в рукавах Килийской дельты (особенно в Быстром) в связи с изменением поперечного профиля скорости потоков у берегов менее замедлены по сравнению с береговой отмелью, чем в Килийском рукаве. Поэтому у берегов наряду с тонкими частицами могут транспортироваться и частично осаждаться крупный алеврит и песок, а на плёсах при малой ширине русел. песок и крупный алеврит могут заноситься из размывающихся на стержне более древних морских песков.

МАЛЫЕ РУКАВА КИЛИЙСКОЙ ДЕЛЬТЫ

(Мусуна, Цыганское, Заводинское, Восточное, Песчаное, Отножное, Аннудиново, Полуденное, Гнеушево, Потапово, Прорва)

Ширина мелких рукавов очень колеблется (от 30 до 100 м), глубины до 8-10 м скорости потоков довольно значительные - 0,35 м/сек, у дна - 0,28 м/сек. В стрежневых и пристрежневых частях русел распространены мелкозернистые пески с значительной примесью крупного алеврита (до 30%). Вблизи берега прослеживаются плохо отсортированные крупные алевриты с довольно большой примесью мелкого песка (10-20%), мелкого алеврита (10-15%) и пелита (10-15%), и алевропелита.

Реже наблюдаются алевросаммиты с почти равными количествами мелкого песка и крупного алеврита и небольшой примесью мелкого алеврита и пелита (до 2-3%) и мелкозернистые пески с высоким содержанием крупного алеврита (до 25-30%). Примесь зерен $> 0,25$ мм во всех перечисленных осадках совершенно незначительная (до 1%). В мелких рукавах Килийской дельты явления эрозии дна меньше выражены, чем в более крупных рукавах. Возможно, это связано с тем, что здесь размываются преимущественно прибрежно-морские пески, признаки размыва которых, как указывалось, не всегда удается установить.

В заключение для русловых фаций нижнего течения Дуная и его рукавов могут быть суммированы следующие характерные особен-

ности осадкообразования, которые, по-видимому, сохраняют свою значимость и для других крупных равнинных рек¹.

Каждая из русловых фаций (стрежневая, пристрежневая, русловой отмели и прибереговая) приурочена к определенным элементам поперечного профиля реки и характеризуется своими особенностями накопления и состава русловых отложений. Эти, присущие каждой из фаций, черты выдерживаются на всем протяжении реки, несмотря на происходящие довольно существенные изменения по продольному профилю реки.

Аллювий стрежневой, пристрежневой фаций и русловой отмели Дуная и его рукавов представлен мелко- и среднезернистыми песками. В стрежневой и пристрежневой фациях Дуная и Килийского рукава пески менее отсортированы, содержат иногда постоянную примесь гравия и мелкой гальки, фракция 0,5–0,25 мм составляет довольно высокий процент. Для песков характерны значительное содержание пластинок слюд и хлорита, высокий процент тяжелых минералов, большое количество растительного детрита. Мощность песков невелика. Нередко песок наблюдается лишь в виде тонких налетов и присыпок на размывающихся коренных породах ложа реки. Фация русловой отмели характеризуется более однородными мелкозернистыми песками более значительной мощности.

На состав аллювия стрежневой и пристрежневой фаций, а иногда и русловой отмели заметно влияют широко распространенные здесь процессы эрозии речного ложа. Продукты размыва имеют непостоянный состав, изменяющийся в соответствии с размывающимися на дне породами. Эти продукты размыва примешиваются к обломочному материалу, транспортируемому рекой, и вызывают существенные отклонения в градулометрическом и минералогическом составе аллювия, которые могут не соответствовать гидродинамическому режиму реки (например при размыве на дне грубообломочных пород – появление в аллювии гальки, гравия, крупного песка; при размыве на дне тонких пелитовых пород – значительное повышение содержания пелита в аллювии и т.п.).

Очень трудно бывает констатировать размыв на дне песков, особенно если в них отсутствует или редко встречается ракушка, определяющая их возраст и генезис. По внешнему виду размываемые пески могут быть неотличимы от песков современного аллювия, так как они смешиваются с обломочным материалом, транспортируемым рекой. В этом случае косвенным критерием могут служить происходящие изменения в аллювии реки, несоответствующие ее гидродинамическому режиму, и характерные изменения в минералогическом составе аллювия. Так, например, в Килийском рукаве (начиная с 40–30 км от устья) и в рукавах Килийской дельты нами по фаунистическим данным были обнаружены признаки размыва прибрежно-морских песков. На этих станциях в аллювии наблюдалось заметное укрупнение песков и повышение содержания крупного алеврита (не-

¹ Дунай в нижнем течении имеет характер равнинной реки.

смотря на снижающиеся скорости течения по направлению к устью), а также некоторые изменения минерального состава в соответствии с составом размываемых песков.

Установленные признаки размыва более древних песков позволили не только более правильно охарактеризовать современный аллювий русловых фаций Дунайской дельты, но и определить более древнюю береговую линию Черного моря. Следует отметить, что с границей полосы этих прибрежно-морских песков совпадает начало дробления Дуная на рукава. Возможно, эти рыхлые песчаные отложения в какой-то мере затруднили продвижение реки и вызвали постепенное образование дельты.

Прибереговая фация Дуная и его рукавов представлена алевропелитовыми илами смешанного и непостоянного состава. Для прибереговой фации на состав аллювия большое влияние оказывает ассимиляция пород берега. Даже в нижнем течении реки при низких берегах в результате эрозии и оползания в реку попадают очень большие блоки пород берега. Они размываются, смешиваются с транспортируемым рекою обломочным материалом и изменяют его гранулометрический и минералогический состав в соответствии с породами берега. На участках, где скорости течения реки незначительные, оползшие, обрушившиеся монолитные глыбы пород берега погружаются в тонкие современные речные алевропелитовые илы и захороняются в них. В центре таких крупных блоков сохраняется нередко их первоначальный состав, и, таким образом, вблизи берега создается неоднородность (мозаичность) состава отложений прибереговой фации, а иногда несоответствие с гидрологическим режимом реки.

В результате эрозии ложа реки (стрежневая и пристрежневая фации) и ассимиляции пород берега (прибереговая фация) в случае разного петрографического состава пород, размываемых рекой на дне и в береговых обрывах, что нередко наблюдается для крупных рек), по поперечному профилю реки могут иметь место заметные различия в гранулометрическом и минералогическом составе аллювия.

По продольному профилю реки существенные изменения в строении русла и составе аллювия русловых фаций наблюдаются в связи с чередованием извилистых и прямолинейных отрезков реки, узких глубоких участков плёсов и широких перекатов. В больших излучинах отчетливо выделяется углубленная (с максимальными глубинами) стрежневая часть, прижатая к вогнутому берегу, хорошо выражена и имеет наибольшую протяженность русловая отмель (рис. 2, проф. 1,4). Все русловые фации выражены отчетливо. В стрежневой части мощность современных отложений незначительна, нередко наблюдается эрозия ложа. В узких глубоких участках плёсов русловая отмель большей частью выражена плохо, сливается с стрежневым углублением (рис. 2, проф. 3) и прослеживается то с одной стороны стрежня (рис. 2, проф. 3,5), то с обеих сторон (рис. 2, проф. 8,16). Нередко имеет место размыв ложа. На прямолинейных широких отрезках реки довольно характерен выровненный

"корытообразный" поперечный профиль с почти одинаковыми сравнительно небольшими глубинами по всему сечению (до 8–10 м на Дунае и Килийском рукаве и до 5–8 м в рукавах Килийской дельты). На Дунае русла таких участков покрыты песками. В Килийском рукаве и рукавах Килийской дельты по всему профилю наблюдались признаки эрозии ложа, размыв плотных серо-голубых глин и желтых лёссовидных пород и отложение плохо отсортированных алевропелитовых илов (рис. 2, проф. 8, 11, 15, 25). В участках разветвлений реки со стороны отчлененного рукава хорошо выражена довольно значительная по протяженности русловая отмель.

По продольному профилю Дуная и его рукавов русловые фации в общем довольно однообразны и постоянны на всем протяжении. Наиболее существенные изменения могут быть отмечены для крупных подразделений реки: самого Дуная, его Килийского рукава и рукавов Килийской дельты. В Килийском рукаве по сравнению с Дунаем уменьшается ширина и глубина русел, немного уменьшаются скорости течения. Наряду с размывом серо-голубых глин и лёссовидных пород приобретает существенное значение размыв четвертичных прибрежно-морских песков.

В устьевом участке Килийской дельты ширина и глубина русел значительно уменьшаются и понижаются скорости потоков до 0,3–0,5 м/сек, у дна – до 0,2–0,35 м/сек. В песках повышается процент крупного алеврита, нередко имеет место переход в алевропсаммиты и алевритовые илы. Ухудшается отсортированность осадков. В алевропелитовых илах прибреговой фации повышается количество мелкого песка и крупного алеврита. Как указывалось, эти изменения, по-видимому, связаны с размывом на дне прибрежных морских песков. Для донных осадков русловых фаций устьевого участка Килийской дельты, особенно у самого взморья, характерна плохая отсортированность осадков. На большей части русла отлагаются смешанные осадки, состоящие из равных количеств мелкого песка, крупного алеврита, мелкого алеврита и пелита. Таким образом, в предустьевое взморье рукавами Килийской дельты выносятся очень плохо отсортированный обломочный материал – смесь мелкого песка, крупного алеврита, мелкого алеврита и пелита.

Приведенные данные расходятся с утверждениями ряда исследователей о том, что такие равнинные реки, как Дунай, Днепр, не транспортируют в своем течении песчаный материал, а вносят в море только пелитовые и мелкоалевритовые частицы. В действительности же, как видно на примере дельты Дуная, скорости течений таких рек позволяют транспортировать мелкопесчаные и крупноалевритовые частицы даже после распада на более мелкие рукава и вносить в море наряду с массами мелкого алеврита и пелита значительные количества крупного алеврита и мелкого песка. Весьма большое количество мелкого алеврита и пелита, транспортируемое равнинными реками, связано не только с пониженными скоростями их течений. Весьма существенное влияние оказывает литологический состав пород питающего водосборного бассейна и размывающего ложа реки. Большие массы мелкого алеврита и пелита, вно-

симые в море Дунаем, связаны с тем, что его водосборная площадь в среднем и нижнем течении сложена в основном лёссовидными породами, алевроитами, глинами, и, таким образом, питание его на этой территории происходит в основном за счет поступления мелкого алевроита и пелита. Эти выводы могут быть распространены и на другие реки Черного моря (Днестр, Днепр), многие реки Средней Азии, Китая, Америки и др.

ДОННЫЕ ОСАДКИ АВАНДЕЛЬТЫ ДУНАЯ

В предустьевой части Дуная на шельфе наблюдается следующая последовательность в распределении донных осадков (рис. 3, 4). До глубины 0,7 м, реже 1,5 м на расстоянии 500–600 м от берега распространены светлые, серо-зеленые, слюдястые, мелкозернистые пески. Частицы $> 0,25$ мм (преимущественно 0,5–0,25 мм) составляют в них не более 1–2%. Пески содержат значительную примесь крупного алевроита. Наблюдаются переходы от песков к алевропсаммитам и крупным алевроитам. От пелита и мелкого алевроита пески отсортированы хорошо.

В глубь моря пески сменяются серо-зелеными, слюдястыми, плохо отсортированными алевроитовыми илами. Они состоят из крупного алевроита (45–55%) и из примерно равных количеств (по 20–30%) мелкого алевроита и пелита. Алевроитовые илы протягиваются сплошной полосой вдоль всей дельты, распространяясь до глубины 3 м (местами до 5–6 м), на расстоянии 1–1,2 км от берега. С глубины 3–4 м содержание в них крупного алевроита резко уменьшается, и они сменяются зелено-серыми алевроитовыми илами. Последние составляют самостоятельную зону, прослеживающуюся преимущественно до глубины 8–10 м и на расстоянии 1,5–2 км от берега. Они состоят почти из равных количеств мелкого алевроита и пелита, обычно с некоторым преобладанием последнего. Нередко, когда расстояния от берега невелики, в алевропелитовых илах присутствуют крупноалевритовые и песчаные частицы.

С глубины 10 м (иногда 5 м) алевропелитовые илы сменяются более светлыми серо-зелеными пелитовыми илами. В предустьевых участках рукавов Дуная, имеющих значительные скорости течений, пелитовые илы начинаются от самого устья и как бы прорывают зону песков и алевроитов. Появление здесь пелитовых илов, по-видимому, связано с размывом на этих участках более древних плотных серо-голубых четвертичных (?) глин. Наиболее отчетливо это наблюдается у устьев рукавов Быстрого, Очаковского и Прорвы. Гранулометрический состав пелитовых илов неоднороден; прослеживаются все переходы от алевропелитовых до почти чистых пелитовых илов. Ближе к берегу, на меньших глубинах, в пелитовых илах много алевроита (до 25–30%); в глубь моря его количество уменьшается (до 10%, иногда до 5%). Однако это выражено нечетко, и часто вдоль берега на одних и тех же глубинах пелиты имеют разное содержание мелкого алевроита. В распределении различных пелитовых фракций четких закономерностей не удалось проследить. В мористой части зоны пелитовых илов немного повышается

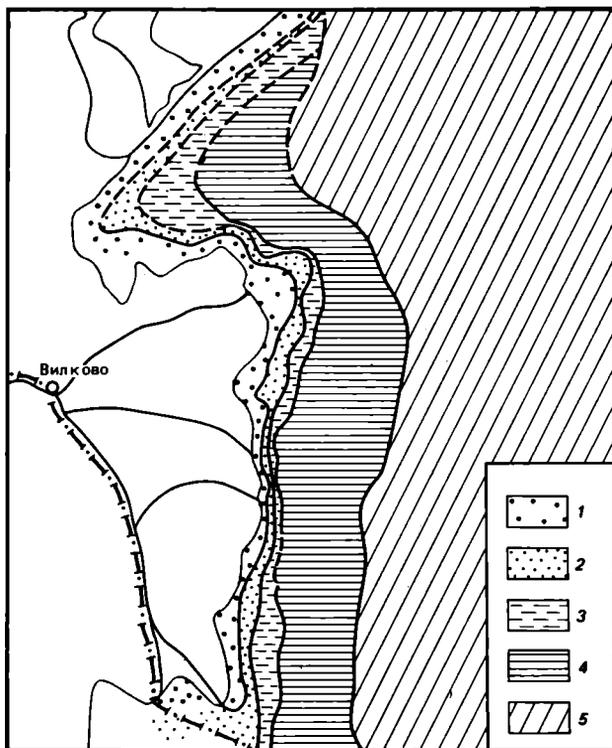


Рис. 3. Схема распределения донных осадков на шельфе в предустьевой части Дуная

Услов. обозн. к рис. 3 и 4. Гранулометрический состав (по преобладающей фракции): 1 - пески средне- и мелкозернистые; 2 - алевросаммиты и крупные алевриты; 3 - алевропелитовые илы; 4 - пелитовые илы; 5 - ракушечники, переходящие в крупно- и среднезернистые пески с ракушей

процент тонкого пелита. Перечисленные осадки, образованные за счет твердого стока Дуная, составляют узкую полосу до 7-10 км. После перехода вглубь моря от песков к пелитовым илам, с глубины 15-20 м распространены ракушечники, переходящие в неравнозернистые пески с ракушей. Ракушечники состоят из грубого толстостенного раковинного детрита и раковин пелиципод и гастропод. Терригенная часть этих отложений отличается от прибрежных современных песков предустьевой части Дуная и по гранулометрическому и минералогическому составу. Пески прибрежной зоны мелкозернистые и в тех или иных соотношениях смешаны с крупным алевритом. Примесь частиц 0,5-0,25 мм очень мала. Поверхность зерен чистая, отмытая от пелита. Минералогический состав их разнообразен [Барковская, 1948, 1959, 1961, 1972]. Так же как для русловых отложений Дуная и его рукавов, для

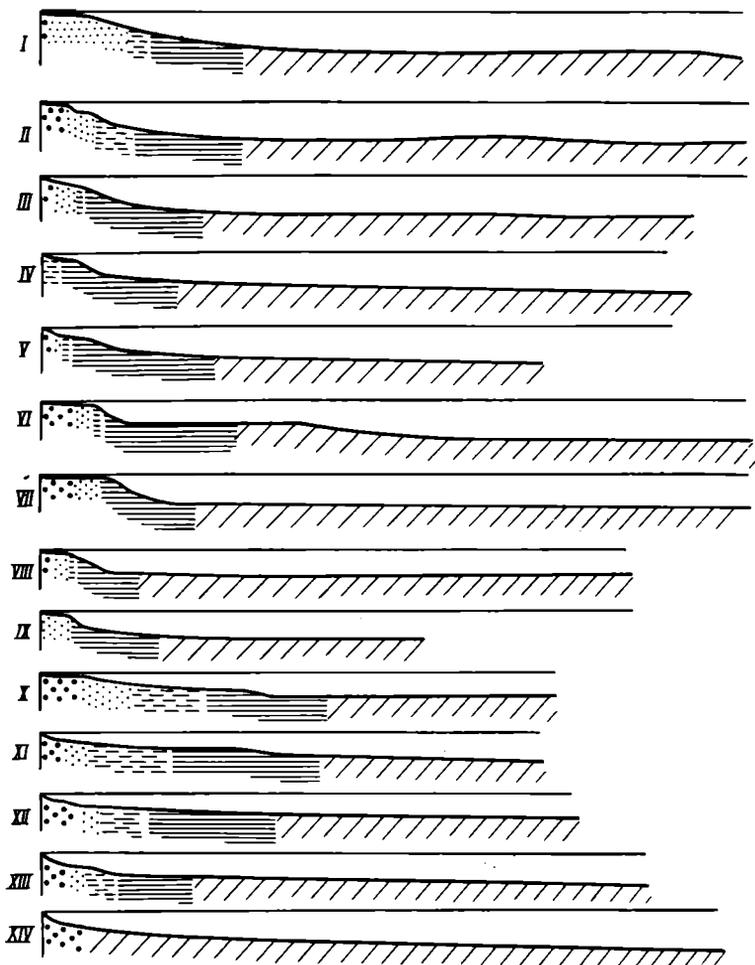


Рис. 4. Донные осадки авандельты Дуная

I—XIV — схематизированные типовые профили: I — против устья рукава Старостамбульского; II — против о. Кубану; III — против устья рукава Восточного; IV — то же, Быстрого; V — то же, Среднего; VI — то же, Анкудиново; VII — то же, Очаковского; VIII — против о. Прорвы; IX — против устья Прорвы; X — к югу от с. Приморское (Жебрияны); XI — против с. Приморское (Жебрияны); XII — против южной части лим. Сасык; XIII — против средней части лим. Сасык; XIV — против средней части лим. Джантшейского. Мощности донных осадков даны без учета вертикального масштаба

них характерно высокое содержание слюд и хлорита. Большой процент составляют тяжелые минералы (с удельным весом больше 2,9) очень разнообразного состава. Весьма характерны минералы группы эпидота (цоизит, клиноцоизит) и амфиболы (тремолит, актинолит, обыкновенная, базальтическая, шелочная роговые обманки). Раковин в песках мало или совсем нет. Раковинный детрит мелкий, по размеру близкий с терригенными частицами.

Песчаный материал зоны ракушняка, распространенного на шельфе мористее алевропелитовых и пелитовых осадков, имеет более крупные размеры и плохо отсортирован. В нем присутствуют в почти равных количествах все фракции от 1 мм до пелитовых частиц (каждая из них составляет от нескольких процентов до 15–20%). Большой частью немного преобладает фракция 0,5–0,25 мм; иногда она достигает 30–50%. В этом случае повышено и количество такой фракции как 0,25–0,1 мм. Наиболее высокие содержания фракции 0,5–0,25 мм наблюдались против сел. Приморское (Жебрияны) – оз. Кундук. Все зерна покрыты тонким пелитовым налетом. По минералогическому составу пески кварцевые. Из полевых шпатов характерен калиевый полевой шпат. Слюды, хлориты и другие минералы, характерные для песков прибрежной зоны, не встречаются или присутствуют в незначительном количестве. Раковинный материал состоит из створок и обломков различных (преимущественно крупных) пелиципод *Modiolus*, *Ostrea*, *Mytilus galloprovincialis*, *Cardium*, *Donax*, *Pecten*, *Venus*, *Tapes* и др. Всегда встречаются раковины гастропод, среди которых присутствуют древнечерноморские формы. Характерно наличие большого количества крупных фораминифер. Все раковины и раковинный детрит очень сильно обтерты, а фораминиферы настолько, что часто могут быть приняты за окатанные терригенные частицы. В мористой части ракушняковой зоны наблюдается заметное увеличение раковин мидий.

Вдоль дельты Дуная ракушечники и пески с ракушей прослеживаются довольно далеко от берега, с глубины 15–20 м. Мористая граница нами не обнаружена (возможно, в связи с тем что исследования проводились до глубины 40–50 м). По направлению к северо-востоку от дельты они прослеживаются очень близко от берега (с глубины 10 м, а иногда и с меньших глубин). Весьма вероятно, что рассматриваемые ракушечники и пески с ракушей (или их более близкая к берегу полоса) могут быть сопоставлены с зоной плохо отсортированного обломочного материала с грубой ракушей, обнаруженной нами на шельфе вдоль берегов Крыма и Кавказа на глубинах 20–30 м, на границе алевритовых и алевропелитовых илов [Барковская, 1959, 1961, 1972]. Возможно, эти отложения представляют собою прибрежные осадки, вскрытые к настоящему времени вдольбереговыми течениями, и указывают на прежнее положение береговой линии Черного моря.

Мощности современных отложений в самой прибрежной предуступовой части Дуная (до глубины 10–15 м) более значительные, чем на прилегающем шельфе к северо-востоку от Жебриянской бухты,

где в связи с уменьшением поступления обломочного материала современные осадки имеют небольшую мощность или полностью размываются и на больших участках дна обнажаются коренные породы. В этой зоне шельфа, вдоль самой дельты Дуная, признаки размыва наблюдаются в основном только в участках впадения рукавов, имеющих значительные скорости течений. На больших глубинах (с 15–20 м) современный терригенный материал, связанный с выносом Дуная, почти полностью выносятся течениями и транспортируется в юго-западном направлении и в глубь моря [Барковская, 1959, 1961].

Суммируя данные по распределению донных осадков на шельфе предустьевой части Дуная, можно сделать следующие выводы. Из поступающего в море аллювия смешанного состава в результате механической дифференциации, обусловленной волновыми процессами, формируются зоны осадков определенной крупности: песков, крупноалевритовых, алевропелитовых и пелитовых илов. Зоны песков и крупноалевритовых илов, хотя и имеют довольно значительную ширину по нормали к берегу, но распространены только на малых глубинах (до 1–3 м). Глубже отлагаются алевропелитовые и пелитовые илы. Отсортированность перечисленных донных осадков авандельты Дуная заметно хуже, чем на шельфе в некотором удалении от устья. Пески имеют высокое содержание крупного алеврита и повышенный процент мелкого алеврита, а иногда и пелита. Крупноалевритовые илы имеют более высокое содержание мелкоалевритовых и пелитовых частиц. Алевропелитовые илы содержат песчаные частицы.

Расширение седиментационных зон с одновременным распространением их на меньшие глубины и меньшая степень отсортированности осадков связаны здесь с очень малыми уклонами дна, характерными для шельфа платформенной равнинной области. Существенное влияние также оказывают гранулометрический состав и количество терригенного материала, выносимого рекою. Питание Дуная на значительной территории, особенно в его нижнем течении, происходит за счет смыва и размыва алевритовых и пелитовых отложений, вследствие чего его твердый сток характеризуется очень высоким содержанием мелкого алеврита и пелита. На пологом шельфе тонкие частицы ($< 0,05$ мм), непрерывно поступающие в большом количестве в море, не успевают полностью отмыться волнами; мелкий алеврит и пелит осаждаются вместе с крупным алевритом, а иногда и с песком (двух- и трехвершинные гистограммы), и с очень малых глубин происходит отложение смешанных тонких осадков.

Определяющее влияние на гранулометрический состав и степень отсортированности осадков авандельты оказывают: а) фактор, обусловленный соотношением количества твердого стока реки и гранулометрического состава его преобладающей части, и б) степень волнового воздействия, успевающего в той или иной степени переработать и отсортировать поступающие в море массы обломочного материала.

Различные сочетания совокупного воздействия указанных факторов в разные периоды года, а также (во время паводков, ливней, во время преимущественно штилевых и штормовых периодов и т.п. обуславливают характерную периодическую ритмичность, выражающуюся в тонкослойных изменениях гранулометрического, минералогического состава, в содержании различных компонентов (органического вещества, CaCO_3 и др.), в количестве и крупности растительного детрита и различиях в оттенках, а иногда и в цвете, связанных с вещественным составом слоев.

Донные отложения авандельты Дуная очень обогащены остатками растительности. Вся дельта представляет собой почти сплошные плавни, чрезвычайно богатые различными видами надводной и подводной растительности [Зеров, 1961]. Основной фон растительности дельты создают заросли тростника (рис. 5, а). Они занимают основную площадь дельты, доходят до взморья и нередко благодаря значительному опреснению морской воды распространяются на довольно значительные расстояния в море. Среди тростника встречаются подгнившие стволы и корневища деревьев и другие остатки древесной растительности.

Во время волнения стебли камышей сбиваются, обламываются и выбрасываются на берег, а их корни с перегнившими растительными остатками, гумусом и задержанными пелитовыми частицами, часто в виде кочек сохраняются на месте и покрываются песком (рис. 5, б, в). Таким образом, в приустьевой песчаной полосе и прибрежной мелководной зоне моря создается характерный "микробугристый рельеф" и образуются осадки неоднородного литологического состава — отсортированные прибрежные пески с многочисленными участками, состоящими из перегнившего растительного материала, смешанного с пелитом, алевролитом и песком.

Пески авандельты содержат обломки стеблей и корней тростника, листья и мелкий растительный детрит. В алевропелитовых осадках растительные остатки в виде очень тонкого перетертого детрита встречаются в значительных количествах даже в удаленной от берега части шельфа.

Характерным для отложений авандельты Дуная является резкое уменьшение количества морских моллюсков и гастропод, связанное с понижением и с значительными колебаниями солености, и наличие пресноводных и сухопутных форм преимущественно (*Unio*, *Xelix*) в пререзовой полосе, на косах и барах.

В связи с поступлением пресных вод и обогащением морской воды кислородом и питательными веществами (в частности растительным детритом) в осадках широкое распространение приобретают бокоплавы и черви. В результате интенсивной жизнедеятельности червей, в предустьевой части Дуная наблюдается характерная, весьма значительная переработка донных осадков, особенно алевропелитовых и пелитовых илов. Они пронизаны ходами червей (рис. 5, е, ж), вокруг которых сильно уплотнены, переполнены мелкими, более плотными сгустками. Вследствие чередования то более, то менее уплотненных участков осадки приобретают мелкогустковую структуру.



Рис. 5. Дельта и авандельта Дуная

a - общий вид плавней; *b* - тростник, сбитый волнениями; *v* - микробугристые образования в мелководной зоне моря; *z*, *d* - образования из пластинок слюд хлорита и тонкого раковинного детрита; *c*, *ж* - алевропитовые и пелитовые илы. Следы жизнедеятельности червей

Измененные в результате жизнедеятельности червей донные осадки плохо дезинтегрируются, и пелитовые частицы с очень большим трудом отделяются от более крупных зерен (независимо от того, исследуется влажный грунт или высушенные пробы). Это очень затрудняет получение правильных данных по гранулометрическому составу осадков. При высыхании переработанные червями грунты (особенно пелитовые илы) приобретают большую плотность и с трудом раздробляются.

Для песков и крупных алевроитов аванделы Дуная, его баров и кос характерны многочисленные, разнообразные знаки абиогенного и биогенного происхождения. Из биогенных знаков наиболее распространены разные следы жизнедеятельности бокоплавов [Барковская, 1955], следы ползания моллюсков (*Unio* и др.) и гастропод (преимущественно пресноводных) и отпечатки птичьих лап. Поверхность песков часто испещрена всевозможными знаками, в самых различных их сочетаниях.

На барах, косах и в песках приустьевой полосы встречаются створки и раковины пресноводных моллюсков и гастропод. Здесь впервые автору удалось наблюдать оригинальные образования. Раковины *Unio*, дробясь во время волнений, образуют мелкий арагонитовый перламутровый детрит. Пластинки этого детрита вместе с крупными пластинками слюд и хлорита отмываются волнами, смешиваются и образуют значительные по протяженности налеты и прослойки. Нередко эти пластинки, тесно прилегая друг к другу, слипаются и образуют на поверхности песков плотные пленки значительных размеров (рис. 5, *z, d*). Последние размываются прибором, закручиваются при высыхании в характерные трубки и захороняются, засыпаясь песком.

В заключение следует отметить, что выявленные автором особенности осадкообразования являются характерными для донных осадков предустьевого шельфа не только Дуная, но и других рек и могут быть использованы при палеогеографических реконструкциях.

ЛИТЕРАТУРА

- Алмазов А.М., Бондар К., Вагин Н.Ф., Стэнеску С. и др. Гидрология устьевой области Дуная. М.: Гидрометиздат, 1963.
- Аполлов Б.А. Учение о реках. М.: Изд-во МГУ, 1963.
- Барковская М.Г. "Гиероглифы" полосы современного пляжа и их образование. — Тр. ИГи. Сер. геол., 1955, № 66, вып. 155.
- Барковская М.Г. Закономерности распределения обломочного материала в полосе пляжа Черного моря. — Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1959, № 24, вып. 4.
- Барковская М.Г. Закономерности распределения донных осадков на шельфе вдоль берегов Черного моря. — Тр. ИОАН СССР, 1961, т. 53.
- Барковская М.Г. О минералогическом составе донных осадков дельты и аванделы Дуная. — Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 4.
- Батурич В.П. Палеогеография по терригенным компонентам. — АЗОНТИ, 1937.

- Гилибин Ю.А. Основы геологии россыпей. М.: Изд-во АН СССР, 1956.
- Близняк Е.В., Поляков Б.В. Инженерная гидрология. М.: Госстройиздат, 1939.
- Великанов М.А. Динамика русловых потоков. - М.; Л.: Гидрометиздат, 1946.
- Великанов М.А. Проблемы формирования речного русла. - Изв. АН СССР. Сер. геол. и геофиз., 1947, т. XI, вып. 4.
- Великанов М.А. Гидрология суши. Л.: Гидрометиздат, 1948.
- Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. М.: Наука, 1964.
- Жемчужников Ю.А. Типы косой слоистости осадочных образований и их структура для их изучения. - Изв. Геогр. ин-та, 1923, № 4.
- Жемчужников Ю.А. Тип косой слоистости как критерий генезиса осадков. - Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1926, вып. 7.
- Зенкович В.П. Загадка Дунайской дельты. - Природа, 1956, № 3.
- Зенкович В.П. Морфология и динамика советских берегов Черного моря. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 2.
- Зеров К.К. Водная растительность Килийской дельты Дуная. - В кн.: Дунай и Придунайские водоемы в пределах СССР. Киев: Изд-во АН УССР, 1961.
- Лаврушин Ю.А. Основные особенности аллювия равнинных рек субарктического пояса и пригляциальных областей материковых оледенений. - В кн.: Вопросы геологии антропогена. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Ламакин В.В. Об остаточноречных и вообще об остаточных поверхностных отложениях. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1943, № 2.
- Ламакин В.В. Перлювиальные отложения на р. Печоре. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1944, № 6.
- Ламакин В.В. О динамических особенностях аллювиальных отложений. - Докл. АН СССР, 1947, № 1.
- Ламакин В.В. О понимании и терминологии остаточных отложений. - Бюл. ком. по изучению четверт. периода, 1948, № 11.
- Ламакин В.В. О динамической классификации речных отложений. - Землеведение, 1950, т. 43, вып. 3.
- Лелявский Н.С. О речных течениях и формировании речного русла. - Труды II съезда инженеров-гидротехников. СПб., 1893.
- Лопатин Г.В. Наносы рек СССР. Географиз, 1952.
- Лосиевский А.И. Лабораторное исследование процессов образования перекатов. - Тр. Центр. науч.-исслед. инст. водн. транспорта, 1934, вып. 86.
- Лохтин В.М. О механизме речного русла. СПб., 1897.
- Машкевич О.Т., Аполлов Б.А. Гидрогеология рек. - В кн.: Гидрогеология. М., 1940, ч. 1.
- Михайлов В.Н. Динамика потока и русла в непрливных устьях рек. - Труды ГОИНа. М.: Гидрометиздат, вып. 102, 1971.
- Михайлов В.Н., Рогов М.М., Макарова Т.А., Полонский В.Ф. Динамика гидрографической сети непрливных устьев рек. М.: Гидрометиздат, 1977.
- Мордянов А.И. Строение поймы р.Тихвинки у д.Фишевицы. Изв. Всес. геол.-разв. объединения, 1932, т. 51, вып. 64.
- Огневский А.В. Гидрология суши (общая и инженерная). Л.; М.: Госэнергиздат, 1941.
- Петреску И.Г. Дельта Дуная/Пер. с рум. Н.Ф. Леонтьева. Изд-во иностр. лит-ры, 1963.
- Поляков Б.В. Исследование стока взвешенных наносов. Л.: Изд-во ГТИ, 1935.
- Потапов М.В. Поперечная циркуляция в открытом потоке и ее гидротехническое применение. М., 1936.

- Рухин Л.Б. Гранулометрический метод изучения песков. Л.: Изд-во ЛГУ, 1947.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1953.
- Самойлов И.Б. Устья рек. Географгиз, 1952.
- Советов С.А. Курс общей гидрологии. Л.; М., 1929.
- Судакова Ю.П. Грунты устьевых взморья Дуная и их связь с гидрологическими процессами. - Труды ГОИН, 1964, вып. 78.
- Усов М.А. Элементы геоморфологии и геологии рыхлых отложений. - Изв. Зап.-Сиб. гос. геол. треста. Новосибирск, 1934.
- Хабаров А.В. Краткая инструкция для полевого исследования конгломератов. Л.; М.: Изд. Всес. геол. разв. объедин., 1933.
- Хабаров А.В. Об индексах окатанности галечников. - Сов. геол., 1946, № 10.
- Хабаров А.В. Косая слоистость осадочных толщ как показатель условий их образования. - Природа, 1951, № 4.
- Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. - Тр. ИГН. Сер. геол. (55), 1951, вып. 135.

П.С. Димитров, З.Т. Новикова

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ШЕЛЬФЕ БОЛГАРИИ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Особенности геологического строения рыхлой осадочной толщи на шельфе западной части Черного моря изучались с помощью мелко-бурения, сейсмоакустического профилирования и эхолотирования, что позволило выявить основные факторы осадконакопления в четвертичное время.

Формирование каждого собственно шельфового комплекса осадков имеет свои особенности, отражающие последние страницы общей геологической истории черноморской впадины и некоторые отличительные черты, характерные для западного сектора шельфа.

Режим и особенности седиментационных процессов черноморской впадины в четвертичное время контролируются следующими факторами глобального, зонального и местного значения: внутриконтинентальный бассейн Черное море относится к зоне перехода от материков к океанам и к участкам геосинклинального пояса, простирающегося на континентах в альпийской зоне [Хаин, 1973];

черноморский бассейн приурочен к умеренной гумидной климатической зоне [Лисицын, 1978], для которой характерен ряд отличительных черт: незначительная мощность кор выветривания, литологическая неоднородность разрушаемых пород и преобладание механического разрушения пород над химическим выветриванием;

характерны пониженная соленость морской воды (18‰) и ясно выраженная ее зональность с глубиной (22-23‰);

сероводородное заражение толщи воды происходит ниже 200 м, что обуславливает ограниченную биологическую жизнь в пелагиали; имелись резкие колебания уровня моря в плейстоцене, что привело: а) к резко выраженным регрессивным и трансгрессивным фазам с различным темпом эвстатических колебаний в сочетании с различной интенсивностью эрозийных процессов; б) к изменению солёности и температуры воды; в) к резкой смене биологических сообществ;

изменение глубины моря, обусловленное тектоникой, приводившей к резкой смене режима седиментации в разных частях впадины; исключительно высокие темпы осадконакопления как на шельфе, так и в абиссальной части впадины, где отмечены колоссальные мощности четвертичных осадков – более 1000 м.

Западная часть шельфа Чёрного моря отличается некоторыми специфическими чертами, присущими процессам седиментации, главными из которых можно считать следующие:

по строению фундамента шельф разделяется на платформенный (северная часть) и геосинклинальный (южная часть);

на побережье существуют три резко отличающиеся по петрографическому составу питающие провинции (южная, средняя и северная), обуславливающие различия в составе осадочного материала в мелководной зоне;

в акватории очень четко выявлены продольные течения с высокими придонными скоростями (до 130 см/сек) как важный фактор в дисперсии материала вне зоны волнового воздействия;

близость Босфора создает гидрохимический и геохимический градиенты в связи с поступлением холодных средиземноморских вод;

на шельфе выделяются три области, отражающие пространственно-временную дифференциацию обломочного материала в четвертичное время, а именно прибрежная, центральная и периферическая;

в современную эпоху налицо дефицит терригенного материала в связи с повышением роли антропогенного фактора, а абразия не может компенсировать уменьшение поступающего в прибрежно-шельфовую зону материала;

на разных этапах плейстоцена основным источником терригенного материала являлись реки северо-западной части бассейна, и в первую очередь Дунай.

Перечисленные выше факторы предопределяют ход седиментационных процессов и отражают не только характер современного типа седиментогенеза, но и исторический тип отложений.

При изучении геологических разрезов четвертичных отложений в западной части Чёрного моря нам удалось выявить основные типы и фации осадков и проследить их площадное распределение.

В основании разрезов западного черноморского шельфа (южнее параллели р. Камчия) были обнаружены грубозернистые песчано-галечно-ракушечные отложения, представляющий собой прибрежные и мелководные фации чаудинского бассейна. Среди них встречаются и такие, которые можно охарактеризовать как пляжевые, поскольку они почти нацело сложены галечно-ракушечным материалом и ли-

тифицированы. Терригенная часть осадка составляет обычно 25–30% (в некоторых случаях до 50%) и представлена галечно-гравийным материалом, состоящим из хорошо окатанных обломков кварца, известняков, песчаников, мергелей и вулканогенно-осадочных пород. Песчаная составляющая осадка достигает лишь 5–15% и состоит из кварца, полевого шпата, плагиоклаза, биотита, мусковита, граната, вулканогенного стекла и измененных зерен. Очень редко встречаются слабо окатанные зерна магнетита, ильменита, рутила, циркона и апатита.

Легкая подфракция составляет 85–90% осадка и представлена преимущественно кварцем (36%), полевыми шпатами (14%), биотитом (1%), мусковитом (4,7%), органоманным карбонатом (30%) и др.

Общее содержание карбонатов в осадке достигает 50–70%. Биогенная часть осадков представлена целой и битой ракушей. Большая часть раковин моллюсков окатана и покрыта толстой известковой коркой. Экология вскрытой фауны моллюсков, а также ее окатанность свидетельствуют о формировании этих осадков в условиях волноприбойной зоны моря.

Осадки мелководья представлены заиленными ракушечниками с хорошо окатанными гравийными зернами кремниевого состава. Эти отложения прослежены на отметках 80–100 м и, несомненно, фиксируют древний уровень стояния моря. Судя по спорово-пыльцевым спектрам, чаудинские осадки сформировались во время регрессии моря.

Чаудинские отложения прибрежно-морских фаций являются, очевидно, реликтами древней береговой зоны моря. Они сохранились благодаря интенсивной литификации материала.

Отложения среднего плейстоцена над чаудинскими нами не обнаружены. В акватории Бургасского залива эти отложения датированы фаунистически [Khrishev, Shopov, 1978] и представлены глинистым материалом.

Ранневерхнеплейстоценовые (карангатские) отложения вскрыты в скважинах на побережье мелководья и морских береговых террасах [Коюмджиева, 1961, 1964; Семенов, Коюмджиева, Ковалюх, 1976; Khrishev, Shopov, 1978]. Они представлены разностями от глинистых илов до прибрежных заиленных ракушечных песков и ракушяков. На периферии шельфа карангатские отложения нами не обнаружены.

С большим стратиграфическим перерывом на периферии шельфа залегают прибрежно-морские фации новозвксинского бассейна. На глубинах более 100 м они латерально сменяются новозвксинскими илами. Со стороны берега их распространение ограничено изобатами 50–60 м.

В прибрежной области шельфа терригенно-ракушечные фации новозвксина представлены ракушечным детритом с гравийно-галечным материалом. Они залегают непосредственно на выветрелых известняках сармата, при этом минералогический состав осадков указы-

вают на питание терригенным материалом со стороны прилегающей суши. Терригенный материал по составу: кварцево-силикатный и карбонатный, представлен кварцем, песчаником, известняками, вулканическим стеклом, пироксенами с включением магнетита, редких зерен граната, эпидота, циркона и рутила. В наибольшей осадки представлены фракцией более 1 мм, обычно составляющей 15–30%, в некоторых случаях достигающей 60% (для северной части шельфа). Количество крупноалевритовой фракции варьирует в более широких границах – от 5 до 60%. К северной части шельфа, именно к крупноалевритовой фракции, приурочены повышенные концентрации полезных минералов: ильменита – до 40%, рутила и циркона – от 1 до 3% тяжелой подфракции.

В зоне валов на периферии шельфа мощность новоэвксинских осадков прибрежно-морских фаций обычно достигает 50 см. Темпы накопления осадочного материала здесь варьируют в интервале 3,5–7 см/1000 лет.

Органогенно-обломочные осадки прибрежных фаций новоэвксина фиксируют регрессивные стадии развития бассейна и отвечают вюрмскому оледенению. По распространению этих осадков на шельфе нам удалось провести границу новозэвксинской регрессии. Со стороны берега она ограничена прибрежной депрессией (глубинами 50–60 м), а со стороны моря – бровкой шельфа (глубинами 80–100 м). Уже на краю шельфа прибрежно-морские осадки новоэвксина переходят в новоэвксинские илы и фиксируются сменой комплекса *Dreissena polymorpha* – *Dreissena rostriformis distincta*.

Верхняя часть илистых новоэвксинских осадков представлена тонкодисперсными окисленными илами. Их верхняя граница довольно четко фиксируется по резкой смене литологических признаков, в частности по буровато-коричневому цвету. Характер диагенетических изменений пока неясен. В нижней части доминируют мягкопластичные серые и темно-серые терригенные илы с черными прослоями сульфидов железа. Терригенный характер глинистых новоэвксинских осадков подчеркивается их сравнительно невысокой карбонатностью (от 8 до 23%). Содержание аморфного кремнезема достигает 1,5%. Значительное содержание Al_2O_3 (до 26%) объясняется наличием повышенного количества глинистых минералов – каолинита, монтмориллонита, гидрослюды и др. Таким образом, описанная толща глинистых новоэвксинских отложений сформировалась вне зоны волнового воздействия.

Как было указано выше, на периферии шельфа, в районе древних береговых зон, трансгрессивные отложения среднего и ранневерхнеплейстоценового бассейнов не обнаружены, хотя в центральной и прибрежной областях они находятся в нормальном залегании. Скорее всего это связано с их размывом во время новоэвксинской регрессии.

Голоценовые осадки трансгрессивных фаций – глинистые – сформировались в условиях воздействия всех факторов современного осадконакопления.

Древнечерноморский (нижне- и среднеголоценовый) горизонт объединяет бугазские, витязевские и каламитские слои.

Витязевские и каламитские слои литологически различаются мало и их граница не всегда четко выделяется даже по составу моллюсков. Однако в целом древнечерноморский горизонт осадков характеризуется рядом важных литологических особенностей, отличающих его от остальной части разреза. На краю шельфа и верхней части континентального склона древнечерноморский горизонт представлен слабоизвестковыми алевроито-пелитовыми илами, в большинстве обогащенными органическим веществом (1-3%). Отсутствие этих осадков в отдельных местах континентального склона связано, очевидно, с процессами оползания.

Бугазские слои в местах, где они выделяются уверенно по абсолютным датировкам, показывают абсолютный возраст для низов древнечерноморских слоев 9 тыс. лет. Таким образом, на шельфе граница плейстоцена-голоцена находится на литологически контрастном размытом контакте между новозвксинскими и древнечерноморскими отложениями во временном интервале между 9 и 11 тыс. лет [Дмитров, 1979].

Подавляющая площадь шельфа покрыта в основном терригенно-детритовыми известняками и сильноизвестковыми разнозернистыми илами джеметинского возраста. Алевроитовые илы образуют протяженную субмеридиональную полосу в прибрежной и центральной областях шельфа значительной мощности (до 3-4 м). На периферии шельфа джеметинские осадки представлены модиолусовым илом. В зоне валов и на бровках шельфа они отсутствуют или их мощность незначительна (5-15 см).

Для джеметинских слоев скорости осадконакопления варьируют от 10 см/1000 лет в периферической области шельфа до 100 см/1000 лет в прибрежной и центральной областях. В верхней части континентального склона скорости осадконакопления колеблются от 0 до 25 см/1000 лет. Видимо, в древнечерноморское время характер осадконакопления существенно не менялся (за исключением глубин выше 80 м, где накапливались сапропелевидные илы), но область максимальных мощностей была значительно шире.

Таким образом, зональность в распределении мощностей и темпы накопления осадков в голоцене на шельфе НРБ обусловлены преимущественно особенностями гидродинамического режима.

Механизм осадконакопления и наблюдающиеся стратиграфические перерывы, так же как особенности формирования осадочной толщи в настоящее время, в голоцене и верхнем плейстоцене можно расшифровать, учитывая своеобразие гидродинамической обстановки.

По нашему мнению, величина максимальной регрессии в новозвксинсе для шельфа западной части Черного моря определяется в 80-100 м. Можно предположить, что в начале голоцена, когда уровень моря был ниже современного на 30 м, струи постоянных течений проходили над современными глубинами 80-100-120 м, вызывая размыв накопившихся толщ среднеплейстоценовых и ранневерхнеплейстоценовых (карангатских) осадков. В ходе трансгрессии и по мере смещения береговой линии этот участок покрывался маломощ-

ными грубозернистыми осадками, а затем, уже на значительных глубинах, – и более мелкозернистыми.

Процессы формирования осадочного комплекса шельфа западной части Черного моря в четвертичное время протекали на фоне чередующихся трансгрессий и регрессий бассейна при сложном воздействии гидродинамических и геократических факторов. На фоне общих прерывистых поднятий проявлялись резкие колебания уровня моря, что четко отражается на формировании отдельных типов осадков. Каждая трансгрессия срезает в той или иной степени ранее накопившуюся толщу. Под покровом трансгрессивных осадков голоцена лежат реликты прибрежно–морских осадков плейстоцена в регрессивных фациях, фиксирующих неоднократное падение уровня моря в плейстоцене до глубин 80–100 м.

ЛИТЕРАТУРА

- Димитров П.С. Формирование осадков периферической области шельфа западной части Черного моря в четвертичное время: Автореф. дис. ... канд. геол.–минерал. наук. М.: Ин–т океанологии, 1979.
- Кююмджиева К. Върху присъствието на морска плейстоценска фауна край Варненското озеро. Год. управл. геол. проучв. XII. София, 1961.
- Кююмджиева Е. Морска плейстоценска (хараггатска) фауна от Варненско: Сб. чест на акад. Йовчо Йовчев, София, БАН, 1964.
- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978.
- Семеновко В.Н., Кююмджиева Е.Н., Ковалюх Н.Н. Абсолютный возраст по C^{14} и корреляция морских верхнеплейстоценовых отложений Украинской ССР и Народной Республики Болгарии. Четвертичный период, т. 16, Киев, 1976.
- Хайн Е.В. Общая геотектоника. М.: Наука, 1973.
- Khrishev Kh., Shopov V. Quaternary stratigraphy of the outer South Bulgarian Black Sea shelf. – *Geologica*, 1978, 8.2., Sofia.

В.В. Налиненко, В.С. Медведев, Ю.А. Павлидис

КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПЛЯЖЕЙ ТРОПИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

В районах тропических островов на мелководных и относительно мелководных участках океанского дна формируются разнообразные терригенные, терригенно–карбонатные и карбонатные отложения. В этом литологическом многообразии выделяются известковые отложения, которые и составляют наиболее примечательную черту мелководного тропического литогенеза островных районов. Тем не менее изученность карбонатных отложений недостаточна.

Карбонатные отложения тропических приостровных мелководий относятся в своей главной массе к органогенным и отчасти к органи-

генно-обломочным. Каждый литологический тип карбонатных осадков связан с определенной ассоциацией организмов – карбонатнакопителей – и формируется в достаточно узкой по параметрам обстановке седиментации. С учетом этого были выделены фации современного тропического прибрежно-морского карбонатнакопления [Павлидис, Авельо Суарес, 1975; Ионин и др., 1977; Калининко, Медведев, 1980]. В ходе исследования выяснилось, что фации сопряжены друг с другом и что существуют их парагенетические комплексы, обозначаемые обстановками карбонатообразования.

Анализ литологических признаков и условий формирования отложений показал, что наиболее важную роль в возникновении различных карбонатных осадков играют гидродинамический и гидрохимический режимы. В свою очередь, оба режима зависят как от изолированности участка седиментации, так и, наоборот, от широкой связи с океаном. Именно гидродинамика и гидрохимия создают предпосылки развития тех или иных ассоциаций бентосных организмов, остатки которых накапливаются в виде карбонатных отложений несходного между собой облика. Гидродинамический режим областей мелководья может оказывать серьезное влияние на сформировавшийся биогенный осадок, вызывая его взмучивание, сортировку, дробление компонентов, т.е. преобразование первичного органогенного материала, а, кроме того, при гидродинамических воздействиях на осадок компоненты последнего вовлекаются в миграцию и в конечном счете выбрасываются на берега, образуя массовые скопления – пляжи, состоящие из обломочного карбонатного вещества.

Механизм формирования карбонатных пляжей столь специфичен и они столь характерны и постоянны, как член осадочного комплекса любой обстановки карбонатнакопления, что их необходимо было выделить в особую фацию, а именно субаэральных пляжевых карбонатных отложений, или фацию пляжевых карбонатных песков. И если признать, что карбонатные прибрежно-морские осадки, взятые как целое, исследованы не особенно детально, то в первую очередь это касается пляжевых образований.

В двух экспедиционных рейсах Института океанологии АН СССР на судне "Дмитрий Менделеев" в 1971 и в 1977 гг. (6-й и 18-й рейсы) проводилось комплексное литолого-геоморфологическое изучение островов и примыкающих акваторий западной части тропического пояса Тихого океана. Исследованиями были охвачены: типичные океанические атоллы Фунафути (архипелаг Тувалу или Эллис), Бутаритари (архипелаг Кирибати или Гилберта). В Новогвинейском море изучен атолл Хермит, отличающийся от предыдущих внутриагунными вулканическими островами. Особняком стоят группа приподнятых образований: о.Науру (Микронезия) и рифовые острова с вулканическим ядром – архипелаг Тонга. Далее изучена серия объектов, связанных с высокими вулканическими островами Меланезии. В архипелаге Бисмарка это о.Лавонгай (Новый Ганновер), пролив Сильвер-Саунд, разделяющий острова Новую Ирландию и Лавонгай, а в архипелаге Новые Гебриды (Вануату) – о.Эфате. Кроме того, исследования проводились у берегов о.Новая Гвинея.

Помимо островов Тихого океана, материал был получен и для о.Куба, где ряд лет совместно работали сотрудники Института океанологии АН СССР и Института океанологии Академии наук Республики Кубы.

Предлагаемая публикация основана на результатах обработки 109 проб карбонатных отложений пляжей и сопряженных с ними морских осадков. Изучались гранулометрический состав, общая карбонатность, компонентная характеристика проб. По пляжам тихоокеанских островов изучена 31 проба, по пляжам и морским осадкам п-ва Икакос (Куба) – 78 проб.

Анализ содержания карбонатных компонентов в пробах выполнен Абелью Суарес, за что авторы выражают ей искреннюю благодарность. Компоненты изучались по навескам в 10 г, что давало представление об общем составе осадков. Кроме того, компонентному анализу подверглась каждая гранулометрическая фракция исходной пробы. В естественных условиях в составе пляжевого материала всегда присутствовала примесь крупных (порядка 1–5 см) обломков кораллов и рифовых известняков. В навеску в 10 г такие обломки войти не могли, поэтому результаты компонентного анализа несколько занижены в отношении содержания обломков кораллов и рифовых известняков.

При изучении пляжей пробы отложений отбирались в его средней зоне, там где состав отложений наиболее представительен, но иногда и у уреза воды, и в тыльной части. Гранулометрический состав отложений, взятых у уреза, отличался большей, а в тыльной части – меньшей крупностью по сравнению с основными отложениями пляжа.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛЯЖЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Исследованные отложения островных пляжей отличаются весьма высоким содержанием карбонатных компонентов. Значения CaCO_3 , устанавливаемые химическими анализами, обычно лежат в пределах 93–99% и лишь изредка составляют 86–93%. Соответственно некарбонатных нерастворимых компонентов в осадке 1–14%, в среднем 3%, это малоразложившиеся ткани растений, кремнистые скелетные остатки, терригенные минералы.

В гранулометрическом отношении рассматриваемые отложения представлены главным образом гаммой песков. Помимо них, на пляжах встречаются грубые разности, состоящие из скопления крупных скелетных органических остатков, имеющих размерность гравия. Отнесение карбонатных отложений к той или иной группе по признаку размерности образующих их обломков производится по такой же классификационной схеме, как и для терригенных осадков. При размере обломков свыше 1 мм отложения считаются крупнофрагментарными, при 0,5–1 мм – крупнозернистыми песками, 0,25–0,5 мм – среднезернистыми песками и 0,1–0,25 мм – мелкозернистыми песками. Детализация этих подразделений, т.е. выделение типов отложений в пределах каждой группы, основана на учете степени сор-

Таблица 1

Подразделения и индексация карбонатных обломочных отложений пляжей

Гранулометрический тип отложений	Индекс	Содержание ведущей фракции, %
Крупнофрагментарные	I	1-5 мм - 50 и выше 50*
Крупнозернистые пески хорошо сортированные сортированные плохо сортированные (разнозернистые)	II ^a	0,5-1 мм - выше 70
	II ^б	0,5-1 мм - 50-70
	II ^B	0,5-1 мм - до 50*
Среднезернистые пески хорошо сортированные сортированные плохо сортированные (разнозернистые)	III ^a	0,25-0,5 мм - выше 70
	III ^б	0,25-0,5 мм - 50-70
	III ^B	0,25-0,5 мм - до 50*
Мелкозернистые пески хорошо сортированные сортированные плохо сортированные (разнозернистые)	IV ^a	0,1-0,25 мм - выше 70
	IV ^б	0,1-0,25 мм - 50-70
	IV ^B	0,1-0,25 мм - до 50*

* Фракция имеет относительное преобладание над прочими фракциями, взятыми по отдельности.

тировки: при содержании одной фракции свыше 70% осадок считается хорошо отсортированным, при 50-70% - просто отсортированным, а когда ни одна из фракций не достигает 50%, - плохо сортированным, разнозернистым. Но в последнем случае какая-либо одна фракция должна относительно преобладать над каждой из остальных, взятых порознь. Схема подразделения карбонатных отложений по гранулометрическим признакам дана в табл. 1, в ней каждому типу присвоен индекс, и в дальнейшем эти индексы используются для обозначения гранулометрических типов.

Гранулометрический состав карбонатных пляжевых отложений тихоокеанских островов по средним значениям, полученным для каждого типа, приводится в табл. 2, из которой видно, что карбонатные пляжевые отложения представлены всеми группами песков: крупнозернистыми, среднезернистыми, мелкозернистыми, а каждая группа к тому же содержит полный набор типов. Гамма песков дополняется крупнофрагментарными карбонатными разностями.

Устанавливая разнообразие гранулометрического состава карбо-

натных отложений на пляжах островов Тихого океана, можем подчеркнуть, что не все разности отложений имеют одинаково важное значение как члены рассматриваемой фации. Наиболее обычными являются: крупнозернистые сортированные пески (II^б), среднезернистые сортированные пески (III^б), различные плохо сортированные, разнотельные пески. Такой характер карбонатные пляжевые отложения имеют на большинстве исследованных островов (табл. 3), хотя в ряде случаев могут обнаруживаться отклонения от общей картины.

Карбонатные отложения пляжей п-ова Икакос северного побережья о.Куба имеют много общего с тихоокеанскими. Это тот же полный набор гранулометрических групп песков с любой степенью сортировки (табл. 4), гамма песков и здесь дополняется крупнофрагментарными отложениями. Аналогия усматривается также в том, что на п-ове Икакос среди пляжевых отложений наиболее важную роль играют крупнозернистые и среднезернистые пески. Вместе с тем особенностью данных песков нужно считать то, что они являются не просто сортированными, но во многих случаях имеют высокую сортировку.

Широкий и пестрый набор гранулометрических разностей карбонатных отложений на пляжах островов Тихого океана и Кубы отвечает сложному изменчивому гидродинамическому режиму при их формировании. И тем не менее при всей изменчивости гидродинамического режима волноприбойного потока есть главные, характерные для данного региона параметры, отражением которых и является преобладание определенных гранулометрических разностей карбонатных отложений на фоне их общего пестрого комплекса.

КАРБОНАТНЫЕ КОМПОНЕНТЫ

Ассоциацию карбонатных компонентов пляжевых отложений образуют скелетные остатки бентосных известковидных организмов: раковины моллюсков, фораминиферы, современные кораллы, известковые водоросли из групп зеленых (халимеда) и из группы красных (кораллина, литотамний и др.). Наконец, имеется обширная разнородная "смешанная" группа органических остатков, принадлежащих морским звездам, морским ежам, мшанкам, остракодам, губкам. Помимо компонентов с ясной биологической принадлежностью, в составе пляжевых осадков присутствуют и такие, у которых эта принадлежность определенно не выражена или утрачена в ходе изменения или переработки материала: сюда причисляются обломки рифового известняка, мелкий неопределимый карбонатный детрит. На о.Куба в ассоциацию, кроме того, входят карбонаты неорганического происхождения: оолиты, обломки жильного кальцита и мраморизованных известняков.

Многие компоненты карбонатных пляжевых отложений отличаются резко выраженным обломочным характером и высокой степенью дробления исходных органических остатков. Данное обстоятельство наглядно проступает, если принять во внимание, что большинство ор-

Таблица 2

Общая характеристика состава карбонатных пляжевых отложений островов

Отложения	Индекс	CaCO ₃	Содержание фракций, %			
			>5 мм	1-5 мм	0,5-1 мм	0,25-0,5 мм
Крупнофрагментарные	I	95	1	54	27	12
Крупнозернистые пески						
сортированные	II ^б	97	2	28	58	12
плохо сортированные	II ^в	74	3	24	39	25
Среднезернистые пески						
хорошо сортированные	III ^а	90	-	2	16	75
сортированные	III ^б	91	-	2	8	63
плохо сортированные	III ^в	97	7	15	17	48
Мелкозернистые пески						
хорошо сортированные	IV ^а	88	-	1	2	21
сортированные	IV ^б	96	8	1	2	17
плохо сортированные	IV ^в	94	3	9	13	28
Среднее		91				

Таблица 3

Состав карбонатных пляжевых отложений на различных типах островов Тихого

Острова	Отложения	Индекс	CaCO ₃ , %	Содержание фракций, %			
				крупнее 5 мм	1-5 мм	0,5-1 мм	0,25-0,5 мм
1	2	3	4	5	6	7	8
				Типичные океанические			
Фунафути	Крупнофрагментарные	I	99	1	67	31	1
		I	98	-	65	30	5
		I	93	1	54	32	12
	Крупнозернистые пески	II ^б	99	1	13	58	28
		II ^б	97	-	48	50	2
		II ^в	90	-	9	49	34
		II ^в	95	1	32	35	22
		II ^в	94	15	16	33	22
	Среднезернистый песок	III ^в	99	5	11	14	47
	Мелкозернистый песок	IV ^в	98	-	6	19	36
Среднее		96					
Бугаритари	Мелкозернистые пески	IV ^б	94	-	1	2	18
		IV ^б	95	3	14	8	16

Тихого океана

		Карбонатные компоненты, %							
0,1- 0,25 мм	< 0,1 мм	мол- люски	фора- мини- ферры	извест- ковые водорос- ли	ко- раллы	сме- шанная группа	рифо- вые из- вест- няки	неопре- делимые карбо- натные обломки	
5	-	22	44	16	2	2	9	5	
-	-	24	55	9	2	1	7	1	
7	-	22	33	25	1	1	11	4	
7	-	24	8	10	0,6	1	26	31	
27	-	39	4	11	0,3	1	33	12	
13	-	25	18	23	1	1	16	14	
73	3	27	8	9	0,1	0,4	12	38	
57	14	26	10	5	0,3	1,3	19	38	
38	9	26	18	13	0,7	2	20	20	
		27	26	14	1	1	17	14	

океана

		Карбонатные компоненты, %							
0,1- 0,25 мм	мельче 0,1 мм	мол- люски	фора- мини- ферры	извест- ковые водо- росли	корал- лы	сме- шанная группа	рифо- вые из- вест- няки	неопре- делимые карбо- нат- ные об- ломки	
9	10	11	12	13	14	15	16	17	
атоллы (погружающиеся)									
-	-	14	63	10	0,7	1	9	2	
-	-	30	33	4	8	3	10	12	
1	-	15	63	14	1	1	5	1	
-	-	16	64	6	0,6	1	8	3	
-	-	15	65	11	1	1	6	1	
8	-	15	56	9	0,5	2	11	6	
9	2	19	42	22	0,7	1	11	4	
14	-	30	30	24	4	2	10	Нет	
22	-	26	11	3	0,8	1	30	28	
39	-	24	23	22	0,5	1	19	11	
		20	45	13	2	1	12	7	
51	28	30	18	2	0,4	2	25	23	
34	25	32	17	2	0,5	2	30	17	

Таблица 3 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
					Атолл с внутривулканическими		
Хермит	Крупнозернистый песок	II ^B	93	-	30	41	28
	Среднезернистый песок	III ^A	87	-	2	13	80
	Внешняя зона	III ^B	94	4	29	17	31
	Внутренняя зона	III ^B	92	-	5	22	67
	Мелкозернистый песок	IV ^A	90	-	2	4	20
	Среднее						
					Крупные вулканические острова с системой		
Новая Гвинея (о-ва Били-Били и Сек)	Мелкозернистые пески	IV ^A	87	-	-	-	22
		IV ^B	89	2	6	5	26
Эфате (о, Меле)	Среднезернистые пески	III ^B	86	-	-	2	65
Лавонгай (о-ва Немто, Лукус)	Крупнозернистый песок	III ^B	89	-	2	8	57
		II ^B	95	10	30	39	20
Новая Ирландия (пролив Сильвер-Саунд)	Среднезернистые пески	III ^B	96	8	18	21	50
о-ва Каботтерон, Манне)		III ^B	93	9	9	17	33
					Острова с открытым побережьем		
Науру (поднятый атолл)	Крупнозернистый песок	II ^B	98	5	39	50	4
	Среднезернистый песок	III ^B	92	-	-	5	68
	Среднее		95	-	-	4	61
Тонга (о-ва Номука, Номука-Ики)	Крупнозернистые пески	II ^A	94	-	2	74	24
	Среднезернистый песок	II ^B	97	1	38	57	4
	Среднее	III ^B	94	-	3	18	70
			95				

* Остатки известковых водорослей принадлежат красным водорослям из группы литотамниевых, кораллин и др.

гайзёмов (моллюски, известковые водоросли, колонии кораллов) в прижизненном состоянии имели крупные размеры, а по гранулометрическим показателям в составе пляжевых отложений резко преобладают мелкие обломки до 1 мм. Обломки раковин и другие компоненты не только сильно раздроблены, но и окатаны. Своеобразным исключением могут считаться фораминиферы: их мелкие сферические раковины размером 0,25–2 мм чаще всего сохраняются целиком, неся лишь следы истирания. Иначе говоря, фораминиферы

9	10	11	12	13	14	15	16	17
вулканическими островами								
1	-	22	10	50*	0,6	1	12	5
5	-	21	5	12*	0,4	2	27	33
18	1	26	18	34*	0,5	1	12	9
6	-	38	6	44	0,1	1	6	5
70	4	26	16	19	0,1	1	13	25
		27	11	32	0,3	1	14	15
окаймляющих и барьерных рифов								
76	2	28	1	0,2	0,1	0,4	20	51
50	11	26	6	3*	0,5	1	20	43
33	-	47	2	0,7*	0,3	1	46	3
33	-	26	0,5	0,7*	-	0,8	45	27
1	-	22	25	21*	1	1	25	5
3	-	25	26	43*	1	2	2	0,5
32	-	23	26	25*	2	2	12	9
(подводной рифовой платформы)								
-	-	39	43	12*	3	0,2	2	0,1
27	-	36	5	2*	0,2	1	34	22
35	-	46	8	5*	1	2	33	4
		40	19	6*	2	1	23	9
-	-	20	53	1*	4	1	20	1
-	-	29	52	15*	0,8	1	1	1
9	-	27	11	8*	0,9	1	23	29
		25	39	8*	2	1	15	10

в карбонатных отложениях хотя и не имеют обломочной структуры, но они равноценны всем остальным компонентам, т.е. в процессе переотложения ведут себя, как обломочные частицы. Помимо мелкообломочных компонентов, в составе отложений присутствует небольшая примесь крупных обломков размером 1-5 мм, а иногда 5-20 мм, относящихся к рифовым известнякам, кораллам, раковинам. Крупные обломки отличаются от мелких угловатостью, слабой окатанностью.

Таблица 4

Гранулометрическая характеристика и компоненты карбонатных пляжевых отло

Отложения	Индекс	Гранулометрическая характеристика			
		4 мм	1-4 мм	0,5-1 мм	0,25-0,5 мм
Пляжевые отложения					
Крупнофрагментарные отложения	I	-	48	43	8
Крупнозернистые пески					
хорошо сортированные	II ^a		8	84	7
сортированные	II ^b	1	13	60	25
плохо сортированные (разнозернистые)	II ^B	2	20	38	32
Среднезернистые пески					
хорошо сортированные	III ^a	-	0,3	8	81
сортированные	III ^b	-	2	21	57
плохо сортированные (разнозернистые)	III ^B	-	11	36	43
Мелкозернистые пески					
хорошо сортированные	IV ^a	-	-	-	6
сортированные	IV ^b	-	0,2	3	34
плохо сортированные	IV ^B	-	1	8	39
Среднее					
Морские осадки					
Крупнозернистые пески					
сортированные	II ^b	-	14	56	29
плохо сортированные	II ^B	-	22	34	23
Среднезернистые пески					
хорошо сортированные	III ^a	-	0,4	11	77
сортированные	III ^b	-	2	23	59
плохосортированные	III ^B	-	10	14	41
Мелкозернистые пески					
хорошо сортированные	IV ^a	-	2	4	10
сортированные	IV ^b	-	3	6	28
Среднее					

Остатки зеленых и красных известковых водорослей совместно, как правило, не встречаются, но либо те, либо другие во всех пробах присутствуют непременно и описываются как один компонент — водоросли. Смешанная группа организмов тоже рассматривается в качестве одного компонента. С учетом этого ассоциация карбонатных компонентов пляжевых отложений будет насчитывать семь членов: раковины моллюсков, фораминиферы, известковые водоросли, кораллы, смешанная группа, обломки рифовых известняков, обломки (детрит) неопределимой принадлежности. Весь набор этих разнообразных компонентов обычно может быть обнаружен в каждой пробе отложений, и весьма редко кое-кто из них из ассоциации выпадает. Иное дело, когда роль каждого компонента в образовании пляжевых отложений неодинакова, а соотношения компонентов внут-

жений и морских мелководных осадков п-ова Икакос, о.Куба

фракции, %		Карбонатные компоненты, %					
0,1- 0,25 мм	< 0,1 мм	моллюски	фора- минифе- ры	извест- ковые водорос- ли	кораллы	смешан- ная группа	неопреде- лимый карбонат
Пляжевые отложения							
1	-	25	16	11	14	15	19
0,6	-	38	14	14	4	12	18
1	-	38	16	16	4	9	17
6	2	30	19	16	5	10	20
10	0,4	35	24	14	-	4	23
19	1	32	20	13	-	5	30
9	0,5	30	22	17	10	16	5
79	15	39	32	10	-	6	12
59	4	43	26	10	-	5	16
47	5	33	16	14	1	10	26
		35	20	14	2	8	21
Морские осадки							
1	-	35	17	10	-	11	27
18	1	28	20	15	-	18	20
11	0,5	28	27	10	-	8	27
15	0,7	29	23	15	-	8	25
34	1	26	20	12	2	20	20
79	5	32	20	16	-	17	15
59	4	29	22	16	-	15	20
		29	22	14	-	13	22

ри ассоциации подвержены колебаниям. Общая структура ассоциации определяется резким преобладанием остатков с четко выраженной принадлежностью к тем или иным организмам в сравнении с суммарным содержанием обломков рифового известняка и неопределенных обломков. В подавляющем большинстве проб сумма компонентов с ясно устанавливаемой принадлежностью равна 70-96%.

Таким образом, отложения, развитые на пляжах, должны быть отнесены к чисто карбонатным органогенно-обломочным со сложным составом компонентов.

На островах Тихого океана карбонатные компоненты пляжевых отложений подразделяются на три группы в соответствии с их значимостью. Дополнительной особенностью является устойчивость содержаний каждого из компонентов в ассоциации. Первую группу сос-

тавляют раковины моллюсков, фораминиферы, обломки рифовых известняков. Отличительное свойство компонентов данной группы в том, что они присутствуют в значительных количествах, образуя как бы "каркас" осадка.

Раковины моллюсков отмечаются в количестве 14–47% (см. табл. 3), в среднем 27%. Для каждого гранулометрического типа осадков средние значения содержаний раковин сравнительно не отклоняются от величины общего среднего. Таким образом, раковины моллюсков довольно равномерно распределены по всем гранулометрическим типам отложений, находясь по средним содержаниям на первом месте среди прочих карбонатных компонентов. Есть, правда, слабая тенденция к обогащению обломками раковин моллюсков мелкозернистых типов отложений (26–27%), тогда как в крупнозернистых разностях содержания составляют 22–24% (см. табл.2).

У другого члена основной группы компонентов – фораминифер – пределы содержаний 0,5–65%, в среднем 26% (см. табл.2,3). При почти одинаковых средних содержаниях фораминифер и раковин моллюсков, т.е. при сходном вкладе каждого из них в состав осадка, они отличаются между собой распределением. Особенность фораминифер – это неравномерность содержаний. Для небольшого числа проб содержания фораминифер равны 50–65%, т.е. данный компонент имеет абсолютное превосходство над суммой всех остальных компонентов, что вообще наблюдается редко для такой сложной, многокомпонентной системы, как карбонатные пляжевые пески. Раковины моллюсков в подобных количествах не отмечались. Для большинства образцов пляжевых отложений обнаруживаются умеренные содержания фораминифер: 10–50%, аналогичные тем, какие были свойственны раковинам моллюсков. В единичных случаях для фораминифер установлены низкие и чрезвычайно низкие содержания – 1–10 и 0,5–1%.

На тихоокеанских островах фораминиферы определенно накапливаются в крупнообломочных разностях пляжевых отложений (I, II^a, II^b, II^B, см. табл. 2,3), именно здесь встречаются и их максимальные содержания (до 65%). В то же время в мелкозернистых песках они присутствуют как небольшая примесь. Причина такого распределения в том, что фораминиферы в пляжевых отложениях тихоокеанских островов обычно находятся в трех размерных градациях: 1–2 мм, 0,5–1 и 0,25–0,5 мм, особенно часто встречаются фораминиферы размером 0,5–1 мм. Можно сказать, что именно скопления отсортированных по размеру крупных фораминифер создают определенные гранулометрические типы пляжевых отложений.

Когда же крупные фораминиферы присутствуют в качестве примесей (15–25%) в среднезернистом и особенно мелкозернистом песках, они, влияя на их гранулометрический состав, ухудшают сортировку.

Третий член основной группы компонентов – обломки рифовых известняков. Пределы колебаний содержания последних 1–46%, среднее значение – 17%, а наиболее обычные количества – 10–

40%. По своему значению обломки рифовых известняков стоят после раковин моллюсков и фораминифер (см. табл. 2). Степень дробления отторженцев рифовых известняков в ходе формирования пляжей весьма велика, ибо преобладающая масса обломочного рифогенного материала имеет песчаную размерность. Если рассматривать средние величины содержания обломков рифовых известняков в каждом гранулометрическом типе пляжевых отложений, то никакой определенной связи между гранулометрическим типом и количеством известняковых обломков подметить не удается. Но означают ли неопределенные соотношения между количеством известняковых обломков и гранулометрическим типом отложений, что данный компонент распределен закономерно? Оказывается, увеличение или уменьшение доли рифовых известняков в составе пляжевых отложений контролируется генетическими и фашиальными особенностями осадков примыкающей области моря. Этот вопрос обсуждается ниже в соответствующем разделе, предварительно же можно заметить, что при всех колебаниях содержаний обломков рифовых известняков их роль как компонента пляжевых отложений меняется с переходом от одного типа островов к другому. Например, значение рифовых обломков в составе пляжей внутренних лагун гораздо скромнее, чем на пляжах островов с открытыми побережьями (см. табл. 3).

Таким образом, основная группа компонентов имеет следующие признаки. Три члена группы занимают первые места по их роли в образовании пляжевых отложений, а в сумме они, как правило, составляют 50–80% от осадка. Преобладающая (или единственная) градация содержаний для каждого из них 10–50%. Иногда содержания превышают 50%, тогда как низкие значения (менее 10%) для компонентов данной группы нехарактерны.

Вторая группа компонентов представлена остатками известковых водорослей и неопределимыми мелкими карбонатными обломками (детритом). Компонентам данной группы свойственны, с одной стороны, резкие перепады содержаний от 0 до 50% и более, а с другой – в половине или свыше половины случаев они обнаруживаются в низких и весьма низких содержаниях: 1–10 и 0–1%. Средние же величины содержаний и для водорослей, и для неопределимых обломков равны 14%. Таким образом, значение рассматриваемой группы переменное: от редких случаев, когда группа является ведущей, до обычных случаев, когда роль группы второстепенная – менее 1/3 от всего осадка.

Приведенная выше характеристика компонентов второй группы одновременно и для водорослей, и для неопределимых обломков подразумевает, что у того и другого компонента имеются сходные черты распределения. Действительно, аналогия между ними существует, хотя выражена она как бы с обратным знаком, т.е. изменение содержания этих компонентов происходит почти противоположно друг другу. Изучение показало, что явление это не случайное, а объясняется генетической сопряженностью компонентов.

В отложениях тихоокеанских пляжей встречаются остатки известковых водорослей двух различных таксонов: зеленых, представленных

халимедой, и красных, таких, как кораллина, литотамний. Общим у них является только то, что они интенсивно накапливают карбонат кальция. Условия же обитания зеленых и красных известковых водорослей различны, они связаны с разными фациальными зонами рифовой обстановки. В то время как халимеда предпочитает внутренние лагуны атоллов и вообще достаточно изолированные от океана участки с глубинами 20–30 м [Калиненко, Медведев, 1980], кораллиновые и литотамниевые водоросли поселяются там, где имеется интенсивный водообмен, например в проходах рифового барьера, на передней (океанской) кромке рифового кольца, на мелководьях открытых островных побережий. Соответственно в пробах пляжевых отложений редко совместно обнаруживаются остатки зеленых и красных водорослей.

Известковые скелетные остатки водорослей отличаются малой механической стойкостью; по сравнению с другими карбонатными компонентами осадка они в гораздо большей степени способны дробиться, истираться в волно-прибойном потоке, образуя мелкий детрит, у которого уже затруднительно распознать первичную биогенную структуру. Это особенно типично для халимеды. Поэтому низкие содержания водорослей в составе пляжевых отложений, резкие перепады количества водорослевых остатков могут быть результатом не только слабого развития водорослей в биоценозе, но и их механического разрушения в гидродинамически активной зоне пляжа. Вот почему низкие содержания водорослей в пробе нередко сочетаются со значительными количествами мелкого карбонатного детрита неопределимой принадлежности, и не случайно мы наблюдаем обратные соотношения между этими компонентами.

Изучая связь остатков водорослей, а также неопределимых карбонатных обломков с гранулометрическими типами пляжевых отложений, устанавливаем следующее. Остатки водорослей минимально распространены в хорошо отсортированных и отсортированных разностях песков, особенно мелкозернистых. Напротив, в песках с плохой сортировкой и прежде всего в крупнозернистых количества пластинчатых обломков водорослей заметно возрастает. Вполне очевидно, что хорошая сортировка карбонатных песков и измельченность материала – это показатель усиленной переработки осадка в прибойном потоке, а такая переработка отрицательно сказывается на сохранности хрупких известковых пластинок халимеды. Что касается неопределимого карбонатного детрита, то наибольшие количества его встречаются именно в мелкозернистых песках, и прежде всего в хорошо отсортированных (IV^a) и отсортированных (IV^b), напротив, минимальные количества обнаружены в крупнозернистых песках и крупнофрагментарных разностях (см. табл. 2).

Третью группу карбонатных компонентов образуют обломки ныне живущих кораллов и "смешанные" органические остатки (иглокожие, мшанки и др.). Отличительная черта группы в том, что содержания каждого из компонентов чрезвычайно низки. Для кораллов, например, пределы колебаний составляют 0–8%, средние содержания для всей совокупности изученных образцов – 1–2%. Про-

слеживая средние значения обломков кораллов в различных гранулометрических типах отложений, устанавливаем, что они изменяются от 0,1 до 2%, при этом обнаруживается небольшая относительная концентрация кораллов в крупнообломочных типах отложений (см. I, II в табл. 2). Содержания "смешанных" остатков почти не отличаются от того, что свойственно кораллам. Смешанные остатки и, что особенно примечательно, обломки кораллов заметного влияния на состав карбонатных пляжевых отложений островов Тихого океана не оказывают; они образуют лишь несущественную примесь. В этой связи нельзя не отметить, что карбонатные пляжевые пески тропических островов нередко по традиции неправильно называют "коралловыми".

Рассмотрев компоненты карбонатных пляжевых отложений островов Тихого океана, ознакомимся теперь, какова в этом отношении характеристика аналогичных отложений о. Куба. На п-ове Икакос северного побережья о. Куба в карбонатных пляжевых отложениях обнаружен набор тех же компонентов, что и в составе пляжей островов Тихого океана, причем в том и другом случаях ассоциации компонентов имеют много общего. Так, в составе отложений пляжей п-ова Икакос отчетливо выражена первостепенная роль раковин моллюсков, распределенных по гранулометрическим типам равномерно, без резких колебаний содержания (см. табл. 4). Как правило, они составляют 1/3 от всей массы осадка.

Второй по значению компонент — фораминиферы. На п-ове Икакос перепады их содержаний выражены не столь резко, как на тихоокеанских островах, а именно 6–35%. Фораминиферы ни в одном случае не становятся абсолютно преобладающими, среднее содержание фораминифер в отложениях п-ова Икакос 20%. Есть и такая особенность распределения фораминифер: в отложениях тихоокеанских островов они концентрировались в крупноразмерных типах отложений. На Кубе, напротив, ими относительно обогащены мелкозернистые пески. В данном случае фораминиферы обладают мелкими раковинами.

По аналогии с Тихим океаном после фораминифер следовало бы рассмотреть распределение обломков рифовых известняков, однако данный компонент в пляжевых отложениях п-ова Икакос самостоятельно не выделяется, а был объединен с неопределимым карбонатным детритом. Сумма обломков рифовых известняков и неопределимых обломков в пляжевых отложениях п-ова Икакос составляет 21% (см. табл. 4). По косвенным признакам можно заключить, что количество рифовых известняков для п-ова Икакос вряд ли превосходит 10–15%, что несколько меньше, чем для островов Тихого океана.

Следующий по значимости компонент — остатки известковых водорослей (халимеды). Пределы изменения содержаний водорослей 3–30%, т.е. колебания как будто бы довольно велики, но крайние величины содержаний для пляжей о. Кубы не характерны, и в отличие от тихоокеанских пляжей в отложениях п-ова Икакос прослеживаются довольно равномерные количества халимеды. Если вспом-

нить особенности распределения водорослей в отложениях пляжей тихоокеанских островов, то главной их чертой там была неравномерность и часто водоросли обнаруживались в ничтожных количествах. Все это и послужило причиной для отнесения известковых водорослей к особой группе. Однако в отложениях пляжа о. Кубы распределение халимеды отвечает тому, что свойственно раковинам моллюсков и фораминиферам (если не считать различий в величинах содержаний), поэтому в данном случае халимеда включается нами в основную группу.

Наконец, в пляжевых отложениях п-ова Икакос отмечаются обломки кораллов и "смешанные" остатки разнородных организмов. "Смешанные" остатки из-за малых количеств особого внимания не заслуживают, содержания их в разных гранулометрических типах показаны в табл. 4. Иное дело обломки кораллов. Величина средних содержаний кораллов для всех образцов 2%. Формально эти низкие значения почти совпадают с теми, которые были установлены для островов Тихого океана, однако они не дают представления об истинной картине распределения кораллов. А действительная ситуация заключается в том, что на пляжах п-ова Икакос изменения содержания обломков кораллов отличаются резкой неравномерностью, но не хаотичностью. В подавляющем большинстве случаев кораллы в пробе отсутствуют, но на фоне нулевых значений появляются содержания до 20-27%. Характерно, что эти скопления коралловых обломков наблюдаются главным образом в крупнозернистых песках и крупнофрагментарных разностях (I, II) как исключения, они присутствуют в среднезернистых песках (III), а в мелкозернистых песках (IV) практически не встречаются. Такое распределение обломков кораллов объяснимо исходя из механизма формирования пляжевых песков и при учете того, что кораллы регистрируются только тогда, когда они представлены крупными фрагментами. Тем не менее кораллы как обломочный компонент пляжевых песков п-ова Икакос пользуются наименьшим распространением, роль их в составе осадка незначительна. Данное обстоятельство уже отмечалось для Кубы [Ионин и др., 1977], а ныне подтверждается при детальных исследованиях обширного материала.

В заключение раздела суммируем основные данные о литологических особенностях карбонатных пляжевых отложениях тропических островов.

На различных островах Тихого океана и на Кубе на пляжах развит один и тот же комплекс карбонатных обломочных отложений. Они представлены широкой гаммой гранулометрических разностей, причем основой этого комплекса, т.е. главными членами карбонатной пляжевой фации, являются крупнозернистые и среднезернистые отсортированные и хорошо отсортированные пески. Еще важнее то обстоятельство, что на тихоокеанских островах, а также на о. Куба набор карбонатных компонентов в отложениях оказался одинаковым, а соотношения между компонентами сравнительно устойчивыми (табл. 5). Среди карбонатных компонентов пляжевых отложений, как правило, ведущее положение занимают раковины моллюсков и

Таблица 5

Сравнительная характеристика компонентов пляжевых и мелководных морских карбонатных песков островов Тихого океана и северного побережья о. Куба

Объект исследования	CaCO ₃ , %	Карбонатные компоненты, %						
		моллюски	фораминиферы	известковые водоросли	кораллы	смешанная группа	рифовые известняки	неопределимый и неорганический карбонат
Пляжи островов Тихого океана	96	27	26	14	1	1	17	14
О. Куба, п-ов Икакос								
пляж	95	35	20	14	2	8		21
морские мелководные отложения	90	29	22	14	Нет	13		22

фораминиферы. Переменное, но большей частью весьма второстепенное значение имеют рифовые известняки, остатки известковых водорослей, карбонатные обломки неопределимой принадлежности. Слабее всего в осадках представлены смешанная группа организмов и кораллы, хотя для последних известны исключения. Один из важнейших признаков рассматриваемых отложений состоит в том, что карбонатные компоненты отличаются ярко выраженным обломочным характером.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛЯЖЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Главный генетический признак карбонатных пляжевых отложений заключается в том, что слагающий их материал поступает на сушу из прилегающих мелководных морских участков. Этот материал является вторичным обломочным аллохтонным по отношению к тому автохтонному органогенному субстрату, от которого он берет начало. Можно было бы полагать, что ассоциация компонентов пляжевых отложений будет наследовать черты состава морских осадков. Однако в действительности нет полного соответствия в составе морских и пляжевых отложений, более того, состав отложений пляжей иногда кардинально отличается от того, что свойственно исходным морским осадкам.

В предшествующей работе [Калиненко, Медведев, 1980] показано, что в зависимости от общей ситуации осадконакопления характер карбонатных отложений на тропических мелководьях резко меняется. Рассмотрим серию таких ситуаций и проследим соотношения, существующие между мелководными осадками, возникающими в тех или иных условиях, и формирующимися за счет них пляжевыми отложениями.

По морфогенетическим признакам и условиям седиментации в прибрежных зонах и на мелководьях исследованные объекты могут быть подразделены следующим образом: 1) типичные океанические атоллы и атоллы морей Новогвинейско-Меланезийской зоны; 2) крупные вулканические острова с окаймляющими и барьерными рифами (с проливообразными шельфовыми лагунами), межостровные проливы; 3) приподнятые океанические острова с открытым побережьем. Для решения поставленной задачи, а именно выяснения механизма формирования карбонатных пляжей, важно подчеркнуть, что гидродинамическая активность в пределах мелководий увеличивается от одной группы объектов к другой, т.е. она минимальна во внутренних лагунах атоллов, выше в лагунах, связанных с барьерными рифами, и в межостровных проливах, и максимальна на открытых океанических побережьях. Приведенная градация достаточно условна, а такие объекты, как атоллы, отличаются контрастными чертами: при ослабленной гидродинамике в лагунах режим на внешней океанской стороне необычайно активен. Но отличительным признаком атоллов являются именно внутренние лагуны, поэтому режим последних и принимается в качестве главной характеристики данных объектов. Рассмотрение начнем с типичных океанских погружающихся атоллов, находящихся в середине своей эволюции [Медведев, 1967; Леонтьев, Медведев, 1972; География атоллов..., 1973]. Представителями их являются атоллы Фунафути (архипелаг Тувалу) и Бутаритари (архипелаг Гилберта или Кирибати). Для них характерны: четко выраженный кольцевой рифовый барьер, цепочка мелких вытянутых островков, расположенных на поверхности известняковой платформы рифового барьера, по его периметру. Островки представляют собой аккумулятивные образования, сложенные обломочным карбонатным материалом. Рифовый кольцевой барьер охватывает широкую, но не глубокую внутреннюю лагуну. Внутрелагунные острова отсутствуют.

В лагунах, существенно изолированных от океана, создается специфическая среда с такими показателями: пониженная гидродинамическая активность, слабый водообмен с океаном, перегрев водной массы, дефицит в последней кислорода, фосфора, азота и др. В этих условиях на дне лагун на глубинах 20–40 м развивается узкий биоценоз, основу которого составляют известковые водоросли-халимеда. При ограниченности биоценоза по видовому составу продукция его необычайно велика и на дне лагун интенсивно накапливаются однообразные рыхлые, чисто карбонатные органогенные осадки [Калиненко, Медведев, 1980]. Один из распространенных типов лагунных осадков – это массовое скопление неповрежденных известковых члеников (листочков) халимеды, имеющих размер 10–12 мм и пластинчатую сердцевидную форму. Не менее широко распространен другой тип известкового халимедового осадка: скопление крупного и мелкого детрита этой водоросли. Незначительную примесь в халимедовом осадке составляют раковины моллюсков, обломки рифового известняка и кораллов. Фораминиферы для халимедовых осадков сравнительно мало характерны. Оба типа осадков обычно

занимают средние области лагун, располагаясь на глубинах 20–40 м, хотя в ряде случаев они довольно близко подходят к рифовому барьеру. Непосредственно же у последнего в узкой мелководной краевой зоне лагуны, где глубины составляют 2–5 м и гидродинамический режим отличается большей активностью по сравнению с основной акваторией лагуны, развиты сложные органично-обломочные осадки: они лишь отчасти состоят из халимеды, а отчасти из крупных фрагментов раковин моллюсков, кораллов, рифовых известняков. Иногда эти крупные фрагменты погружены в зернистую карбонатную массу, которая сама по себе тоже представляет собой скопление перечисленных выше компонентов, но только в весьма мелкообломочной форме; кроме того, в нее же входят фораминиферы и неопределимый тонкий детрит.

На внешней океанской стороне кольцевого барьера в гидродинамически высокоподвижной зоне океанского наката развивается совершенно иной биоценоз бентосных герматипных организмов – рифостроителей. Именно здесь наблюдается активное формирование известкового рифа. Эта зона точно сбалансированного равновесия между приростом рифа и его разрушением при ударных воздействиях во время штормов [Калиненко, Медведев, 1980]. Изменение равновесия вызывает либо интенсификацию биологической продукции рифостроителей, либо абразию рифовой постройки.

Итак, первичное биогенное карбонатаккумуляция в обстановке атоллов выражено в двух основных фациях: на внешней океанской стороне кольцевого барьера – фация рифовых известняков, во внутренней лагуне – фация рыхлых халимедовых и раковинно-халимедовых осадков, иногда дополнительно появляется субфация раковинно-халимедово-обломочных осадков. За счет осадков этих двух фаций на берегах формируются субаэральные вторичные обломочные отложения, и прежде всего интересующие нас карбонатные пляжевые образования.

На внешней, океанской, кромке рифа под действием мощного наката генерируется масса обломочного материала. Тем не менее существенного накопления последнего здесь не происходит: крупные обломки скатываются по крутому внешнему склону рифа [Медведев, 1967], а тонкодисперсные карбонатные частицы образуют облако взвесей, распространяющихся в виде шлейфа на большое расстояние от рифа. Выпадая в осадок, взвеси создают по периферии рифовой постройки на дне моря ареал мелкообломочных известковых илов [Ионин, Калиненко, Медведев, 1980]. Лишь в экстремальной ситуации (шторм, тайфун) с океанской кромки кольцевого рифового барьера на поверхность его внешней подводной платформы выбрасывается некоторое количество известняковых отторженцев, представленных блоками, глыбами или чаще обломками размерности валунов. В дальнейшем на островах надводной части атоллов, на берегах, обращенных к океану за счет грубообломочного материала, образуются валы, гряды и другие аккумулятивные формы [Медведев, 1967, География атоллов..., 1973]. В то же время пляжи, сложенные мелкообломочным материалом, на океан-

ской стороне атоллов встречаются редко. Таким исключительным случаем могут считаться песчаные пляжи атолла Хермит, о котором будет сказано ниже.

На атоллах Фунафути и Бутаритари наблюдается значительное различие состава осадков лагуны и сопряженных с ними пляжевых отложений, т.е. развитых со стороны лагуны по берегам аккумулятивных островков. В лагуне атолла Фунафути, как отмечалось, преобладают грубые халимедовые и раковинно-халимедовые осадки. На пляжах тоже развит грубый материал: крупнофрагментарный и размерности крупнозернистых песков, с разной степенью сортировки. Но что особенно привлекает внимание, – это перестройка характера ассоциации карбонатных компонентов в пляжевых отложениях по сравнению с исходными лагунными. Вместо осадка, где халимеда резко преобладала над прочими компонентами и содержания фораминифер были незначительными, на пляжах появляются ракушечно-фораминиферовые отложения. В последних фораминиферы присутствуют в количестве в среднем 45%, максимально – 65%; обломки раковин моллюсков – в среднем 20%, максимально – 30% (см. табл. 3). Халимеда же из компонента первостепенной важности перемещается в пляжевых отложениях атолла на третье место, имея средние значения содержаний 13% и максимальные – 24%. Примерно такое же место, как халимеда, в пляжевых отложениях атолла Фунафути занимают обломки рифовых известняков. Неопределимых обломков здесь в среднем 7%, а максимально 28%, причем это тот случай, когда росту количества неопределимого карбонатного детрита соответствуют минимальные содержания халимеды (3%).

На атолле Бутаритари различия между лагунными и пляжевыми отложениями выражены не менее сильно, чем на Фунафути. Осадок в лагуне атолла представлен, во-первых, скоплением неповрежденных остатков халимеды в сочетании с ее детритом и небольшим количеством раковин моллюсков и, во-вторых, сложной многокомпонентной ассоциацией халимеды, обломков рифового известняка и раковин моллюсков, при этом крупнообломочные компоненты погружены в зернистую илоподобную известковую массу, состоящую из тонкодисперсных неопределимых обломков [Калишенко, Медведев, 1980]. За счет лагунных, халимедовых или изобилующих халимедой грубых осадков на пляжах атолла Бутаритари формируются мелкозернистые карбонатные пески, в которых содержание обломков этой водоросли поразительно низкое – 2%, зато в составе песков сравнительно много (до 23%) неопределимого карбонатного детрита (см. табл. 3). Еще больше в составе песков тонкоизмельченных раковин моллюсков (до 32%) и рифовых известняков (до 30%). Содержание фораминифер в отличие от атолла Фунафути невелико – не выше 18%.

В дополнение к типичным океанским атоллам рассмотрим соотношение морских и пляжевых отложений на атолле Хермит, расположенном в Новогвинейском море и входящем в северное островное обрамление о. Новая Гвинея. Атолл имеет хорошо выраженный известняковый кольцевой рифовый барьер, охватывающий широкую

лагуну, в средней части которой находятся вулканические островки, сложенные базальтами. На известняковой платформе кольцевого рифа по периметру атолла расположены мелкие плоские острова - аккумулятивные образования, возникшие за счет наброски обломочного карбонатного материала [Иони, Медведев, 1980]. В береговой части островков со стороны лагуны и в меньшей мере со стороны открытого моря прослеживаются пляжи, сложенные карбонатными песками.

В лагуне атолла Хермит развиты исключительно грубые несортированные раковинно-халимедовые осадки с резким преобладанием (70-80%) халимеды и ее детрита. Такой материал поступает из лагуны на пляжи центральных островов и на обращенные к лагуне пляжи островков, расположенных на рифовом кольце. При образовании пляжей исходный грубый органогенный карбонатный осадок претерпевает глубокие изменения. Прежде всего он измельчается, давая начало мелкозернистым и среднезернистым карбонатным пескам. Еще более существенным нужно считать преобразование ассоциации компонентов. В составе пляжевых песков резко понижается количество остатков халимеды по сравнению с лагунными отложениями, зато в них накапливаются твердые обломки раковин моллюсков (см. табл.3) (образцы, не помеченные звездочкой). Тем не менее содержание халимеды все еще может составлять 44%, что выше, чем для пляжей океанских атоллов. Впрочем, и содержания раковин моллюсков в пляжевых отложениях атолла Хермит повышены. Падению количества халимеды в пляжевых отложениях соответствует рост неопределимых известковых обломков, и наоборот. Для атолла Хермит характерно, что в составе пляжевых отложений и фораминиферы, и рифовые известняки играют небольшую роль, между тем для типичного океанического атолла Фунафuti фораминиферы являлись главным компонентом пляжевых отложений.

Приведенные материалы позволяют заключить, что у океанских атоллов и у атоллов зоны окраинных морей наблюдается ярко выраженное отличие состава пляжевых карбонатных обломочных отложений от давших им начало органогенных, обломочно-органогенных осадков внутренних лагун. В составе ассоциации компонентов пляжевых отложений отчетливо проступает такая черта: здесь накапливаются относительно твердые части скелетных остатков, тогда как содержание малопрочных компонентов, и в первую очередь халимеды, резко сокращается. Особенно велика способность концентрироваться у сферических раковин фораминифер, хотя и окатанные обломки мелкораздробленных раковин моллюсков тоже могут сильно обогащать осадок.

Таким образом, мощное органогенное карбонатонакопление в лагунах сопровождается широко выраженным вторичным явлением - формированием карбонатных пляжей на внутренней лагунной стороне атоллов. Данные пляжи должны считаться типичным элементом обстановки атоллов, они как бы отражают количественную сторону процесса - интенсивную миграцию обломочного карбонатного материала из внутренней лагуны на берега. Но есть и другая, не

менее важная сторона явления, которая заключается в переработке в прибойном потоке поступающих на пляжи карбонатных обломков. В результате этого происходит перестройка состава карбонатного материала, о чем подробно говорилось выше. Что касается внешней океанской зоны атолла, то для нее характерен активный гидродинамический режим. В то время как на типичных океанских атоллах благодаря такому режиму на берегах с океанской стороны формируются валы, состоящие из глыбовых отторженцев рифового известняка, на атолле Хермит, находящемся в Новогвинейском море, с внешней стороны кольцевого рифа наблюдается уже не глыбовая наброска, а пляжи, представленные карбонатным песком. Постоянный накат и штормовые волны у внешней кромки атолла Хермит действуют достаточно сильно, хотя и не в такой резкой форме, как по периферии океанских атоллов. Соответственно на внешней стороне рифового кольца атолла Хермит в известняках вырабатывается широкая подводная абразионная платформа. Последняя отделяет переднюю кромку рифа от аккумулятивных островков, расположенных на поверхности рифового кольца, поэтому на внешнюю сторону островков поступают не глыбы и валуны известняка, а лишь карбонатные обломки, измельченные до песчаной размерности. На внешних пляжах атолла Хермит развиты крупнозернистые и среднезернистые карбонатные пески (см. табл. 3, II^B, III^A, III^B образцы со звездочкой), т.е. отложения, в общем более грубые, чем на пляжах внутренней лагуны. В составе песков отмечается несколько меньше обломков раковин моллюсков, чем в песках пляжа с внутренней стороны. Пески пляжей внешней стороны атолла отличаются повышенным содержанием обломков рифовых известняков (12–27%), т.е. более значительным, чем в составе пляжей внутренней лагуны. Это вполне естественно, поскольку рифовый массив на внешней стороне атолла подвергается усиленной абразии. В песках пляжей фораминиферы присутствуют в небольших количествах – 5–18%. При описании атолла Хермит было обращено внимание на заметное количество известковых водорослей в составе пляжей внутренней лагуны (19–44%), еще более их высокие содержания обнаружены в песках внешних пляжей (12–50%). Но в пляжевых песках внутренней лагуны водоросли представлены халимедой, тогда как в песках внешней стороны атолла преобладают кораллина и литотамний. В целом ассоциация карбонатных компонентов внешнего пляжа атолла Хермит напоминает ту, которая наблюдается для рассматриваемых далее пляжей рифовых образований в районе островов Лавонгай и Новая Ирландия.

Переходим к обсуждению особенностей формирования карбонатных пляжей при ситуации иного рода в сравнении с условиями атоллов, а точнее, их внутренних лагун. Речь идет о трех однотипных обстановках карбонатонакопления: шельфовых лагун, созданных барьерными рифами, морских межостровных проливов, наконец, об обстановке охаймляющих рифов и их лагун. Данные обстановки карбонатонакопления отличаются от внутренних лагун атоллов повышенной гидродинамической активностью и нормальными гидрохимическими пара-

метрами. В этих условиях развиваются свои собственные биоценозы, не такие, как в лагунах атоллов; соответственно исходные карбонатные осадки имеют иные черты [Калиненко, Медведев, 1980].

Первыми рассматриваются небольшие рифовые островки, расположенные у берегов о. Новая Гвинея (острова Били-Били и Сек). На пляжах о. Новая Гвинея и на площади дна омывающих ее морей прослеживаются главным образом чисто терригенные и слабокарбонатные терригенные осадки [Ионин и др., 1980]. Современное карбонатообразование у берегов о. Новая Гвинея представляет собой значительную редкость, а на самом острове карбонатные пески на пляжах встречены не были. Но на расстоянии 1-2 км от берега, параллельно ему кое-где, например в заливе Астролябия против г. Маданг и против берега Маклая, протягивается гряда древнего барьерного рифа. Риф большей частью подводный, лишь местами обнажающийся из-под уровня моря в виде цепи островков, сложенных известняками. Надводными вершинами рифа являются интересные нас островки Сек и Били-Били [Ионин и др., 1980]. Рифовые известняки по периферии островов подвергаются абразии, в результате которой в зонах прибрежного мелководья возникают подводные платформы, выраженные как отмели, а по берегам образуются обрывы - клифы. Пляжи на рассматриваемых рифовых островках узкие и прерывистые и представлены карбонатными песками.

Сходная картина отмечается для Меланезийского о. Эфате в архипелаге Новые Гебриды (Вануату). На острове повсеместно, в частности по берегам крупного залива Меле, прослеживаются пляжи, которые, как правило, слагаются терригенными отложениями. В заливе Меле в его кутовой части имеется небольшой одноименный остров (о. Меле), представляющий собой выступ окаймляющего рифа. Известняковый рифовый островок имеет подводную известняковую абразионную платформу. На берегах о. Меле распространены карбонатные пляжи. Весь этот комплекс отделен от коренного берега о. Эфате неширокой лагуной.

Карбонатные пляжевые отложения островов Сек, Били-Били, Меле имеют много общего по составу и происхождению. Обломочный карбонатный материал поступает на пляжи рифовых островков из двух источников: во-первых, за счет абразии подводной рифовой платформы, во-вторых, за счет раковин, скелетных частей организмов, населяющих зону мелководья и образующих здесь бедный биоценоз. Соответственно на пляжах появляется измельченный обломочный карбонатный материал в виде мелкозернистых и среднезернистых песков с хорошей и средней сортировкой (см. III^б, IV^а, IV^б в табл. 3). Состав песков определяется соотношением трех главных компонентов: тонкораздробленных раковин моллюсков (26-47%), обломков рифовых известняков (20-46%) и карбонатного детрита неопределимой принадлежности (3-51%) (табл. 3). Обращает на себя внимание низкое содержание фораминифер в этой ассоциации (0,5-6%). Как отмечалось выше, неопределимые карбонатные обломки чаще всего являются производными от халимеды-

продуктами дробления ее крупных листочков. Но в случае пляжей рассматриваемых рифовых островков неопределимые обломки возникают при абразии рифового массива в результате весьма высокого измельчения обломков известняков.

Далее рассматриваются особенности формирования пляжей для двух объектов архипелага Бисмарка: для о. Лавонгай (Новый Ганновер) и для пролива Сильвер-Саунд, разделяющего названный остров и о. Новая Ирландия. Характерными элементами побережья о. Лавонгай нужно считать барьерный риф и отчлененную им от моря шельфовую лагуну. Последняя имеет небольшую глубину (обычно 15–20 м), и при ширине 2–10 км она протягивается на много десятков километров [Ионин, Медведев, 1980; Калинин, Медведев, 1980]. Лагуна обладает чертами морского пролива, недаром ее восточная часть, где производились наши исследования, обозначается как проход Исабель. Проливообразный характер лагуны, разрывы в рифовом барьере обеспечивают свободный и интенсивный водообмен с открытым морем. Что касается барьерного рифа, то во многих случаях он выступает над водой в виде цепи небольших низких островков, сложенных известняками. Поверх известнякового фундамента имеются аккумулятивные образования в виде плоского купола. Данная покрывка состоит из обломочного карбонатного материала, который на берегах переходит в карбонатные же пляжевые пески. Они-то и были предметом изучения на двух островках рифового барьерного рифа: Немто и Лукус [Калинин, Медведев, 1980].

Пролив Сильвер-Саунд тяготеет к западной оконечности о. Новая Ирландия, но отделяется от этого крупного острова цепью рифовых островков. Параллельно этой цепи прослеживается другая система рифовых островков, а коридор между ними и есть пролив Сильвер-Саунд. Островки слагаются рифовыми известняками, но, возможно, они имеют скрытые ныне вулканические ядра. По берегам островков развиты пляжи, образованные карбонатными песками. Кое-где с пляжами сопрягаются подводные известняковые абразионные платформы. Карбонатные пляжи исследовались на двух островках Манне и Каботтерон, противоположащих друг другу по разным сторонам пролива [Ионин, Медведев, 1980].

В проливообразной шельфовой лагуне о. Лавонгай и в проливе Сильвер-Саунд условия седиментации близки друг другу, соответственно там накапливаются сходные карбонатные донные осадки. Они представлены массой фораминифер, к которым добавляются детрит раковин моллюсков, обломки рифовых известняков и неопределимые карбонатные обломки. Все эти компоненты погружены в пелито-морфный (тонкодисперсный) карбонат [Калинин, Медведев, 1980]. В периоды штормовых волнений при взмучивании этих рыхлых осадков в зонах, тяготеющих к берегам, часть компонентов испытывает перестроение и выбрасывается на пляжи рифовых островков, образуя карбонатные пески специфического состава.

Карбонатные пески, развитые на пляжах у о. Лавонгай и на островах пролива Сильвер-Саунд, относятся к крупнозернистым и среднезернистым. Среди карбонатных компонентов этих песков необхо-

димо отметить значительную роль фораминифер - 25-26% (см. табл. 3). Существенный вклад вносят мелкораздробленные раковины моллюсков. Обилие фораминифер и обломков раковин моллюсков здесь совершенно естественно, поскольку те и другие в изобилии содержались в исходных осадках, сопряженных с пляжами. Концентрация фораминифер в пляжевых отложениях могла бы быть гораздо выше, но дело в том, что большинство фораминифер в осадках шельфовой лагуны имеют плоскую монетовидную форму и большие размеры, а такие фораминиферы в отличие от сферических довольно плохо сохраняются в прибойной зоне. В пляжевых песках обнаружены повышенные содержания обломков рифовых известняков (до 25%), что тоже не удивительно: источником их могут служить осадки лагуны и пролива, но они могут также появляться в пляжевых отложениях за счет абразии рифов. В пляжевых песках присутствуют остатки известковых водорослей (21-43%), причем количество их не уступает фораминиферам. Это тем более интересно, что в гидродинамически активной среде шельфовых лагун и проливов, которая к тому же отличается нормальными гидрохимическими параметрами от водной среды замкнутых лагун атоллов, известковые водоросли - халимеда - заметного развития не получают. Остатки же известковых водорослей, находимые в пляжевых отложениях, принадлежат красным; активный водообмен в краевых предрифовых частях лагуны и в проходах барьерного рифа способствует развитию именно таких водорослей.

Следствием повышенной гидродинамики является преобладание на пляжах рифовых островов крупных гранулометрических типов отложений. Кроме того, из состава последних удаляется тонкодисперсный неопределимый карбонат, который в изобилии присутствовал в исходных лагунных отложениях.

Остров Лавонгай и пролив Сильвер-Саунд - это тот случай, когда в составе карбонатных пляжевых отложений сохраняются черты исходных морских осадков, т.е. при формировании пляжей не происходит столь часто наблюдаемой глубокой перестройки ассоциации компонентов.

Серию изученных объектов тихоокеанского региона завершают острова Науру (Микронезия), Номука и Номука-Ики (архипелаг Тонга) [Игнатъев, 1979; Медведев, Ионин, 1980]. Отличительные признаки островов, во-первых, в том, что они относятся к океанским, а во-вторых, что они приподнятые - холмистые или платообразные. Острова Науру и Тонга имеют открытые побережья, незащищенные барьерными рифами. В пределах прибрежного мелководья значительной силы достигают океанский накат и штормовые волны, соответственно на мелководьях в рифовых известняках вырабатываются абразионные платформы. Абразионный процесс сопровождается появлением обломочного известнякового материала с обломками малых размеров. Мелководье над рифовой платформой является зоной пестрого биоценоза: здесь поселяются бентосные фораминиферы, моллюски и кораллы, местами встречаются группы водорослей из семейства красных. Остатки этих организмов и мел-

кие обломки рифовых известняков образуют во впадинах известняковой плиты рыхлые детритусовые скопления. В прибойном потоке локальные скопления карбонатного детрита перемещаются по поверхности абразионной платформы, истираясь, подвергаясь сепарации и своего рода обогащению стойкими компонентами. В конце концов материал выбрасывается на пляжи и за счет него формируются довольно грубые карбонатные пески (II^a, II^b, III^b), широко распространенные на пляжах островов Науру и Тонга.

Ассоциация карбонатных компонентов данных песков хорошо отражает суть явлений, происходящих в мелководной зоне, сопряженной с пляжами. Главным компонентом песков оказались мелкие фрагменты раковин моллюсков (20–46%) при средних содержаниях 32%. Вторыми по значению в составе пляжей являются фораминиферы: 5–53%, в среднем 29%, а за ними идут обломки рифовых известняков: 1–34%, в среднем 19% (см. табл. 3). Неупорядоченно, от ничтожных содержаний до 29% изменяется количество неопределимых карбонатных обломков.

Рассмотрим соотношение морских и пляжевых отложений на п-ове Икакос и ознакомимся с данными об особенностях формирования пляжей этого полуострова.

Строение полуострова, геоморфологические признаки его берегов и дна примыкающих мелководий, распределение карбонатных осадков, как мы уже говорили, обсуждались в ряде работ [Авельо Суарес и др., 1975; Ионини и др., 1977; Павлидис, Авельо Суарес, 1975]. Рыхлый карбонатный обломочный материал распределен пятнами на шельфовой платформе, выработанной в древних известняках. Материал этот представлен в основном скелетными остатками различных известьевыделяющих организмов, в то же время в составе карбонатного осадка мало продуктов абразии известняков. Согласно серии стационарных исследований, включающих прямые наблюдения, обломочный карбонатный материал на северном шельфе п-ова Икакос перемещается на большие расстояния с востока на запад вдоль берега (см. статью В.С. Медведева и Хосе Л. Хуана в настоящем сборнике). Одновременно этот материал движется в поперечном направлении и частично выбрасывается на пляж. В ходе транспортировки карбонатные обломки испытывают истирание, что приводит к заметному сокращению массы материала.

В дополнение к результатам, полученным при стационарных исследованиях, приводятся данные сопоставления карбонатных морских и карбонатных пляжевых отложений п-ова Икакос (см. табл. 5). При этом подтверждается, что в морских осадках, питающих пляжи, соотношение карбонатных компонентов с явной принадлежностью к определенным организмам и компонентов, происхождение которых уже не может быть установлено, составляет 78 и 22%. В эти 22% компонентов с невыясненной принадлежностью включены и обломки рифовых известняков. Почти те же значения: 79 и 21%—обнаруживаются для карбонатных компонентов пляжевых отложений. Более того, даже содержания отдельных компонентов в составе морских и пляжевых отложений либо совпадают, либо

близки. Нетрудно видеть, что морские осадки почти в такой же степени, как и пляжевые, обогащены стойкими против истирания компонентами, сумма обломков раковин моллюсков и фораминифер для них равна 51%, а для пляжевых отложений – 55%. В то же время содержание непрочных остатков халимеды в тех и других одинаково низкое – 14%. Отсюда следует, что карбонатные компоненты морских осадков уже претерпели также изменения, что обычная последующая их переработка в волно-прибойном потоке зоны пляжа уже не может вызвать существенной перестройки состава ассоциации компонентов: в процессе этого лишь несколько увеличивается содержание обломков раковин моллюсков (см. табл. 5). А это, в свою очередь, подтверждает вывод В.С. Медведева и Хосе Луис Хуанеса, что карбонатные осадки шельфа п-ова Икакос перемещались по шельфу на дальнейе расстояние и компоненты их подвергались интенсивному истиранию.

Подтверждается также малое значение продуктов абразии известняков, и особенно обломков кораллов, в составе исходных морских и вторичных пляжевых отложений. Но тут имеется исключение. Видимо, в экстремальной ситуации происходит разрушение коралловых поселений на кромке шельфа и пляжевые отложения изредка обогащаются обломочным материалом ныне живущих кораллов.

Полуостров Икакос можно рассматривать как пример, когда в силу особых обстоятельств карбонатный осадок, поступаая с шельфа на пляж, мало меняется в отношении ассоциации компонентов, но заметно изменяется по гранулометрическому составу. Пляжевые пески являются в своей массе более крупнозернистыми, а главное обладают хорошей сортировкой. Именно в этом в данной ситуации заключается главный результат переработки карбонатного материала в волноприбойном потоке.

НЕКОТОРЫЕ СТОРОНЫ МЕХАНИЗМА ПЛЯНЕОБРАЗОВАНИЯ

Карбонатные пляжевые отложения есть конечная фаза сложного многостадийного явления, включающего и морское биогенное накопление вещества, и механическую седиментацию в прибрежной мелководной зоне моря, и, наконец, собственно береговые процессы, приводящие к возникновению пляжей. Важно подчеркнуть принципиальное отличие, противоположность карбонатных пляжевых отложений и терригенных. Отличие заключается в двух главных пунктах: во-первых, источник твердого материала – карбоната кальция – имеет чисто морское биогенное происхождение, во-вторых, известковый материал перемещается из моря на сушу, т.е. рассматриваемые отложения хотя и относятся к субаэральной береговой фации, но в то же время являются типичными талассогенными.

Основные звенья механизма, определяющего возникновение карбонатных пляжевых отложений, могут быть охарактеризованы следующим образом.

Источники вещества. Первичное накопление карбоната кальция, осуществляется исключительно организмами. Эти первичные органогенные осадки относятся к разнообразным фациям морского мелководного карбонатонакопления. Они могут быть представлены консолидированными рифовыми известняками или ажурной конструкцией коралловой колонии, могут быть выражены как рыхлые скопления на дне, иногда поражающие своим обилием. И как уже было выяснено, набор скелетных остатков в рыхлых карбонатных отложениях весьма разнообразен. Иначе говоря, первичный карбонатный субстрат, который служит исходным материалом для пляжевых отложений, отличается большой разнородностью.

Обломочный материал и его миграция. Одной из примечательных сторон рассматриваемого механизма нужно признать интенсивное перемещение карбонатного материала как в пределах зоны морского прибрежного мелководья, так и из нее на сушу. Мобилизация исходного карбонатного материала, вовлечение его в миграцию — это обязательное, а возможно, самое главное звено во всем комплексе процессов, приводящих к образованию пляжей. Данное явление становится возможным при усилении гидродинамической активности за обычные пределы, т.е. при возникновении экстремальной ситуации. Биогенные карбонатные образования перед вступлением в миграцию должны приобрести пригодную для транспортировки мелкообломочную форму. Понятно, большая часть скелетных остатков ее уже имеет, а обломки рифов и кораллов есть обычное следствие экстремальных ситуаций, нарушения подвижного равновесия между приростом и разрушением.

При взмучивании осадка часть обломочного материала переходит во взвесь, и так как многие из органических остатков имеют пластинчатую, скорлуповидную форму, то их способность мигрировать в потоке необычайно велика. Часть же обломков легко перемещается по дну волочением, особенно если ложем служат обнаженные рифовые известняки. Благодаря повышенной миграционной способности компонентов осадка наблюдаются такие эффекты, как поступление на пляжи больших масс карбонатного обломочного материала из прилегающих мелководий (случай внутренних лагун атоллов) или перемещение обломочного карбонатного материала вдольбереговыми течениями на значительные расстояния (случай осадкообразования у берегов п-ова Икакос). При коротких путях миграции карбонатный обломочный материал во время транспортировки особым изменениям не подвергается, иное дело, когда перемещение бывает столь длительным, как на северном шельфе о. Куба.

Накопление и преобразование карбонатного материала на пляжах. Исследованиями на островах охвачены всевозможные ситуации и такие, когда нет особой разницы в составе карбонатного материала на берегах и в прилегающей зоне моря, и такие, когда наблюдаются значительные отличия в составе исходных морских осадков и образовавшихся из них отложений пляжей. При этом со случаями резкого контраста между морскими и пляжевыми отложениями приходится сталкиваться особенно часто. Свя-

зано это с систематической, длительной переработкой карбонатных обломков, приборным потоком в зоне пляжа. Как уже неоднократно подчеркивалось, прочность, сопротивляемость дроблению и истиранию у различных карбонатных компонентов неодинакова: наиболее устойчивы обломки раковин моллюсков и некоторые виды бентосных фораминифер со сферической раковинной, менее всего способны сохраняться остатки халимеды. Поэтому сколь сильно не отличались бы между собой исходные карбонатные осадки по составу компонентов, к какой бы фации они ни принадлежали – результат чаще всего бывает один и тот же: в ходе длительной переработки материала на пляжах отложения последних обогащаются обломками раковин моллюсков, обычно в сопровождении фораминифер или фораминифер и обломков рифовых известняков, иногда же ведущее положение занимают фораминиферы, а к ним добавляются раковины моллюсков. Весь вопрос, сколь долго и устойчиво совершается этот процесс и поступают ли к переработанному осадку новые порции вещества, что, конечно, увеличивает пестроту ассоциации компонентов.

При исследовании о. Эфате было обнаружено своеобразное явление: глубокое изменение минералогического состава терригенных пляжевых отложений в результате дезинтеграции, истирания, естественного шлихования обломков вулканических пород в приборном потоке [Калиненко, Долотов, 1977]. В дальнейшем на примере многих гористых вулканических островов андезито-базальтового пояса Тихого океана авторами настоящей статьи было показано, что глубокое преобразование состава рыхлого терригенного обломочного материала в приборном потоке – это характерная черта процесса формирования пляжей на океанских побережьях [Васильев и др., 1978]. Теперь же обнаруживается, что подобный процесс действует и применительно к чисто карбонатным отложениям, результатом чего является изменение облика – трансформация ассоциации компонентов, которая в ряде случаев подвигается весьма далеко. Помимо этого, в ходе волновой переработки обломочного карбонатного материала происходит его сортировка, сепарация по гидравлической крупности. Отсюда у отложений карбонатной пляжевой фации характерные отмечавшиеся выше гранулометрические признаки.

Работа может считаться первым опытом специального изучения фации карбонатных пляжевых отложений тропического пояса.

ЛИТЕРАТУРА

- Авальо Суарес О., Ионин А.С., Медведев В.С., Невеский Е.Н., Павлидис Ю.А. Геоморфология и история развития п-ва Икакос (о. Куба) В кн.: Островные шельфы тропической зоны океана. М.: ИОАН СССР, 1975.
- Васильев В.П., Калиненко В.В., Невеский Е.Н., Павлидис Ю.А. Трансформация минералогического состава терригенного материала в процессе его поступления в прибрежную зону океанических островов. – В кн.: Морфолитогеоз и позднечетвертичная история прибрежно-шельфовых зон. М.: Наука, 1978.

- География атоллов юго-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1973.
- Игнатъев Г.М. Тропические острова Тихого океана. М.: Мысль, 1979.
- Ионин А.С., Калининко В.В., Медведев В.С. Прибрежно-морские литолого-геоморфологические исследования на востоке острова Новая Гвинея. – Тр. ИОАН СССР; Т. 90. М.: Наука, 1980. Наука, 1980. (Тр. ИОАН СССР; Т. 90).
- Ионин А.С., Медведев В.С. Особенности строения и развития рифогенных структур западной группы островов Меланезии. Тр. ИОАН СССР; Т. 90. М.: Наука, 1980.
- Ионин А.С., Павлидис Ю.А., Авельо Суарес О. Геология шельфа Кубы. М.: Наука, 1977.
- Калининко В.В., Долотов Ю.С. Особенности накопления тяжелых минералов на пляжах тропических островов Тихого океана. – В кн.: Процессы прибрежно-морского россыпеобразования. М.: Наука, 1977.
- Калининко В.В., Медведев В.С. Литолого-фациальные особенности карбонатных отложений тропических островов Тихого океана. – Тр. ИОАН СССР, Т. 90. М.: Наука, 1980.
- Леонтьев О.К., Медведев В.С. Эволюция атоллов Тихого океана. Природа, 1972, № 9.
- Медведев В.С. Островные берега Тихого океана. – В кн.: Тихий океан. Берега Тихого океана. М.: Наука, 1967, гл. IV.
- Павлидис Ю.А., Авельо Суарес О. Фашии современных отложений шельфа Кубы. – В кн.: Островные шельфы тропической зоны океана. М.: ИОАН СССР, 1975.

А.С. Ионин

РОЛЬ ХЕМОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В РЕЛЬЕФОБРАЗОВАНИИ ПРИБРЕЖНО-ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ ТРОПИКОВ

В работах советских и зарубежных исследователей неоднократно отмечалось, что рельеф прибрежно-шельфовой зоны преимущественно гумидных и аридных экваториально-тропических областей формировался в специфических условиях. Здесь наряду с гидрогенными (волновыми) широкое участие принимали и принимают процессы биогенного рифообразования и хемогенной цементации главным образом рыхлых толщ карбонатных отложений и растворения литифицированных известняковых пород [Гильшер, 1959; Ионин и др., 1977, 1980; Леонтьев и др., 1975].

Статья не касается вопросов, косвенно влияющих на процессы рельефообразования в прибрежно-шельфовых зонах, а именно хемогенного формирования карбонатного материала, в частности процессов оолитообразования, хотя они являются прямым поставщиком талласогенного материала на построение волновых и эоловых форм рельефа тропиков [Павлидис и др., 1972]. В данной статье не рассматриваются и вопросы хемогенно-тектонического образования форм рельефа шельфа, связанных с образованием диапировых складок, куполов и сопровождающих их диапировых ядер. Понимая всю не только научную, но и практическую важность рассмотрения этих про-

цессов морфогенеза на шельфах Мирового океана в связи с проблемой нефтегазоносности, автор все же ограничил себя рамками установления особенностей именно хемогенного (современного и унаследованного) морфогенеза на шельфах тропиков, связанных с образованием скульптурных аккумулятивных форм рельефа – возможных коллекторов, литологических ловушек нефти и газа.

Широкое распространение на шельфах Мирового океана реликтовых литифицированных волновых аккумулятивных и эоловых форм рельефа, а на побережьях – как древних, так и современных цементированных пляжевых или террасовых отложений, дюнных образований издавна привлекало внимание исследователей. Описанию распространения литифицированных аккумулятивных форм рельефа, условиям и механизму цементации главным образом современных отложений посвящено немало работ [География атоллов..., 1973; Логвиненко, 1976; Ginsburg, 1953; Russel, McIntire, 1965; и др.].

Во время проведения экспедиционных работ на островных шельфах Карибского региона (Куба) и Тихого океана нами также было обращено внимание на некоторые особенности строения и накопления как современных (пляжевых), так и получивших широкое распространение террасовых цементированных отложений [Ионин и др., 1977; Ионин, Медведев, 1980; Медведев, Ионин, 1980].

Современные цементированные отложения пляжей носят название "бич-рѣк" – пляжевые породы. Эти главным образом песчаные, реже гравийно-галечные пласты (сортированные в волно-прибойном поле пляжа осадки), узкой полосой простираются вдоль береговой линии моря или лагуны. Они занимают обычное положение в приливо-отливной или ветро-волновой нагонных зонах между наиболее высоким и низким уровнями воды. На некоторых участках аккумулятивных берегов Кубы и на пляжах рифогенных островных структур Тихого океана (о. Номука-Ики, атолл Фунафути и др.) пласты цементированного обломочного материала несколько возвышаются над поверхностью пляжей и их падение в сторону моря (реже в сторону отчлененной островами-барами лагуны атоллов) не превышает 10–15°. При этом отдельные тонкие (2–3, реже 4–5 см), часто косослоистые пласты пород образуют микрокуэстовые гряды. Общая мощность цементированных пляжевых отложений бич-рок обычно не превышает 2–3 м.

Р. Гинзбург [Ginsburg, 1953], проводивший исследования пляжей на о. Драй Тортуга, вблизи Флориды, отмечает, что тонкослоистые известняки пляжевых пород, включающие прослой коралловых конгломератов, содержат скелетные остатки известковых водорослей халимеды, кораллов, моллюсков, фораминифер, иглы ежей, спикулы губок. Эти частицы не раскристаллизованы, содержат 90–92% арагонита биогенного происхождения, и вокруг них имеется оболочка из игольчатых кристаллов карбоната кальция того же арагонитового состава. Анализ шлифа пляжевых песчанистых известняков, отобранных нами в районе м. Майси (Куба), показывает, что породы сложены на 70% кораллово-ракушечным детритом. Размеры органических обломков колеблются от 1,0 до 0,1 мм (средний размер 0,8 мм).

Органические остатки замещены микрозернистым кальцитом. Последний, вероятно, вместе с раздробленными раковинами составляет промежуточную массу (около 15%), не имеющую четких границ с органическими обломками. В породе, кроме того, обнаружены: угловатые обломки кварца (10%) размером от 2,0 до 0,2 мм, обломки (2,5-0,3 мм) микрозернистых кварцитовидных пород с включением слюды [Ионин и др., 1977].

Анализ дифрактограмм карбонатного материала, входящего в состав бич-рок пляжей атолла Фунафути, показал, что обломки кораллиновых водорослей и раковин фораминифер состоят из кальцита разной степени магнезиальности, в то время как дифрактограммы обломков кораллов обнаруживают преобладание арагонита, наличие высокомагнезиального кальцита и следов доломита. Помимо биогенных карбонатных частиц, в состав материала бич-рок нередко включены обломочные и пирокластические минералы. Так, на атоллах Фаниинг и Фунафути среди обломочных встречаются кварц, полевые шпаты, а среди пирокластических - оливин, роговая обманка, пироксен, магнетит, биотит и вулканическое стекло, которые, по мнению Н.В. Логвиненко [1976], были занесены на атоллы ветром с окружающих островов и континентов.

Наряду с бич-рок, состоящим почти исключительно из обломочного карбонатного материала, например на Кубе, на пляжах, простирающихся вдоль южных склонов Сьерры-Маэстро, встречается бич-рок, сложенный гравийно-галечным материалом метаморфических пород.

Наконец, следует отметить, что цементации нередко подвергается частично вышедший из зоны волнового воздействия, т.е. затопленный и поэтому неподвижный валунный (крупнообломочный), материал кораллового происхождения, который образует так называемый риф-рок. Впрочем, риф-роком называют часто карбонатный, созданный рифогенными организмами материал, которым сложены крупные цементированные аккумулятивные формы рельефа континентальных и островных шельфов тропической зоны - кольцевые, барьерные, окаймляющие и другие рифы, а также цементированный обломочный материал на их склонах и у подножия этих форм.

Еще более широкое распространение в прибрежно-шельфовых зонах тропических гумидных и аридных областей получили реликтовые литифицированные скульптурные аккумулятивные формы рельефа волнового и эолового происхождения. Благодаря гляциоэвстатическим колебаниям уровня Мирового океана в позднечетвертичное время и новейшим тектоническим движениям они располагаются выше и ниже современного уровня на различных гипсометрических отметках. Особенно широкое распространение получили низкие (до 4-6 м высотой) морские аккумулятивные террасы голоценового возраста, сложенные цементированными кораллово-ракушечными брекчиями и песчаниками. На Кубе эта терраса, получившая название "себоруко", окаймляет большие по протяжению участки побережья и ее высота колеблется от 0,5 до 3-4 и даже 7-8 м. Обычно она сложена в своих верхних горизонтах цементированны-

ми обломками крупных кораллов и раковинами моллюсков вида стромбус (отложения типа риф-рок), а в более низких – кораллово-ракушечными, иногда оолитовыми песками или песчаниками типа бич-рок. В большинстве случаев эти террасы в генетическом отношении являются волновыми аккумулятивными формами рельефа прибрежно-шельфовой зоны (примкнувшие аккумулятивные террасы, пересыпи, косы, бары). Окатанность коралловых обломков, отсутствие кораллов в позиции роста, нередко присутствие терригенного галечного материала в виде отдельных горизонтов с несомненностью свидетельствуют о формировании этих элементов рельефа в зоне волнового воздействия. В ряде случаев указанные террасы сложены оолитовыми песчаниками, т.е. материалом хемогенного происхождения, вовлеченным волновыми процессами как в поперечное (со дна), так и во вдольбереговое перемещение. Это не исключает возможности формирования на отдельных участках побережья голоценовых абразионных террас как волнового, так и чисто хемогенного (в результате процессов выщелачивания) происхождения, сформированных в эпоху максимума трансгрессии, а в настоящее время поднятых на различную высоту в результате дифференцированных тектонических движений побережий [Ионин, Павлидис, 1978]. По данным радиоуглеродных датировок возраст этих террас колеблется от 3880 ± 30 (ГИН-510) до 2290 ± 110 лет (ГИН-511) [Кинд и др., 1972]. Возможными аналогами террас этого возраста на островах Тихого океана (в частности атолла Хермит) является низкая (высотой 0,5–0,7 м над уровнем моря) терраса, сложенная косослоистыми, сцементированными кораллово-ракушечно-фораминиферными песчаниками типа бич-рок [Ионин, Медведев, 1980]. Возраст аналогичных уровневых поверхностей толщ, сложенных кораллово-ракушечными конгломератами в Мексиканском заливе, составляет 2300–1300 лет. Однако следует отметить, что картина колебаний уровня, высотного положения террас также зависит от дифференцированных тектонических движений тех или иных участков континентальных и островных шельфов.

В процессе развития островных шельфов в условиях позднечетвертичной регрессии океана существовавшие на их поверхности волновые формы рельефа типа баров вышли из зоны воздействия волн. Карбонатный песчаный материал, которым они были сложены, был частично перевеян в дюны, а затем литифицирован. На Кубе такие литифицированные дюнные массивы, превратившиеся в ходе трансгрессии в острова с современными эоловыми формами рельефа на поверхности, получили самое широкое распространение на северном и юго-западном побережьях, где они отчлениют шельфовые лагуны от моря. В большинстве случаев острова сложены сцементированными косослоистыми оолитовыми песчаниками, как это имеет место, например, в архипелаге Лос Канарреос. На островах Санта-Мария и Франсес в архипелаге Сабана и Камагуэй слоистая толща оолитовых песчаников (эолианитов), реже мергелеподобных известняков с ракушей (калькаренитов), поднята на 2–10 м над уровнем моря. Более древние дюнные массивы, возникновение

которых связано с аридизацией климата в период оледенений и регрессивными фазами, получили распространение на побережье восточнее Гаваны с узким шельфом, где они располагаются на высотах от 5–6 до 20–25 м [Шанцер и др., 1976].

Характерно, что процесс литификации современных волновых и эоловых отложений происходит и сейчас на аккумулятивных участках островных побережий, где поверхность удаленных от берега моря береговых валов и дюнных гряд прикрыта корками цементации толщиной до 10 см [Ионин и др., 1977]. С другой стороны, известно, что лежащие неподалеку от современного уреза моря цементированные конгломератовые береговые валы бич-рок нередко датируются по C^{14} возрастом 1780 ± 90 лет [Driscoll, Hopley, 1968] и даже 3450 ± 130 [Veeh, 1966]. Впрочем, определения возраста должны оставаться на совести исследователей, возможно, спутавших современный бич-рок с пляжевыми отложениями максимума фландрской трансгрессии.

Законсервированные процессами литификации древние песчаные дюнные массивы встречаются также на шельфе Бермудских островов [Stenley, Swift, 1968], Юкатана [Logan et al., 1969] и в других районах, где их первоначальное образование связывают с ветровой переработкой карбонатных песков прибрежной зоны в эпоху поздне-висконсинской регрессии океана. О времени образования дюнных массивов нет единого мнения, но вполне вероятно, и это подтверждается радиоуглеродными датировками, что некоторые дюнные образования являются прибрежными формами рельефа, не смещавшимися вследствие цементации далеко от пляжей, и их формирование относится к межледниковым трансгрессиям. Прослеживающиеся ниже уровня моря красноцветные горизонты почв в этих дюнных массивах, возможно, формировались в периоды регрессий [Land et al., 1967]. По нашему мнению, предпочтительней связывать образование дюнных массивов на шельфах Мирового океана с аридизацией климата во время гляциоэвстатических регрессий позднего висконсина. Последующая цементация предохранила их от полного разрушения во время фландрской трансгрессии. Эти дюнные массивы сложены нередко ожелезненными золианитами (шельф Юкатана) и, будучи затопленными фландрской трансгрессией, так же как литифицированные бары на окраине шельфа Кубы, послужили фундаментом для поселения кораллов и образования сложных скульптурных полигенетических форм рельефа шельфа эолово-рифогенного или гидрогенно-рифогенного происхождения.

Очевидно, что процессы цементации обломочного материала в зоне заплеска волн, на поверхности сформированной и уже удаленной от берега моря аккумулятивной террасы или в местах образования корок цементации на поверхности современных форм рельефа эолового происхождения должны различаться по своим химическим свойствам и особенностям.

В настоящее время существуют следующие теории, объясняющие процессы цементации преимущественно карбонатного материала волновых и эоловых аккумулятивных форм прибрежной зоны: 1) в ре-

зультате воздействия перенасыщенных карбонатом кальция морских вод в зоне заплеска на рыхлую толщу песков, образования при этом поровых вод и их последующего испарения (выпаривание) в условиях высоких температур воздуха и нагретого песка; 2) в результате взаимодействия с морской водой пресных грунтовых вод, просачивающихся из дюнных массивов или по водоупорным горизонтам толщ, которыми сложены клифы; 3) при воздействии просачивающихся через тело пересыпи лагунных вод, содержащих повышенную концентрацию карбоната кальция или гидроокислы железа (последнее относится в основном к умеренным гумидным климатическим зонам, но в отдельных случаях имеет место и в тропиках, например, в Бразилии); 4) в результате физико-химических процессов, обусловленных воздействием пресных атмосферных вод на поверхность карбонатных отложений эоловых форм и вышедших из зоны волнового воздействия аккумулятивных форм рельефа береговой зоны (пересыпей, кос, морских террас) и последующими процессами диагенеза (растворения, перекристаллизации); 5) в результате цементации, обусловленной биохимическими процессами, в которых основную роль играют бактерии или синезеленые водоросли [Невеский, 1949; Страхов, 1970; Emeri, Cöx, 1956; Ginsburg, 1953; Maxwell, 1962; Morais, 1970; Russel, McIntyre, 1965; и др.]. Таким образом, исходя из характера и химизма процессов, все типы литифицированных отложений или пород можно подразделить на три группы: а) породы, цементированные под воздействием грунтовых или атмосферных вод, которые, растворяя карбонатные отложения, насыщаются карбонатом кальция; б) породы, цементированные карбонатом кальция, осажденным из морской воды в результате биологических или химических процессов; в) породы, цементированные гидроокислами железа.

В настоящее время наиболее изученным процессом литификации осадочных толщ, пожалуй, является процесс формирования бич-рок в тропической зоне, где цементирующее вещество представлено карбонатом кальция. По данным Н.В. Логвиненко [1976], цемент, представленный главным образом игольчатым арагонитом, иногда с примесью микрозернистого магнезиального кальцита, располагается на контакте обломков и раковин, выполняет поры, а также полости и каверны в раковинах и обломках. Однако в ряде случаев в цементе бич-рок преобладают микрозернистый и пелитоморфный магнезиальный кальцит и арагонит, а игольчатый арагонит встречается редко (атолл Фунафути) или вообще арагонит отсутствует (атолл Фаннинг). На пляже рифовых островов Флориды цемент бич-рок представлен ромбическими кристаллами арагонита, небольшой примесью стронция, магнезия и низкомагнезиального кальцита. Возможно, что в этом случае бич-рок образовался в зоне смешения пресной и морской воды [Hattin, Dodd, 1978].

Процессы цементации, как уже упоминалось выше, определяют условия образования бич-рок на пляже, как, впрочем, и литификации поверхностных отложений других форм рельефа, хотя сами механизмы этих процессов различаются между собой в субэаральных

и субаквальных условиях. Для формирования собственных бич-рок тропических широт важным является насыщенность или даже перенасыщенность поверхностных вод океана или лагун бикарбонатом кальция. В условиях высоких летних температур поверхностных вод (до 30°C на шельфе Кубы и от 26 до 33°C на островах и шельфах Тихого океана) возможно хемогенное осаждение карбонатов. В условиях интенсивного перемешивания на мелководье волнением происходит нарушение метастабильного состояния раствора бикарбонатов вследствие удаления CO_2 и выпадение из него макрокристаллов CaCO_3 (арагонита и магнезиального кальцита) в виде тончайшей карбонатной взвеси. В одних случаях, как это имеет место сейчас на окраине юго-западного шельфа Кубы, эти кристаллы вследствие их более низкой растворимости вместе с посторонними мельчайшими частицами ракушки, бентосными фораминиферами, пuzырьками воздуха и пр. являются первоначальными ядрами кристаллизации. Вокруг них начинается последовательное концентрическое наложение выделяющегося в осадок карбоната кальция (чаще всего арагонита) и как следствие - образование зерен оолитов и овоидов [Павлидис и др., 1972]. В других случаях, а именно в зоне заплеска волн, когда в условиях прогретых солнцем пляжевых отложений метастабильное состояние раствора бикарбонатов нарушается еще быстрее и возникают поровые воды, выпадение карбоната кальция усиливается испарением этих вод. Макрокристаллы карбоната кальция обволакивают крупные и мелкие частицы пляжевого материала, которые спаиваются, цементируются между собой и образуют плотную литифицированную породу - бич-рок. Известную роль могут играть и известковые водоросли, поселяющиеся в затишных условиях непосредственно в приурезовой зоне и литифицирующие песок на подводном склоне пляжа. А вообще влияние водорослей и бактерий на образование карбонатного цемента бич-рок проявляется лишь косвенно: их жизнедеятельность приводит к периодическому изменению физико-химических условий прибрежных вод и, возможно, оказывает благоприятное действие на осаждение карбонатов [Davies, Kinsey, 1973].

Наблюдения показали, что бич-рок - это продукт современного, протекающего у нас на глазах процесса цементации пляжевых отложений и в конечном итоге - породообразования. Этот процесс носит унаследованный характер с прошлых геологических эпох, причем скорость современного нарастания цементирующихся буквально на глазах отложений бич-рок нередко достигает 7 мм/год [География атоллов..., 1973].

Отчетливо себе представляю, что приведенный выше химизм процесса образования цемента бич-рок является лишь схемой, возможно, применимой лишь для тропических условий. В самом деле, достаточно хорошо известно, что бич-рок встречается как в местах распространения вдоль побережий карбонатных пород пляжей (Гавайи, Пуэрто-Рико, Персидский залив), так и там, где они сложены терригенным бескарбонатным материалом (Бразилия, Шри-Ланка). Пляжевая порода описана как в местах ограниченного

среднегодового количества осадков (по побережье Каспийского моря, оз. Иссык-Куль, о. Гуам), так и относительно большого количества осадков (Канада, Англия, Средиземное море и Новая Зеландия). В связи с этим некоторые исследователи считают, что цементация пляжевого материала обусловлена геохимическими процессами, неконтролируемыми геологическими, гидрогеологическими и климатическими условиями. Не вступая в дискуссии по этому вопросу, отметим, что литификация пляжевых отложений, образование корок цементации на поверхности аккумулятивных волновых форм рельефа и как результат – консервация таких форм рельефа в виде окаменевших пляжей и береговых валов – все это свойственно все-таки шельфам тропических гумидных и аридных климатических зон Земли.

Совершенно иной процесс цементации свойствен карбонатным отложениям в субаэральных условиях, т.е., например, в условиях осушившегося в позднечетвертичное время шельфа. Н.М. Страхов [1970] считает, что литификация вообще возможна лишь под воздействием только пресных атмосферных вод, когда: 1) арагонит либо растворяется, оставляя после себя пустоты, либо испытывает превращение в кальцит без структурных изменений исходных зерен; 2) высокомагнезиальный кальцит замещается низкомагнезиальным также без структурных изменений зерен; 3) за счет растворенного арагонита происходит формирование цемента, либо контактного между зернами, либо заполняющего большее или меньшее количество пор. Возможно, именно с этими процессами связана цементация эоловых форм прибрежного рельефа, а также образование корок цементации на поверхности современных, вышедших из зоны волнового воздействия аккумулятивных террас, сложенных карбонатным материалом.

В условиях нормального для гумидных и аридных зон тропиков выпадения атмосферных осадков, когда пресные дождевые и грунтовые воды наиболее агрессивны к карбонатам (благодаря высокому содержанию CO_2 и присутствию органических кислот), происходит растворение CaCO_3 и его выпадение либо в порах поверхностных горизонтов отложений, либо в нижележащих слоях. В результате образуется процесс цементации обломочного талассогенного и терригенного карбонатного материала эоловых форм, нередко и морских волновых образований. Известно, что этот процесс, например для группы Малых Антильских островов, носит унаследованный характер с неогена.

В аридных субаэральных условиях цементация может захватывать не только карбонатные осадки, но и отложения, сложенные обломочными и пирокластическими минералами. В частности, в результате процессов физико-химического и химического выветривания генерируется выпотевание растворов грунтовых вод и цементация рыхлых толщ продуктами растворения (кремнеземом, углекислой известью, гипсом, ангидритом и др.), а в конечном итоге – образование пустынных кор. Последние представляют собой залегающую на некоторой глубине (до 1 м) под поверхностью плотную конгло-

мератовую или брекчеевидную породу с кремниевым, известковистым или гипсовым цементом, мощность пласта которой достигает 1–2 м [Аристархова, 1971]. Образовавшиеся пустынные коры должны были консервировать рельеф и осадочные толщи осушенных в результате регрессии шельфов аридных областей и предохранять их от действия деструкционных процессов в период фландрской трансгрессии.

Более сложен вопрос возникновения корок цементации на поверхности или в толще донных отложений шельфа или дна океана. Н.М. Страховым [1960] отмечалось, что в процессе подводного седиментогенеза и последующего диагенеза происходит не только образование аутигенных минералов, но и их дальнейшее перераспределение в толще осадка. Возникавшие при этом сгущения вызывают образования пятен, линз, пластообразных стяжений и как результат – возникновение из донного осадка в процессе роста давления и температуры (стадия катагенеза) породы. Но в более поздней работе Н.М. Страхов [1970] отмечает, что когда карбонатные осадки с размерностью зерен от песчаной до глинистой фракций находятся под уровнем моря, указанные выше процессы не происходят и литификации не образуется. Тем не менее в настоящее время появляется все больше данных не только о глубоководной литификации карбонатных отложений на вершинах гайотов и Срединно-Атлантического хребта, но и на хорошо прогреваемых мелководьях Атлантики, Персидского залива (цементация оолитов в Кубейте). Встречаются корки цементации и на подводном береговом склоне восточного Каспия, а нами были встречены на Кубе как на поверхности (в межрифовых понижениях), так и в толще донных осадков.

На мелководье Большой Багамской банки на глубине 5 м встречаются пятна сцементированных арагонитом кораллово-ракушечных песчаников, которые являются современными образованиями и не подвергались воздействию пресных атмосферных вод. Об этом свидетельствует отсутствие низкомагнезиального кальцита, рекристаллизация арагонита и, наоборот, присутствие высокомагнезиального кальцита. Влияние глубины воды и распространение водорослей привело, по-видимому, к локализации очагов литификации донных песчаных осадков в виде разрозненных пятен [Taft et al., 1968]. Несомненна, однако, и роль подземных (грунтовых) вод, иногда проникающих на некоторых участках прибрежных отмелей с суши в виде карстовых источников (подобное имеет место на шельфе залива Батабано). Цементирующий осадок – вадозовый кальций отличается от седиментационного и диагенетического изотопным составом углерода и кислорода, элементами-примесями и др.

Вопрос цементации рыхлой толщи донных отложений тесно связан и с литификацией обломочного материала как на поверхности коралловых рифов, так и на их подветренных склонах, куда смещается обломочный материал. Однако здесь на первый план выступает биохимическая роль цементации красных корковых известковых водорослей – литотамнии и других видов, обычно обитающих

до глубины 10, реже 50–60 м, а также фораминифер, известковых губок, моллюсков и полихет. В процессе жизнедеятельности и последующего отмирания эти организмы цементируют скелетный и рыхлый обломочный коралловый материал, в результате чего образуется упоминавшийся выше риф-рок, которым сложен нередкий и литифицированный рампарт. Таким образом, коралловое сообщество и сопровождающие его жизнедеятельность процессы литификации сооружают специфическую известковую конструкцию рифа, где основная роль в его создании принадлежит не собственно кораллам, а коралиновым водорослям и другим организмам [Гептнер, 1979; Сорокин, 1977].

Подводная литификация обломочного материала и донных песчаных отложений (образование корок цементации) в принципе, как и надводная, способствует консервации отдельных форм рельефа шельфа (барьерных и внутривагунных рифов, поверхностей межрифовых аккумулятивных террас выравнивания и пр.), препятствует выносу обломочного материала с поверхности шельфа на островной склон или к берегу.

Противоположную роль процессам хомогенной цементации рыхлого материала играют на поверхности шельфа и в береговой зоне процессы химического растворения карбонатных пород, носящие иначе название химической абразии. Механизм субэвральных карстовых процессов получил достаточное освещение в специальной литературе, меньше был изучен механизм субаквального выщелачивания [Сафьянов, 1973]. Тем не менее установлено, что, несмотря на то что воды тропических морей насыщены и перенасыщены карбонатом кальция, в ночное время с прекращением фотосинтеза водоросли увеличивают содержание в воде углекислого газа, необходимого для перехода карбонатов в растворимые бикарбонаты. Вместе с тем скорость выщелачивания карбонатов определяется не только количеством растворенного в воде углекислого газа, но и скоростью реакции перехода карбоната в бикарбонат, она увеличивается при высокой температуре воды. Существенное влияние на интенсивность химической абразии оказывает степень подвижности воды, так как именно при высокой подвижности происходит быстрая и частая смена пограничного слоя воды, достигшего или достигающего насыщения. Скорость химической абразии определяется свойствами карбонатных пород, взаимодействующих с ними водных масс и общим гидродинамическим режимом бассейна. В общем случае она не превышает 0,5–1,8 мм в год [Леонтьев и др., 1975], при этом в тропиках растворение карбоната магнезия и арагонита происходит даже при условии насыщенности морских вод карбонатом кальция и протекает со скоростью 1–4,5 мм/год.

Некоторое влияние на растворение карбонатных пород оказывает опресняющее действие атмосферных вод и карстовых подводных источников, поступление гумусовых кислот с суши. В результате именно в ночное время происходит растворение кораллово-ракушечных известняков барьерных рифов, предрифовых террас и поверхности известняков внешней зоны шельфа, уклоны которых,

как это имеет место на Кубе, не превышают 0,003–0,006 [Июши и др., 1977]. Последнее обстоятельство, как известно, препятствует процессам механической абразии, и, таким образом, мы склонны связывать процесс выработки этих относительно выровненных поверхностей с химическим растворением известняков – плоскостной химической абразией. На отдельных участках таких поверхностей, по-видимому, вследствие неоднородности вещественного состава карбонатных пород и селективной химической абразии распространены довольно крупные микроформы рельефа в виде глубоких округлой или неправильной формы каверн, воронок, ванн выщелачивания (растворения) или вытянутых вниз по склону желобов с глубиной вреза до 1 м. В формировании последних, естественно, немаловажную роль играют и волновые придонные противотечения.

Как показали непосредственные подводные наблюдения, еще более эффектные формы растворения наблюдаются на поверхности и склонах барьерных рифов. Помимо ванн выщелачивания, здесь встречаются многочисленные ниши, гроты, нередко глубокие пещеры или сквозные тоннели и арки.

Непосредственно в береговой зоне химическая абразия ведет, как и механическая, к выработке выпуклого профиля подводного склона, заканчивающегося выше уреза нишей выщелачивания, являющейся аналогом волноприбойной ниши, а также нависающим козырьком клифа.

Гигантские козырьки нередко обрушиваются под силой тяжести, образуя навалы крупных глыб, в приурезовой зоне которых также начинают формироваться ниши растворения, ведущие к последующему обрушиванию козырьков и как следствие – к постоянному разрушению обломочного карбонатного материала. Развитый перед клифом бенч обычно имеет уклоны не более 0,005, и в его пределах часто также можно видеть ванны выщелачивания, реже – бороздчатые карры.

Характерно, что наиболее ярко выраженные формы химической абразии – ниши выщелачивания (растворения) – чаще всего встречаются там, где распространены широкие, с малыми уклонами, обычно мелководные, лишенные наносов бенчи, над поверхностью которых деформируются и разрушаются штормовые волны, а значит, механическая абразия замедленна или вообще не происходит.

Необходимо отметить, что на Кубе существенную роль в процессе растворения карбонатных пород играют и живые организмы, в частности морские ежи. Их биохимическая жизнедеятельность, связанная с выделением органического вещества, привела к тому, что поверхность основания клифа и прилегающей верхней части шельфа напоминает собой крупные "пчелиные" соты; известную роль играют и сверлящие организмы, в том числе губки и моллюски.

Некоторые особенности в строении клифов собственно Кубы связаны с тем, что химическая абразия здесь действует избирательно вследствие неоднородности толщи кораллово-ракушечных

известняков, благодаря чему приурезовые ниши получают причудливую форму: то они разделены перемычками, то подпираются миниатюрными колоннами и пр.

На поверхности упоминавшейся выше низкой террасы "себоруко" развит собственно береговой карст, представленный крупными (до 2 м в поперечнике) и мелкими чашами - кавернами ("касимбы") - и разделяющими их островеишными шипами ("кльками") - карровыми гребнями. Этот карстовый микрорельеф поверхности морских террас на Кубе имеет местное название "собачьи кльки" ("дъентес дель пьерро"), одновременно его, как и саму террасу, называют соответственно с расположенным на северном побережье Кубы мысом - себоруко. Этот вид морского (литорального) карста обычно развит в непосредственной близости от края клица. Есть основание предполагать, что в его формировании, помимо атмосферных осадков, существенную роль играет и заплескивающаяся во время волнения морская вода. Карстовый рельеф весьма характерен вообще для поверхности прибрежной зоны тропиков. Впрочем, морской карст побережий получил широкое развитие и в гумидной зоне умеренных широт (Черное море - п-ов Тарханкут, Бристольский залив и др.) и даже в условиях полярного климата (о-в Шпицберген), где его рельефообразующая роль определяется геологическими особенностями известняков, величиной нерастворимого вещества в них, уклоном пластов, а также динамическими факторами (количество осадков, характером волнений, величиной приливов и пр.).

Отметим, что во влажных тропиках карстовые процессы отличаются наибольшей интенсивностью, что обусловлено совокупным влиянием количества осадков, растворимости карбонатных пород, термического режима и характера органической жизни.

Напомним, что в результате гляциозвстатического понижения уровня Мирового океана в позднем висконсине на обнажившихся участках шельфа, сложенных карбонатными породами, также получили развитие самые разнообразные формы карстового рельефа. Так, например, севернее о-ва Пинос (Куба) под современными донными осадками сохранились формы закарстованного рельефа и связанные с ними субаэральные отложения с сильно гумусированными торфообразными прослоями или сохранившиеся на мелководном юго-западном шельфе Кубы карстовые воронки с глубинами до 70 м, образование которых было возможным лишь в условиях глубокой, до 100-110 м, регрессии океана [Ионин, Павлидис, 1978]. Аналогичный карстовый рельеф на глубинах 70-80 и 100-110 м получил развитие и на дне атолловых лагун. Впоследствии он был захоронен под толщей осадков фландрской трансгрессии, как это имеет место на Маршалловых и других островах Тихого океана [Guilcher et al., 1969], а также в районе Большого Барьерного рифа (Австралия), где они имеют глубину 30-40 м и носят название "голубые провалы".

В заключение отметим, что, подчеркивая роль и своеобразие проявления хемогенных процессов в морфогенезе прибрежно-шельфо-

вых зон экваториально-тропических областей Мирового океана, т.е. в формировании, развитии и консервации скульптурных форм аккумулятивного рельефа или, наоборот, в их разрушении, мы ни в коей мере не принижаем роли гидрогенных (преимущественно волновых) процессов в морфолитогенезе этих зон тропиков.

ЛИТЕРАТУРА

- Аристархова Л.Б. Процессы аридного рельефообразования. М.: Изд-во МГУ, 1971.
- География атоллов юго-западной части Тихого океана/Отв. ред. П.А. Калли, В.С. Медведев. М.: Наука, 1973.
- Гептнер М.В. Атолл как экологическое целое. - Журн. общ. биологии, 1979, т. 40, № 4.
- Гильшер А. Опыт характеристики распределения прибрежных форм растворения известняка. - В кн.: Вопросы климатической и структурной геоморфологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1959.
- Ионин А.С., Медведев В.С. Особенности строения и развития рифогенных структур западной группы островов Меланезии. - Тр. ИОАН СССР, 1980, т. 90.
- Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А. - Морфолитогенез и его типы на шельфах морей и океанов. - Океанология, 1980, т. 20, № 5.
- Ионин А.С., Павлидис Ю.А., Авельо Суарес О. Геология шельфа Кубы. Морфолитогенез и позднечетвертичная история. М.: Наука, 1977.
- Ионин А.С., Павлидис Ю.А. Эволюция островных шельфов Карибского региона в позднечетвертичное время. - В кн.: Морфолитогенез и позднечетвертичная история прибрежно-шельфовых зон. М.: Наука, 1978.
- Кинд Н.В., Виноградова С.Н., Рябинин А.Л., Покровский Е.З., Сулержицкий Л.Д., Форова В.С. и др. Радиоуглеродные даты ГИН АН СССР. Сообщ. I. - Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1972, № 39.
- Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1975.
- Логвиненко Н.В. Бич-рок некоторых островов Тихого океана. - В кн.: Литология и палеогеография. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976, вып. 2.
- Медведев В.С., Ионин А.С. Литолого-геоморфологические исследования на островах Тонга. - Тр. ИОАН СССР, 1980, т. 90.
- Невесский Е.Н. Литифицированные ракушечники и известковые пески некоторых участков побережья Черного и Каспийского морей. - Тр. ИОАН СССР, 1949, т. 4.
- Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Игнатов Е.И., Авельо Суарес О., Льюис-Риера М. Условия оолитообразования на мелководье тропического моря (о. Куба, залив Батабано). - Океанология, 1972, т. 12, № 5.
- Сафьянов Г.А. Динамика береговой зоны морей. М.: Изд-во МГУ, 1973.
- Сорокин Ю.И. Сообщество коралловых рифов. Океанология. Биология океана. М.: Наука, 1977. Т. 2.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. I.
- Страхов Н.М. Зарубежные исследования современных доломитовых осадков в морских водоемах. - Литология и полезные ископаемые, 1970, № 4.
- Шанцер Е.В., Петров О.М., Франко Г.Л. О береговых морских террасах Кубы и связанных с ними отложениях. - В кн.: Четвертичное осадконакопление и формирование рельефа Кубы. М.: Наука, 1976.

- Davies P.J., Kinsey D.W. Organic and inorganic factors in recent beach-rock formation Heron Island, Great Barrier reef. — J. Sediment. Petrol., 1973, v. 43, N 1.
- Driscoll E.M., Hopley D. Coastal development in a part of tropical Queensland, Australia. — J. Trop. Geogr., 1968, v. 26.
- Emery K.O., Cox D.O. Beach-rock in the Hawaiian Islands. — Pacif. Sci., 1956, v. 10.
- Ginsburg R.N. Beachrock in South Florida. — J. Sediment. Petrol., 1953, v. 23, N 2.
- Guilcher A., Berhois L., Doumenge F. et al. Les Recifs et lagons coralliens de Mopelia et de Bora-Bora. P.: ORSTOM, 1969, Mem. N 38.
- Hartin D.E., Dodd R.J. Holocene cementation of carbonate sediments in the Florida Keys. — J. Sediment. Petrol., 1978, v. 48, N 1.
- Land L.S., McKenzie F.T., Gould C.Y. The Pleistocene history of Bermuda. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1967, v. 78, N 8.
- Logan B.W., Harding Y.L., Ahz W.M. et al. Carbonate sediments and reefs Yucatan shelf, Mexico. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1969, N 11.
- Maxwell W.G. Lithification of carbonate sediments in the Heron Island Reef, Great Bar. Reef. — J. Geol. Soc. Austral., 1962, v. 8.
- Moraís J.O. Contribuicao ao estudo dos "beach-rocks" do Nordeste do Brasil. — Trab. oceanogr. Univ. fed. Pernambuco, 1967–1969 (1970), v. 9–11.
- Russell R., McIntyre J. Southern Hemisphere beach rocks. — Geogr. Rev., 1965, v. 55, N 1.
- Stanley D.I., Swift D.I.P. Bermudas reef-front platform: bathymetri and significance. — Mar. Geol., 1968, v. 6, N 61.
- Taft W.H., Arrington F., Haimovitz A. et al. Lithification of modern marine carbonate sediments at Yellow Bank, Bahamas. — Bull. Mar. Sci., 1968, vol. 18, N 4.
- Veeh H.H. Th²³⁰/U²³⁸ and U²³⁴/C²³⁸ ages of Pleistocene high sea level stand. — J. Geophys. Res., 1966, v. 71.

В.С. Медведев, Х.Л. Хуанес

МОРФОЛИТОДИНАМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ И НА ШЕЛЬФЕ СЕВЕРНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КУБЫ

Институты океанологии АН СССР и АН Кубы ведут совместные геолого-геоморфологические исследования на шельфе Кубы начиная с 1965 г. [Павлидис и др., 1976]. Их результаты опубликованы в многочисленных статьях участников исследований, а также в итоговой монографии [Ионин и др., 1977].

В настоящее время все большее значение для Кубы приобретает изучение морфо- и литодинамики береговой зоны и шельфа. Эта проблема имеет два четко выраженных аспекта: а) научный, представляющий общетеоретическое значение для познания литодинамического процесса в целом, и б) регионально-прикладной, связанный непосредственно с решением ряда народнохозяйственных задач на Кубе.

Как научная, так и практическая сторона проблемы взаимосвязаны и не могут решаться в отрыве одна от другой, однако разработка прикладных задач всегда связана с решением тех или иных практических вопросов в определенном географическом регионе.

Конкретный пример представляет район п-ова Икакос, расположенный на северном побережье Кубы, примерно в 120 км к востоку от Гаваны. Полуостров вытянут на 22 км в северо-восточном направлении, отчленяя обширную акваторию мелководного залива Карденас. По своим плановым очертаниям и положению полуостров напоминает типичную аккумулятивную форму типа косы. Это сходство дополняется тем, что почти вдоль всего северного побережья полуострова тянутся прекрасные пляжи, которые вместе с гостиницами и другими учреждениями образуют курортный комплекс Варадеро.

За последние 15-20 лет (особенно это стало заметно в 70-х годах) периодически стали наблюдаться процессы размыва пляжей преимущественно в зимнее время, во время сильных штормов, сопровождающиеся образованием уступов размыва в тыловой части пляжей, общим сокращением их ширины и обнажением в прибрежной зоне участков каменистого дна.

В январе 1973 г. сотрудниками ИОАН СССР А.С.Иониным, В.С.Медведевым, Ю.А.Павлидисом, Е.Н.Невесским совместно с Авельо Суарес были выполнены краткосрочные рекогносцировочные исследования в береговой зоне и на шельфе п-ова Икакос и составлено общее геолого-геоморфологическое описание района [Avello et al., 1972; Авельо и др., 1975]. Были отмечены локальные размывы отдельных участков пляжа, но причина их оставалась неясной из-за недостаточного количества данных. В течение августа 1974 г. кубинские специалисты проводили наблюдения за состоянием пляжей в 9 пунктах побережья п-ова Икакос, где были сделаны инструментальные нивелировки [Cassola et al., 1974]. Эти рекогносцировочные исследования показали, что необходима постановка серьезных научных литолого-геоморфологических и гидродинамических исследований побережий п-ова Икакос.

В отличие от других климатических зон, где основу обломочного материала, вовлекаемого в литодинамический процесс, составляет терригенный материал, в низких широтах с тропическим климатом, в частности на островном шельфе Кубы, в литодинамическом процессе участвует главным образом органогенно-карбонатный материал. Он имеет совершенно иной генезис, обладает иными физико-химическими и гидромеханическими свойствами. И если в научном плане литодинамический цикл (процессы возникновения, перемещения и аккумуляции) терригенного обломочного материала изучен достаточно детально и для многих районов земного шара, то о литодинамическом цикле карбонатно-органогенного материала тропических зон известно очень мало.

В феврале 1975 г. на одном из участков пляжа в средней части п-ова Икакос был создан экспериментально-методический стационарный участок шириной 500 м. Здесь отработывалась методика проведения комплексных морфо-литодинамических исследований с

применением люминесцентных меченых песков [Авельо и др., 1976].

В связи с большим значением, которое придается району Варадеро и его окрестностям как крупному курорту и центру туризма правительством Кубы в 1977 г., были созданы специальные комиссии по изучению Варадеро.

К решению этой проблемы кубинской стороной были привлечены сотрудники Института океанологии АН СССР, которые разработали научную программу исследований и участвовали в ее выполнении в марте-июне 1978 г. и марте-июле 1979 г. В 1978 г. участниками этих работ с советской стороны были В.С.Медведев, Ю.А.Павлидис, Н.Н.Дунаев и В.П.Васильев, в 1979 г. — В.С.Медведев, осуществлявший научное руководство работами. С кубинской стороны в работах участвовали сотрудники Лаборатории геологии моря Института океанологии АН Кубы. Начальником экспедиции был Х.—Л.Хуанес.

Основу "проблемы Варадеро" составляет вопрос о направленности, тенденции процесса и факторах, определяющих эту тенденцию.

При первом поверхностном знакомстве с некоторыми фактами может создаться впечатление, что размыв пляжей п-ова Икакос приобретает направленный угрожающий характер. Однако, чтобы иметь уверенное представление о характере и направленности данного процесса, необходима постановка длительных комплексных исследований района. Фактически необходима организация специальной постоянной службы наблюдения, изучения и контроля за состоянием пляжей. Необходим сбор статистического сравнительного материала за ряд лет по различным направлениям. Таких направлений можно наметить несколько.

Гидродинамическое направление, в задачу которого входит сбор систематического материала по гидрометеорологическому режиму побережья Икакос (данные по волнению, ветру, течениям, колебаниям уровня моря, нагонам).

Морфолитодинамическое, включающее все вопросы, связанные с морфологией и динамикой отмелого аккумулятивного берега и движением наносов как на пляже, так и на подводном береговом склоне и шельфе в поверхностном слое осадков и во взвеси.

Литологическое, связанное с изучением пляжевых и шельфовых осадков, их вещественного, гранулометрического и минералогического состава, распределением на пляже и шельфе как в поверхностном слое осадков, так и в толще, включая определение мощности осадочного покрова.

Морфоструктурное, направленное на изучение фундамента, на котором залегают осадки, главным образом на шельфе, особенностей тектонического строения шельфа, распределения морфоструктур и морфоскульптур, характера новейших и современных тектонических движений земной коры и их влияния на распределение песчаного материала в интересующем районе.

Палеогеоморфологическое, задачей которого является восстановление истории формирования п-ова Икакос, его шельфа и песчаных осадков на шельфе и пляжах.

Биологическое, связанное с изучением биологической продуктивности организмов, скелетные остатки которых составляют главную часть песчаного материала на пляжах и шельфе п-ова Икакос.

Можно наметить еще и гидрохимическое направление, включив в него задачу определения степени растворимости карбонатного материала и значения этого процесса для общего баланса обломочного карбонатного материала. Однако масштаб этого процесса, видимо, настолько невелик, что не идет в сравнение с другими статьями баланса.

Гораздо большее значение может иметь процесс механического истирания обломочного карбонатного материала и измельчения его до состояния мелких частиц, переносимых течениями во взвеси. Учитывая незначительную механическую прочность карбонатного материала и его постоянное движение в волно-прибойной зоне, можно предположить, что потери за счет истирания могут достигать значительной величины, особенно там, где на дне в пределах мелководья имеются выходы коренных пород, играющие роль "терки" при движении песка по их поверхности. Решать эту задачу можно экспериментальным путем как в лабораторных, так и природных условиях. Таким образом, намечается еще одно направление — экспериментальное.

Первый этап исследований, начатых в 1978 г. и продолженных в 1979 г., заключался в организации двух стационарных участков, расположенных в наиболее характерных местах северного побережья п-ова Икакос, для того чтобы иметь возможность сравнивать между собой особенности морфо- и литодинамики разобнесенных районов, развивающихся в различных условиях.

После рекогносцировочных исследований один из участков (№ 1) был выбран в дистальной части полуострова, а второй (№ 2), основной, — в его корневой части в районе канала (рис. 1, см. вкладку). Выбор местоположения этого участка имел большое значение и был сделан исходя из следующих соображений:

во-первых, в этом районе отмечались наиболее сильные размывы пляжа;

во-вторых, именно здесь проходит заметная граница между областью значительного распространения песка на дне (к востоку от канала) и областью дна, где преобладают коренные породы, лишенные песчаного материала (к западу от канала);

в-третьих, положение участка в корневой части древней аккумулятивной формы п-ова Икакос по отношению к другому стационарному участку, расположенному в дистальной части этой формы и в иных условиях по отношению к ветру, волнению и течениям, давало возможность получать сравнительные материалы;

в-четвертых, нам было известно, что шельф в этом районе имеет наименьшую ширину, его поверхность — наибольшую крутизну и что большие глубины именно здесь подходят ближе всего к берегу. Необходимо было проверить предположение о том, что при северо-восточных ветрах материал с пляжа уходит на глубину в этом месте;

и, наконец, созданный в конце 50-х годов искусственный канал, несомненно, должен влиять на естественный литодинамический режим района, и это влияние необходимо было изучить.

Таким образом, работы велись на двух однотипных по оборудованию стационарных участках, расположенных в различной морфолитодинамической обстановке на расстоянии 18 км друг от друга. Поскольку участок № 2 был расположен в наиболее важном месте, большинство наблюдений производилось именно здесь.

Каждый участок представляет собой часть отмелого аккумулятивного берега с системой опорных двойных топографических реперов, расположенных по фронту берега на пляже через каждые 100 м с общей длиной базы по 1000 м. Четыре профиля из одиннадцати на каждом участке были оборудованы металлическими штырями, установленными по всей ширине пляжа на расстоянии 2 м друг от друга.

На стационарных участках выполнялся единый комплекс исследований, состоящий из периодических топографических съемок контура береговой линии, инструментальных нивелировок пляжа и подводного берегового склона через каждые 100 м, ежедневных наблюдений за изменениями пляжа с помощью измерения высоты штырей. Для наблюдения за процессами аккумуляции и размыва на дне на разных глубинах по нескольким профилям были установлены измерители мощности подвижного слоя песка, представляющие собой вертикальные металлические стержни, укрепленные на неподвижном основании. Эти же стержни использовались для установок пластмассовых наносоуловителей на разном расстоянии от дна для изучения состава и количества перемещаемого в толще вод взвешенного материала. Было выполнено несколько батиметрических повторных съемок прибрежной, наиболее динамичной части дна до глубин 10 м

В 1979 г. в дополнение к двум описанным выше стационарным участкам прибавились наблюдения на третьем участке в районе отеля "Оазис" с западной стороны канала, где несколько лет назад был создан искусственный пляж между молами типа бун в неблагоприятном для аккумуляции песка районе. Основная задача исследований на данном полигоне состояла в изучении механизма воздействия искусственных сооружений на динамику пляжа, режим волнений и течений, устойчивость искусственно созданного пляжа, скорость истирания карбонатного обломочного материала, пути и скорости его ухода из береговой зоны. На этом участке также проводился весь комплекс исследований, перечисленных выше, дополненный опытами с мечеными люминесцентными песками.

Кроме исследований непосредственно на стационарных участках, проводились литолого-геоморфологические и геологические исследования всего района п-ова Икакос, а также к западу от него вплоть до залива Матансас. Они включали: а) батиметрическую съемку всего шельфа п-ова Икакос в масштабе 1:5000 и 1:10 000; б) съемку течения на шельфе п-ова Икакос; в) наблюдения, обработку и анализ данных по направлению и скорости ветра в районе п-ова Икакос; г) изучение рельефа дна, гранулометрии, веществен-

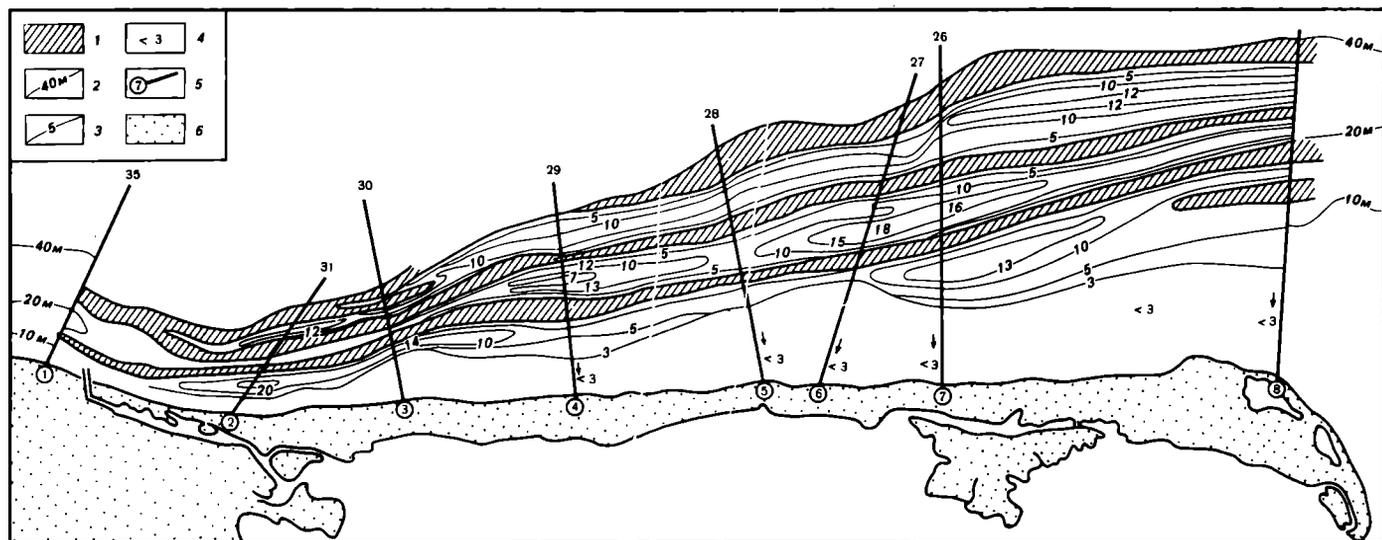


Рис. 2. Схема мощностей песчаных отложений на шельфе п-ова Икаос

1 - участки дна, лишённые песка (выходы известняковых гряд), 2 - изобаты, 3 - изолинии равных мощностей песка, 4 - участки шельфа, где мощности песка менее 3 м, 5 - положение сейсмических профилей и их номера, 6 - суша

ного состава и мощности верхнего песчаного слоя донных осадков шельфа на участке от залива Матансас до оконечности п-ова Икакос с помощью эхолотов, спаркера, дночерпателей, бурения и водолазных погружений. Особое внимание было уделено обследованию внешнего барьерного рифа; д) ежмесячный контроль за состоянием берега по всему п-ову Икакос по 10 закрепленным профилям с помощью нивелировок пляжа и подводного берегового склона.

Эти материалы дополнялись дешифрированием и анализом аэроснимков разных лет съемок на весь район п-ова Икакос.

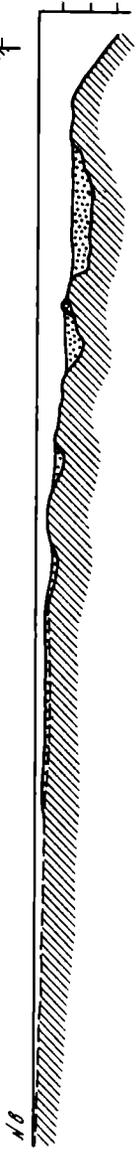
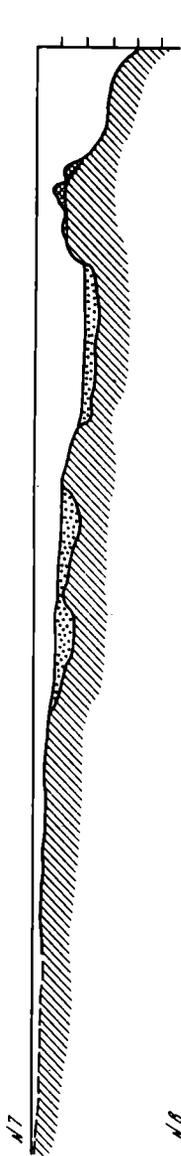
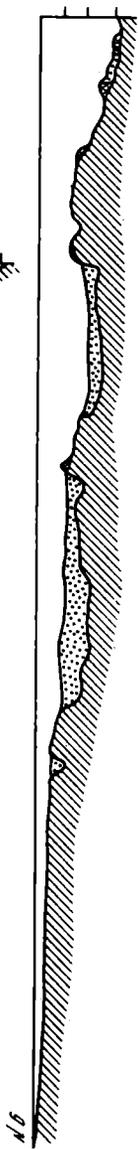
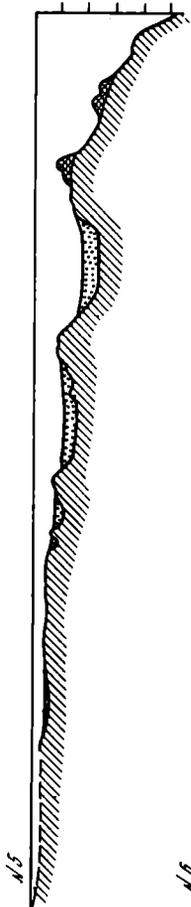
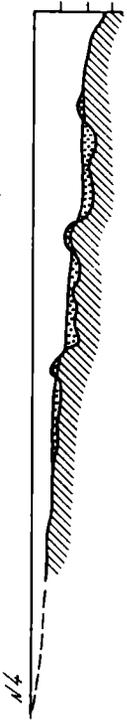
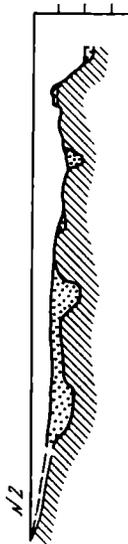
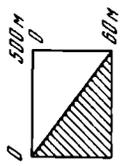
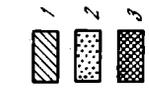
В целом в результате проведенных исследований был собран довольно обширный комплексный материал почти непрерывных наблюдений за районом в течение более чем одного года. Этими исследованиями прежде всего подтверждено, что п-ов Икакос представляет собой сложную полигенетическую форму рельефа, лишь по внешнему виду напоминающую аккумулятивную косу, генетически же ничего общего с ней не имеющую. Ядро этой формы состоит из неогеновых известняков органогенного происхождения. Эти же известняки слагают и фундамент шельфа под более молодыми осадками.

Известняки фундамента в результате сильного проявления разрывной тектоники разбиты на отдельные блоки, одни из которых были подняты, а другие опущены. В четвертичное время в процессе колебаний уровня океана тектонический рельеф подвергся значительному моделированию экзогенными, главным образом волновыми, процессами. Отдельные блоки известняков, представлявшие собой острова, так широко распространенные на северном шельфе Кубы и особенно к востоку от п-ова Икакос (архипелаг Сабана-Камагуэй), были спаяны грубообломочным органогенным материалом, поступившим в основном от разрушения коралловых рифов с поверхности шельфа. Остатки этих рифов и сейчас хорошо прослеживаются на поверхности шельфа п-ова Икакос в виде гряд, параллельных современной береговой линии. Особенно четко они выражены на поперечных спаркерных профилях через шельф (рис. 2,3).

Понижения между этими грядами в настоящее время заполнены обломочным материалом, нижние горизонты которого, судя по характеру сейсмограмм, возможно, сцементированы, а верхние представляют собой современные накопления песка. Сравнительно быстрая цементация песка в нижних горизонтах рыхлой толщи, находящейся в пределах зоны волнового воздействия, также, по-видимому, является особенностью литодинамики тропических шельфов.

В прибрежной зоне рельеф коренных пород (известняков) выровнен процессами абразии сильнее и гряды почти полностью погребены под незначительным слоем песка. Чем дальше от берега, тем древние известняковые гряды выражены отчетливее, определяя сложный рельеф шельфа. Наиболее четко выражена внешняя гряда рифа на краю шельфа в средней части п-ова, имеющая относительную высоту 10–15 м, однако она нигде не приближается к уровню моря, и глубины над ее гребнем составляют 18–22 м.

В корневой части полуострова известняковые гряды, в том числе и внешняя, в рельефе дна не прослеживаются — они полностью



захоронены песком. К западу от канала, уже вне пределов шельфа собственно п-ова Икакос, в рельефе дна прослеживаются не гряды, а плосковершинные останцы известняков, возможно, срезанные морем или выровненные субаэральными процессами. Песчаного материала на шельфе здесь мало, и он сосредоточен главным образом у его внешней границы.

Перегиб шельфа на его внешней границе выражен очень четко. Острейший склон, начинающийся сразу же за внешней известняковой грядой, изрезан эрозионными ложбинами. Некоторые из них имеют продолжения и на поверхности шельфа. Особенно четко выражена такая ложбина чуть к востоку от канала, где ее вершина прослеживается на глубине 8–10 м, а тальвег уходит на глубину более 100 м. В корневой части п-ова Икакос шельф наиболее узкий. Здесь он не превышает 1–1,5 км, в то время как в дистальной части полуострова ширина шельфа превышает 4 км. Запасы современного песчаного материала, таким образом, на шельфе п-ова Икакос распределяются неравномерно как пространственно, так и по мощностям. Схема мощностей песка на шельфе п-ова Икакос, составленная сотрудником Лаборатории геологии моря ИОАН Кубы Хорхе Фойо по материалам сейсмопрофилеирования, дает представление о характере распределения рыхлого материала и показывает, что песок залегает линзами в понижениях между грядами (см. рис. 2). Максимальные зарегистрированные мощности рыхлого обломочного материала не превышают 20 м.

В целом береговая зона и прилегающий шельф могут быть схематически разделены на три участка: западный (от м. Майя до канала Пасо Мало), центральный (от канала до м. Дюпон) и восточный (от м. Дюпон до оконечности п-ова Икакос). Западный участок характеризуется очень малым количеством песка, сосредоточенным лишь в тыловой части низкой известняковой террасы "себорруко", и почти полным его отсутствием на каменистой поверхности шельфа. Песчаный материал появляется на шельфе только к востоку от устья р. Камариока. Таким образом, западный участок шельфа не может служить в настоящее время источником питания современных пляжей п-ова Икакос.

Восточный участок – область широкого распространения известняковых гряд на поверхности шельфа и частых выходов древних известняков на берегу, образующих выступы, между которыми в пологих бухтах расположены неширокие, наложенные на известняки суши пляжи. Несмотря на абразионный характер мысов (наличие глубоких волно-прибойных ниш в основании клифов, уходящих прямо в воду), поступления обломочного материала от абразии берега на

Рис. 3. Схематические профили через шельф п-ова Икакос, показывающие характер залегания песчаных осадков на известняках

Положение профилей см. на рис. 2. 1 – известняки, 2 – песок, 3 – современный коралловый риф. Соотношение горизонтального и вертикального масштабов см. на рис.

шельф практически ничтожны, так как на дне в основании клифов совершенно отсутствует абразионный обломочный материал. Образование ниш следует объяснять скорее растворением известняков между уровнями полной и малой воды, чем механическим воздействием волн.

Центральный участок – основная область нахождения широких пляжей и достаточно широкого распространения песчаных отложений на поверхности шельфа с довольно характерным для отмелых аккумулятивных берегов профилем, с двумя подводными аккумулятивными валами, расположенными в пределах 200–250-метровой прибрежно-шельфовой зоны. Детальное описание одного из районов этого участка содержится в нашей работе [Авельо и др., 1975].

Отмеченное выше пространственное распределение песчаного материала, по-видимому, во многом определяется, помимо литодинамических, еще и морфоструктурными особенностями района, в частности наличием отдельных блоков, испытывающих независимые тектонические движения.

Литологические исследования показывают, что песчаный материал, слагающий пляжи п-ова Икакос, представлен преимущественно среднезернистым ($Md = 0,24-0,55$), хорошо сортированным песком ($S_0 = 1,1-1,3$) с некоторыми обычными различиями этих показателей по профилю пляжа. На урезе песок крупнее, в тыловой части и особенно древнем валу – тоньше. К западу от канала эфемерные пляжевые осадки в тыловой части террасы себорруко вплоть до м. Майя сложены более крупнозернистым и менее сортированным песком.

На поверхности шельфа картина распределения гранулометрических фаций более сложная, хотя преобладают средне- и мелкозернистые пески. Довольно заметно по гранулометрии разделяются осадки внешней и внутренней зон шельфа. В первой они средне- и крупнозернистые, средне- и слабосортированные, а во второй – преимущественно мелкозернистые, хорошо сортированные. Зона мелкозернистых песков сдвинута к востоку, совпадая с описанным выше средним участком, расположенным к востоку от канала и совпадающим с наиболее динамичной аккумулятивной прибрежной зоной шельфа п-ова Икакос. Четко выделяется район крупнозернистых песков за перегибом шельфа на островном склоне чуть восточнее входа в канал. В частности, со дна описанной выше эрозионной ложбины с глубины 30 м подняты среднезернистые ($Md = 0,49$; $S_0 = 1,58$) и с глубины 40 м – крупнозернистые ($Md = 0,75$; $S_0 = 1,58$) пески, выполняющие всю эту ложбину.

Как правило, межгрядовые понижения и промежутки в системе параллельных известняковых гряд на шельфе п-ова заполняют мелкозернистые пески ($Md = 0,18-0,19$; $S_0 = 1,5$).

Вещественный состав пляжевых и шельфовых песков примерно одинаков. Более половины составляет карбонатный органогенный материал: раковины моллюсков (30–35%), бентосные фораминиферы (20–25%), известковые водоросли типа *Halimeda* (15%) и др. Очень небольшой процент составляют обломки кораллов: на пляже их среднее содержание не превышает 2–3%, а в осадках шельфа в песчаной

фракции они вообще почти не встречаются. По-видимому, это можно объяснить относительным обогащением пляжевых песков обломками кораллов, их большой устойчивостью к процессам деструкции в прибойной зоне.

Вторую половину осадков (20–25%) составляют неопределимые известковые обломки, которые также могут содержать измельченный карбонатно-органогенный материал. Кроме того, обнаружены минералы кальцита и арагонита. Терригенные компоненты (кварц, полевые шпаты, хлориты и черные рудные минералы) были обнаружены только на пляже в районе устья р. Камариока.

Для характеристики пляжевых песков определялись объемный и удельный веса, они соответственно составляли 1,3–1,4 и около 2,0 г/см³.

Таким образом, современные пески пляжа и шельфа п-ова Икакос имеют не абразионное, а в основном органогенное происхождение – они продуцируются постоянно как скелетные остатки бентосных организмов непосредственно на шельфе или в составе рифовых биоценозов на рифовых грядах, особенно на внешнем барьерном рифе. Частично карбонатный материал может поступать за счет разрушения третичных известняков суши и древних рифовых гряд на шельфе.

Эти данные позволяют наметить самое главное начальное звено в литодинамической схеме района – местонахождение и генезис материала, питающего пляжи п-ова Икакос. На протяжении около 20 км пляжи окаймляют северное побережье полуострова полосой 25–30 м шириной. Поскольку мощности пляжевых отложений не превышают 2–3 м, то и запасы песчаного материала здесь незначительны, составляя цифру порядка 100 000 м³. По сравнению с шельфом, где объем песка можно оценить цифрой порядка сотен миллионов кубометров, запасы песка на пляже составляют незначительную часть.

Таким образом, в отличие от классических схем литодинамики для районов, расположенных в умеренной климатической зоне, где в балансе наносов участвует терригенный материал, источники которого находятся на суше и который, мигрируя вдоль берега и по профилю подводного берегового склона, поступает в конечном результате на шельф, питая донные осадки, в данном случае источник карбонатного органогенного материала находится на шельфе, и именно этот материал питает пляжи п-ова Икакос.

Положительная сторона баланса целиком определяется биологической продуктивностью бентосных организмов, их отмиранием, скоростью воспроизводства и накопления скелетного и раковинного карбонатного обломочного материала. Отрицательную сторону природного баланса определяют процессы литификации (цементации) песчаного материала в нижних горизонтах толщи шельфовых отложений и уход материала из пределов шельфа в зону больших глубин по дну и во взвеси из верхних горизонтов, т.е. процессы литодинамики.

Интенсивность и направленность литодинамических процессов в практическом смысле определяют устойчивость пляжа, а от преобла-

дания положительной или отрицательной стороны баланса песчаного материала на поверхности шельфа зависит сохранность пляжей.

Морфология прибрежной зоны дна и в особенности пляжа в одной литодинамически замкнутой системе является природным индикатором состояния баланса песчаного материала в данном регионе.

Пляжи и северный шельф района п-ова Икакос от залива Матансас до архипелага Сабана-Жамагуэй и составляют такой регион с единой замкнутой литодинамической системой. При этом состояние пляжей есть функция тенденции баланса обломочного органогенного материала на шельфе. Если тенденция отрицательная, происходит размыв, если положительная – нарастание, аккумуляция. Тенденции могут быть кратковременными, периодическими или долговременными.

Поскольку отрицательная сторона баланса определяется главным образом литодинамическими процессами, то в любом случае прежде всего важно установить общую схему движения песчаного материала на шельфе и в береговой зоне.

Анализ всех имевшихся в нашем распоряжении данных, собранных за 1973–1975 гг. и особенно 1978–1979 гг., характеризующих ветровой и волновой режимы, течения, геологию, геоморфологию и литологию береговой зоны и шельфа района п-ова Икакос, позволяет наметить общую схему современных морфо- и литодинамических процессов в связи с проблемой сохранения и защиты пляжей от размыва.

Прежде всего общее направление береговой линии на севере п-ова Икакос, где расположены пляжи Варадеро, более благоприятно для перемещения наносов с северо-востока на юго-запад и менее благоприятно для перемещения наносов в противоположном направлении. Так, наиболее интенсивное перемещение наносов в юго-западном направлении теоретически возможно при ветрах северо-восточных румбов в пределах азимутов $18-64^{\circ}$. В то же время перемещение наносов в противоположном северо-восточном направлении возможно при значительно более узком спектре северо-западных ветров при азимутах $291-304^{\circ}$ (см. рис. 1).

Анализ фактических данных по ветровому режиму района Варадеро за 1978 г. показывает, что в спектр ветров, наиболее благоприятных для перемещения наносов в юго-западном направлении, попадает около 20%, а в спектр ветров, наиболее благоприятных ($\phi = 45^{\circ}$) для перемещения на северо-восток, – менее 1%. По скоростям ветры северо-западного и юго-восточного направлений различаются ненамного, хотя наиболее сильные штормы связаны с ветрами северного и северо-западного направлений. Таким образом, решительное преобладание ветров восточных направлений определяет основное направление волнового перемещения наносов с востока на запад.

Другим энергетическим фактором перемещения наносов являются периодические и непериодические течения. Роль течений в переносе песчаного материала органогенного происхождения приобретает особое значение, так как по своим гидромеханическим свойствам

органогенный материал способен к переносу течениями в большей степени, чем терригенный.

Данные по течениям на шельфе, полученные гидрографической службой Кубы в 1974–1975 гг. с помощью вертушек БПВ и ВММ и особенно в 1978–1979 гг. – с помощью японских самописцев МТСМ–5А, показывают, что основными факторами, вызывающими течения, являются приливы, течения открытого моря, а также ветер. Самописцы течений, установленные в трех районах шельфа п-ова Икакос на 5 станциях (см. рис. 1), характеризуют течения в пределах глубин 3–10 м для корневой, средней и дистальной частей полуострова. Дополнительные данные получены о скоростях течений внутри канала. Стенки проводились в 6 этапов продолжительностью до 1 месяца каждый в течение одного года, что дало возможность представить схему течений для всех времен года.

Анализ таблиц и роз течений показывает, что самой динамичной является зона вблизи канала. Здесь на протяжении года преобладают западный и северо-западный переносы вод течениями (до 70–80%). В этом же направлении течения достигают максимальных скоростей. Самые сильные течения наблюдаются зимой, когда их средние скорости достигают 30–45 см/сек, а максимальные – более 90 см/сек.

Внутри канала, где исключено влияние ветра и волн открытого моря, сточное течение составляет 60–70% и средняя его скорость достигает 8–12 см/сек. Одной из причин преобладания сточного течения может быть повышение уровня в заливе Карденас при нагонных ветрах.

В средней части полуострова течения на шельфе имеют два направления: юго-западное (западное) и северо-восточное, при этом первое по продолжительности преобладает. Средние скорости течения по сравнению с зоной канала здесь много ниже (10–15 см/сек). В зимнее время появляются значительные по продолжительности составляющие на юго-восток, что связано с влиянием северных и северо-западных ветров.

И, наконец, течения в дистальной части полуострова также имеют преобладающий западный и северо-западный перенос, хотя и не столь резко выраженный, как в двух первых зонах.

В целом анализ данных по ветру и течениям показывает, что гидродинамические условия большую (подавляющую) часть года благоприятствуют перемещению песчаных наносов с востока на запад. Этот неоспоримый факт находится в прямом противоречии с предположением о том, что п-ов Икакос представляет собой древнюю аккумулятивную форму типа "косы", образование которой было бы возможно при господствующем перемещении наносов как раз в противоположном направлении, т.е. с запада на восток.

Сравнение повторных съемок контура берега на стационарных участках, нивелировок пляжа и подводного берегового склона по всему полуострову позволяет выделить относительно стабильные и наиболее неустойчивые в динамическом отношении аккумулятивные участки берега как в плане, так и по профилю. Как и предполага-

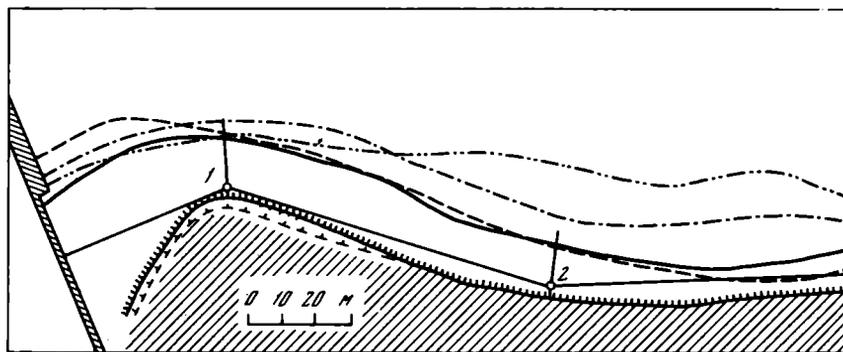
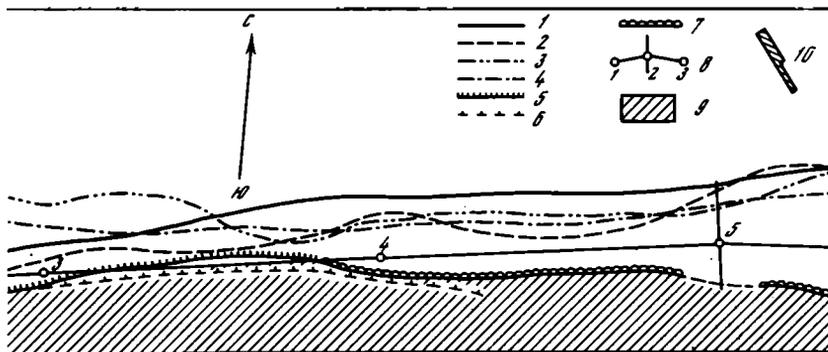


Рис. 4. Изменения в положении береговой линии пляжа на стационарном участке № 2 по данным повторных съемок

1 – положение береговой линии на 31 апреля 1978 г.; 2 – то же, 12 июля 1978 г., 3 – то же, 5 февраля 1979 г., 4 – то же, 13 апреля 1979 г., 5 – положение уступа размыва в тыловой ча-

лось, наибольшие изменения в конфигурации береговой линии, а следовательно, и профили пляжа наблюдались на участке, расположенном вблизи канала, а наименьшие – на участке у оконечности п-ова Икакос. В первом случае за период времени с 31 апреля 1978 г. по 20 мая 1979 г. было сделано 9 съемок берега. Они показали, что максимальные изменения происходят на участке пляжа, примыкающем к восточной стенке канала (рис. 4). Здесь диапазон изменений ширины пляжа в течение года достигал 50 м. В динамике пляжа четко различаются две фазы: длительная весенне-летняя фаза аккумуляции при ветрах восточных румбов и краткая, но интенсивная осенне-зимняя фаза размыва пляжа при северо-западных ветрах. Эти фазы характерны для всего п-ова Икакос, но, как уже отмечалось, экстремальные намывы и размывы происходили в районе канала с восточной его стороны.

Единственной причиной этого процесса является сам канал – его стенки и сточная струя течения, выходящего из канала, которые играют роль буны, перегораживающей вдольбереговое перемещение наносов в прибрежно-шельфовой зоне. Поскольку основные запасы песка на шельфе находятся к востоку от канала, а в течение года преобладают ветры восточных румбов, то и основной вдольбереговой перенос песка осуществляется с востока на запад. При северо-западных ветрах зона заполнения угла между каналом и берегом оказывается в "волюновой тени", и так как с запада вдольберегового переноса песка нет или он чрезвычайно незначителен, то здесь происходит усиленный размыв песка, накопившегося ранее на пляже при восточном переносе. Влияние канала сказывается в динамике пляжа примерно на 500–600 м к востоку. На протяжении этих 500–600 м масштаб изменений в положении береговой линии в фазы аккумуляции и размыва постепенно уменьшается по мере удаления от канала, пока не достигает "нормы", характерной для всего п-ова



сти пляжа на 31 апреля 1978 г., 6 - то же, 13 апреля 1979 г., 7 - неразмываемый уступ в тыловой части пляжа, 8 - положение промерных профилей пляжа по штырям (жирная линия), 9 - надводная аккумулятивная терраса, 10 - стенка канала

Итакос. Эта норма не превышает обычно 10–15 м, за исключением отдельных участков, где на динамику пляжа влияют иные факторы, связанные, как правило, также с деятельностью человека (близко расположенные к урезу строения, стенки и др.).

Весьма характерно, что пространственно участки размыва и аккумуляции могут существовать одновременно и сдвигаться вдоль берега таким образом, что в разное время одни и те же участки могут быть участками как аккумуляции, так и размыва. В частности, участок № 1 противоположен по направленности процессов динамики пляжа на нем участку № 2. Если, например, при северо-западных ветрах в зоне канала происходит сильнейший размыв, как это имело место зимой 1978/79 г., то на участке № 1 идет усиленная аккумуляция, и наоборот. С другой стороны, масштабы изменений в ширине пляжа на участке № 1 значительно меньше не только по сравнению с участком № 2, но и с другими районами северного побережья полуострова. Максимальные изменения в положении береговой линии при ширине пляжа 10–15 м не превышают здесь нескольких метров.

При экстремальных условиях во время размыва пляжей почти на всю их ширину изменения профиля дна охватывают прибрежную зону вплоть до второго вала. Для большей части побережья, особенно для его средней части, песок с пляжа "оттягивается" в зону второго вала и в ложбину между первым и вторым валами, в результате чего эта часть профиля выполаживается. Для разных участков берега и в разные годы масштабы изменений могут быть разными, но в общем, учитывая сравнительно небольшие запасы песка на пляже, масштабы изменений профиля подводного берегового склона в зоне второго вала незначительны. Более заметные изменения профиля подводного склона наблюдаются в приурезовой зоне, включающей первый (прибрежный) вал и ложбину между ним и бе-

регом, происходящие весной и летом в стадию восстановления пляжа.

Еще более наглядны изменения профиля пляжа. Анализ многочисленных нивелировок профиля пляжа вдоль всего полуострова показывает, что в осенне-зимний период после прохождения сильных штормов профиль пляжей сильно вымывается, особенно за счет размыва тыловых участков. В весенне-летнее время пляжи восстанавливаются, нарастая в ширину и увеличивая мощность песчаных отложений вначале во фронтальной, а затем в тыловой части, точно так же как это было описано для восточного побережья Австралии [Weaghe, 1977].

В дальнейшем при слабых и умеренных летних волнениях происходит некоторая перестройка профиля пляжа лишь во фронтальной части за счет перераспределения части пляжевого материала вдоль берега в зависимости от направления, силы ветра и характера волнения. Обычно ширина зоны перестройки пляжа захватывает не более его половины. При этом замечено, что в перестройке профиля большую роль играет не сила волнения, а характер волн и угол их подхода непосредственно к пляжу. Наибольшие изменения вызывают фронтальные или подходящие под небольшим углом, не испытавшие рефракции короткие ветровые волны высотой 0,6–0,8 м, не растратившие или почти не растратившие своей энергии на преодоление силы трения при прохождении над мелководьем. Как правило, такие участки находятся против разрывов в валах или понижениях их гребня.

На рис. 5 (см. вкладку) приведены графики ежедневных изменений профиля пляжа по штырям на участке № 2 по 4 створам, расположенным в 100; 200, 500 и 1000 м от восточной стенки канала за период с 29 апреля по 7 мая 1978 г. За это время наблюдались слабые и умеренные волнения от восточных и северо-восточных ветров. На профилях зафиксирована наибольшая динамичность фронтальных участков пляжа, особенно тех, которые расположены близко к каналу.

В целом сезонный характер динамики пляжа и подводного берегового склона северного побережья п-ова Икакос, а также чередование фаз размыва с фазами аккумуляции по всему полуострову или локально, вызываемых не сезонными, а иными изменениями гидродинамического режима, не представляют собой особого явления, свойственного только этому району. В литературе приводятся многочисленные данные, которые свидетельствуют скорее об универсальности процесса ухода песка с пляжей на подводный береговой склон в зимний период штормов или после прохождения особо сильного шторма в иное время года, что сопровождается резким сокращением ширины пляжей, а затем частичным или полным их восстановлением в летний или послештормовой период [Owens, 1977; Grahame, William, 1979; и др.]. Важно подчеркнуть одну общую закономерность, заключающуюся в том, что фазы размыва бывают кратковременными, но интенсивными, а фазы восстановления, аккумуляции – растянутыми во времени.

Отмеченные выше экстремальные величины изменений в морфологии пляжа и подводного склона являются как бы итоговыми, результирующими, отражающими в общих чертах особенности литодинамической схемы района, о чем подробнее будет сказано ниже. Наиболее устойчивыми к влиянию экстремальных условий оказываются пляжи среднего района п-ова Икакос.

Особенности распределения органогенного обломочного материала на поверхности шельфа по гранулометрическим фациям свидетельствуют о его большей подвижности по сравнению, например, с терригенными песками, что является следствием особого вещественного состава органогенно-карбонатного материала и его иных гидромеханических свойств. Практически вся зона шельфа п-ова Икакос является зоной перемещения крупнообломочного материала как по дну, так и во взвеси, при этом донное перемещение, по-видимому, осуществляется главным образом также во взвеси в придонном слое воды.

Главную роль в переносе песка приобретают течения, в чем мы неоднократно убеждались путем непосредственных наблюдений под водой в аквалангах, а также с помощью специальных наносоуловителей.

В качестве наносоуловителей использовались пластмассовые цилиндры с крышками высотой 150 мм и диаметром 100 мм с отверстиями по всей окружности цилиндра в его верхней части для прохождения воды и взвеси. Максимальная глубина, на которой устанавливались ловушки, была 7 м на расстоянии около 300 м от берега и ближе. Ловушки устанавливались на расстоянии 20, 40, 70 см и 2 м над поверхностью дна.

Данные, приведенные в таблице, показывают, что практически вся песчаная фракция, начиная с крупного песка и частично гравия и кончая мелким песком, может переноситься во взвеси. По-видимому, в пределах 300-метровой прибрежной зоны перенос взвеси осуществляется во всей толще прибрежных вод, особенно в придонном 1-2-метровом слое. При этом массовый перенос песка во взвеси происходит в зоне между урезом и внешним подводным валом, включая сам вал. До 90-95% от общего количества песка, переносимого во взвеси, составляют фракции среднего и крупного песка. Весьма характерно распределение этих фракций в толще вод по вертикали. Если в придонном горизонте (20 см от дна) резко преобладает среднезернистый песок, то с увеличением расстояния от дна при общем уменьшении концентрации взвеси возрастает содержание крупнозернистой фракции (рис. 6). Мелкозернистый песок, по-видимому, переносится во взвеси в очень небольшом объеме и только в придонном слое воды не более чем 50-80 см.

Эти особенности резкой гранулометрической дифференциации песчаного материала в толще воды наглядно свидетельствуют об особых гидромеханических свойствах карбонатного органогенного материала. К сожалению, мы не располагаем данными по компонентному составу каждой из песчаных фракций взвешенного материала, однако совершенно очевидно, что способность крупной фракции пере-

Таблица

Распределение взвешенного материала по гранулометрическим фракциям

№ станции и профиля	№ нано- соулови- теля	Дата		Место постановки		
		поста- новки	снятия	расстоя- ние от берега, м	глубина, м	горизонт от дна, см
I (10)	1	1.04	22.04	60	2,6	20
	2	1.04	22.04	60	2,6	70
	3	25.04	1.05	60	2,6	20
	4	25.04	1.05	60	2,6	75
II (6)	5	18.04	22.04	110	2,3	20
	6	18.04	22.04	110	2,3	70
	7	24.04	1.05	110	2,3	20
	8	24.04	1.05	110	2,3	75
III (2)	9	18.04	22.04	160	3,7	30
	10	24.04	1.05	160	3,7	30
IV (10)	11	18.04	22.04	180	3,0	20
	12	25.04	1.05	180	3,0	20
V (6)	13	18.04	1.05	200	4,0	20
	14	18.04	1.05	200	4,0	80
VI	15	18.04	1.05	200	4,0	190
VI (6)	16	18.04	28.04	210	6,0	20
	17	18.04	28.04	210	6,0	70
VII (2)	18	18.04	28.04	260	7,0	70
VIII (10)	19	18.04	28.04	280	6,6	20
	20	18.04	28.04	280	6,6	60

мешаться в толще воды на наибольшем расстоянии от дна и соответственно находиться во взвеси наибольшее по сравнению с другими фракциями время определяется формой крупных частиц песка и может быть их меньшим удельным весом. Возможно, именно особыми флотационными свойствами крупных частиц можно объяснить широкое распространение на островном склоне за внешним барьерным рифом крупнозернистого песка.

Приведенные выше материалы позволяют наметить общую схему литодинамики района п-ова Икакос. В первом приближении в пределах шельфа п-ова Икакос выделяются две литодинамические зоны — внешняя и внутренняя, и в каждой из них можно выделить еще по две подзоны — восточную и западную.

Внутренняя зона шельфа, включающая пляж, подводный береговой склон с валами, является наиболее динамичной. Это зона совместного действия волнения и течений, при этом роль волнения в переносе песка, по-видимому, остается главной. Поскольку большую часть времени года дуют умеренные ветры восточных румбов, пе-

Вес пробы, г	Фракции, %					
	4,0- 2,0 мм	2,0- 1,0 мм	1,0- 0,5 мм	0,5- 0,25 мм	0,25- 0,1 мм	0,1 мм
247,53	0,53	1,47	8,92	80,03	8,95	0,09
96,03	-	2,35	10,44	77,49	8,68	1,04
40,48	-	-	25,21	65,4	9,39	-
38,88	-	1,92	14,25	70,63	13,19	-
729,99	-	0,27	6,81	91,80	1,11	-
0,14	-	-	-	8,39	91,6	-
458,48	-	2,55	2,93	91,64	2,87	-
0,73	-	-	96,83	3,17	-	-
112,90	-	2,77	63,02	30,26	3,91	0,03
2,83	-	-	43,43	54,02	2,54	-
615,04	-	-	16,45	82,48	1,06	-
103,53	-	0,93	36,81	58,07	4,17	0,01
71,52	-	0,13	7,0	78,6	12,7	1,4
2,81	-	-	33,0	51,5	15,5	-
3,76	-	20,8	54,1	25,0	-	-
307,44	-	-	4,75	84,70	9,86	0,69
258,37	0,005	0,51	4,95	89,05	5,49	0,004
3,59	-	30,72	68,28	1,00	-	-
3,29	-	-	-	44,57	54,76	0,67
0,14	-	-	-	15,49	84,51	-

ремещение наносов, как показывают данные по изменению контура береговой линии и профиля береговой зоны, происходит в западном направлении, преимущественно в узкой полосе, включающей пляж и прибрежный вал. При этом в восточной подзоне шельфа при установившемся литодинамическом равновесии не происходит значительной аккумуляции материала - в основном это подзона транзита наносов, поступающих с широких пространств шельфа, расположенных в зоне пролива и восточнее его в районе архипелага Сабана-Камагуэй.

Западная подзона при слабых и умеренных волнениях является областью преимущественной аккумуляции, особенно в районе Кавама, где берег образует пологий изгиб и где заполняется угол между береговой линией и стенками канала.

Чем сильнее волнение, тем в более широкой зоне осуществляется волновой перенос материала, причем на пляжах и подводном склоне восточной подзоны может начаться размыв, сдвигающийся с усилением волнения к западу. В зоне же канала песок, встретив

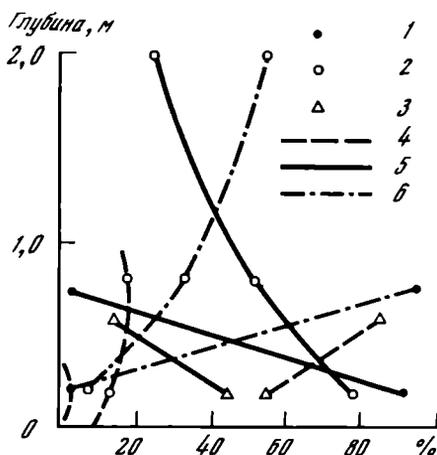


Рис. 6. График распределения песчаных фракций взвеси в прибрежных водах у северного побережья п-ова Икакос
1 — ст. II, 2 — ст. V, 3 — ст. VIII (положение станций см. в табл. 3), 4 — фракция 0,25 — 0,1 мм, 5 — фракция 0,5 — 0,25 мм, 6 — фракция 1,0 — 0,5 мм

препятствие в виде стенок канала, отклоняется к северу, перемещаясь к краю шельфа. В настоящее время здесь древний барьерный риф-гребень под крупнозернистым песком, который устилает и внешний склон шельфа, что доказано водолазными погружениями до глубин более 40 м.

Таким образом, внешняя зона шельфа в западной части является одновременно и зоной аккумуляции преимущественно крупнозернистого материала, и зоной его транзита, через которую песок, пройдя путь с востока на запад вдоль п-ова Икакос, уходит на глубину, возможно, безвозвратно. Большая часть внешней зоны шельфа к востоку от канала — это область аккумуляции и захоронения песка между древними рифовыми грядами. Сюда песок поступает преимущественно с течениями во взвеси, и здесь находится основной резерв песка на шельфе.

При кратковременных, но сильных ветрах северо-западных и западных румбов в зимнее время происходит усиленный размыв пляжа и подводного склона, особенно в западной и центральной частях полуострова. Песок из внутренней зоны шельфа оттягивается во внешнюю, однако весь не уходит за пределы шельфа, а перераспределяется из его западной части в восточную, аккумулируясь опять-таки в межгрядовых понижениях северо-восточной части шельфа п-ова Икакос.

В весенне-летний период песок снова прижимается к берегу, наращивает пляжи и, перемещаясь на запад, заполняет угол в зоне канала. Часть песка, которая безвозвратно уходит из пределов шельфа за его внешний край при установившемся литодинамическом режиме, пополняется за счет биогенного продуцирования в основном в северо-восточных районах шельфа.

За один сезонный цикл пляжи могут отступать и нарастать на 10 м и более, а в прибрежной зоне на дне могут обнажаться известняки фундамента. Однако, как правило, если искусственно не нарушать установившегося природного баланса, размывшие участки дна и пляжа полностью или почти полностью восстанавливаются.

Возможны, конечно, экстремальные случаи прохождения аномально сильных и продолжительных циклонов, вызывающих повышенный унос материала из пределов шельфа. Естественно, что эти потери будут восстанавливаться медленнее, так как ежегодный темп природной биологической продуктивности остается примерно одинаковым.

Общая тенденция в направленности литодинамических процессов на шельфе п-ова Икакос определяется, с одной стороны, известными или наблюдаемыми нами циклами усиления или ослабления гидродинамической активности вод (периодическими, сезонными, многолетними, случайными и др.), а с другой — пока неизученными изменениями в биологической продуктивности бентосных организмов, известковых водорослей, скелетные остатки которых составляют основу карбонатно-органогенного обломочного материала на шельфе и пляжах полуострова. Последняя находится в прямой зависимости от загрязнения окружающих вод.

Первый этап морфолитодинамических исследований на шельфе п-ова Икакос, выполненных в 1978–1979 гг., показал, что наблюдавшиеся усиления размыва пляжей имеют в основном сезонный характер. Как уже отмечалось, аналогичные явления имеют место почти на всех пляжах земного шара, т.е. представляют собой закономерный процесс в годовом литодинамическом цикле того или иного региона.

Установить общую тенденцию в развитии литодинамического процесса для пляжей Варадеро за какой-то длительный период времени, а также дать прогноз на будущее по данным одного года систематических наблюдений невозможно, поскольку, помимо годового цикла, существуют и многолетние циклы, связанные прежде всего с колебаниями климата. Поскольку систематических данных за прошедший ряд лет не имеется, необходим какой-то оптимальный период наблюдений для получения статистического материала и его последующей экстраполяции. Продолжительность этого периода будет определяться степенью разнообразия и интенсивности проявлений тех условий, в которых будут развиваться литодинамические процессы.

Если по статистическим данным будет сделан вывод об отрицательном балансе материала и о тенденции к прогрессивному размыву пляжей, необходима разработка средств защиты и сохранения пляжей, возможно инженерно-технических, а возможно и биологических, в зависимости от основных причин, создающих отрицательный баланс. Необходимо только иметь в виду, что применение инженерно-технических сооружений, с помощью которых обычно решаются аналогичные задачи на пляжах умеренной зоны, в данном случае возможно лишь при проведении соответствующих дополнительных исследований по эффективности этих сооружений применительно к карбонатно-органогенным пескам. В этом отношении положительную роль сыграют исследования, начатые в зоне искусственных сооружений района Варадеро.

Возвращаясь к возможности выяснения конкретных причин, вызывавших усиление размыва и некоторое уменьшение ширины пляжей Варадеро за последние 10–15 лет, необходимо прежде всего отме-

тить, что при существующем очень неустойчивом природном равновесии в балансе обломочного карбонатно-органогенного материала и общей тенденции в сторону его потерь любое резкое нарушение баланса могло привести к ускорению необратимого процесса размыва пляжей.

Так, губительную роль сыграло прорытие канала Пасо Мало в конце 50-х годов. Сравнение аэрофотоснимков 1957, 1971 и 1974 гг. обнаружило большие изменения, происшедшие в рельефе дна и распределении песка к востоку от входных молов в канал. К 1974 г. здесь полностью был размыт песчаный вал, песок со дна вынесен в море; а на дне обнажились сплошные камни.

Сильная струя течения, направленная из канала в море, как бы увеличивает длину молов и перегораживает путь к перемещению наносов на запад, чем резко ухудшаются условия существования пляжей района "Оазис". С другой стороны, песчаный материал, который перемещался до постройки канала свободно вдоль берега, удерживаясь в береговой зоне и не уходя из нее безвозвратно, стал однонаправленно выноситься в море, в направлении течения, выходящего из канала. Именно здесь с восточной стороны канала большие глубины наиболее близко подходят к берегу и именно сюда уходят наносы, путь которым на запад преграждает канал.

Отрицательная роль канала в балансе пляжевого материала особенно усугубилась после того, как в начале 70-х годов в восточной стенке мола образовался пролом, через который песок с пляжа стал во время волнения уходить в канал и выноситься частично в море, а частично осаждаться в канале, заноса фарватер. На аэроснимке 1974 г. четко прослеживается "русло" песчаной реки далеко в море, где образовалась выдвинутая дельта. Русло канала стало усиленно заноситься песком. Изъятие песка из канала при наличии пролома в стене мола создавало дополнительные условия для усиленного выноса песка с пляжа. Таким образом, пролом в стене мола играл роль насоса, выкачивавшего бесценный для пляжей Варадеро песок в море.

Осенью 1978 г. пролом в стене мола был заделан и литодинамическая система вновь замкнута. С этого же времени прекратилось изъятие песка для строительных целей как с пляжа, так и на шельфе. С 1979 г. литодинамические процессы осуществляются в естественном режиме примерно по той же схеме, которая была изложена выше.

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть специфичность и слабую изученность литодинамического процесса, в котором участвует карбонатно-органогенный материал, что характерно главным образом для широких островных шельфов тропической зоны океанов. В данном отношении береговая зона и шельф Кубы представляют собой прекрасный природный объект для постановки детальных исследований всего литогенетического цикла карбонатного материала, начиная с биологической продуктивности и образования самого обломочного карбонатно-органогенного материала и кончая процессами его литификации и цементации в местах аккумуляции и образования органогенных известняков.

- Авельо Суарес О., Ионин А.С., Медведев В.С., Невеский Е.И., Павлидис Ю.А. Геоморфология и история развития п-ова Икакос (Куба). – В кн.: Островные шельфы тропической зоны океана. М.: ИОАН СССР, 1975, вып. 1.
- Авельо Суарес О., Долотов Ю.С., Медведев В.С. Опыт стационарных морфо- и литодинамических исследований с применением люминесцентных песков у северного побережья Кубы. – Океанология, 1976, т. 16, вып. 2.
- Ионин А.С., Павлидис Ю.А., Авельо Суарес О. Геология шельфа Кубы. М.: Наука, 1977.
- Павлидис Ю.А., Авельо Суарес О., Ионин А.С., Медведев В.С., Долотов Ю.С. Советско-кубинские исследования прибрежной зоны и шельфа Кубы. – Вестн. АН СССР, 1976, № 5.
- Avello Soares O., Ionin A.S., Medvedev V.S., Pavlidis Y.A. Formas estructurales del relieve del shelf en el mar tropical Peninsula de Hicacos costa norte de Cuba. – Varadero, 1974, t. 1.
- Cassola Alvarez R., Salinas Chavas E., Avello Soares O., Juanes J.-L. La retirada de las arenas en la playa de Varadero, causas y consecuencias. – Varadero, 1974, t. 1.
- Crahame B., William R. Aberdin beach and Donmouth spit: an example of short-term coastal dynamics. – Scot. Geogr. Mag., 1979, v. 95, N 1.
- Owens E.N. Temporal variations in beach and nearshore dynamics. – J. Sediment. Petrol., 1977, v. 7, N 1.
- Wearne A.N. Beach changes during the Early Accretion phase. – J. Soil Conserv. Serv. N.S.W., 1977, v. 33, N 2.

А.С. Ионин, В.С. Медведев

МОРФОЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ОСТРОВНЫХ АТОЛЛОВИДНЫХ РИФОГЕННЫХ СТРУКТУР ОКЕАНА

Разнообразие и различная интенсивность проявления природных факторов и процессов позволяют выделить как по зональным климатическим, так и по азональным признакам несколько типов морфолитогенеза на континентальных и островных шельфах. Однако в пределах самого шельфа наряду с принятым выделением 2–3 геоморфологических областей, отличающихся особенностями развития рельефа и формирования донных осадков [Гершанович, 1966], иногда могут быть выделены и более дробные морфолитогенетические зоны. Они отражают существующую в природе определенную пространственную (в интервале берег–край шельфа) и, если рассматривать с точки зрения батиметрической обстановки, вертикальную зональности шельфового района. Эти зоны характеризуются тем или иным сочетанием процессов морфолитогенеза и приуроченностью к ним определенных типов донного рельефа и фаций осадков. Получившая развитие в каждой зоне толща осадков, нередко с погребенными реликтовыми формами рельефа, отражает пеструю историю развития этой морфолитогенетической зоны как части шельфа в определенные временные отрезки в соответствии с изменениями природной обстановки (в

связи с эвстатическими колебаниями уровня, неотектоникой и пр.). Часто границы морфолитогенетических зон на шельфе не соответствуют границам современных морфолитодинамических зон, так как последние сформировались лишь на последних этапах голоценовой трансгрессии и отражают почти современную обстановку рельефо- и осадкообразования.

В свое время попытка выделения морфолитогенетических зон была осуществлена для островного шельфа Кубы [Ионин, Павлидис, Авельо Суарес, 1977] и для континентального шельфа западной части Черного моря [Ионин и др., 1979]. При этом было установлено, что особенной сложностью рельефа и распределения фаций донных осадков, т.е. морфолитогенетических зон, отличаются островные шельфы тропических широт, где наряду с гидrogenными (волновыми) процессами в формировании рельефа и осадков участвуют субаквальные процессы биогенного рифообразования, хемогенного оолитообразования, цементации и выщелачивания карбонатных пород, а также нередко проявление новейших и современных процессов вулканизма и тектонических движений.

Следует отметить, что уже ранее четко выделялись в пределах окаймленных барьерными рифами шельфов и атоллов крупные геоморфологические элементы скульптурного рельефа, а именно внешний склон рифа, предрифовая абразионная терраса, рифовая платформа с островами и другими, более мелкими, элементами рельефа, лагунный склон рифовой платформы и, наконец, сама лагуна с внутрилагунными рифами и островами. С большей или меньшей детальностью эти элементы современного и древнего рельефа описаны в многочисленных работах зарубежных [Menard, Ladd, 1963; Fairbridge, 1950; Wiens, 1962; и др.] и ряда работ советских исследователей [Леонтьев, 1975; Леонтьев и др., 1975; Медведев, 1967; География атоллов..., 1973; и др.].

Проведенные нами в 1977 г. литолого-геоморфологические исследования на островах Западной Меланезии, Тонга и на о. Новая Гвинея позволяют, как нам кажется, несколько по-иному подойти к рассмотрению отдельных элементов рельефа рифогенных структур и выделить в пределах островных тропических шельфов морфолито-генетические зоны, где протекают взаимосвязанные и взаимообусловленные процессы рельефо- и осадкообразования. На примере атолла Хермит рассмотрим характерные черты этих зон, хотя сам атолл не является типичным, поскольку в центральной части его лагуны сохранились реликтовые остатки вулканического конуса.

Атолл Хермит находится вблизи экватора на крайнем северо-западе Западно-Меланезийской островной вулканогенной дуги, которая обрамляет с севера Ново-Гвинейское море и располагается в переходной зоне от типично океанских структур дна к материковым. Атолл венчает собой вершину полуразрушенной субэаральными деструкционными процессами вулканогенной структурной формы рельефа дна океана. Последняя поднимается с глубин более 1 км и имеет вид усеченного конуса. Расположенные на поверхности кольцевого кораллового рифа ("рима") песчаные и окаймленные рифами

внутрилагунные вулканические острова образуют группу островов атолла Хермит (рис. 1, А). Таким образом, в морфологическом отношении вся эта сложная полигенетическая форма представляет собой сочетание структурной вулканогенной формы рельефа океанского дна и наложенной скульптурной формы рифогенно-гидрогенного происхождения [Ионин, Медведев, 1980].

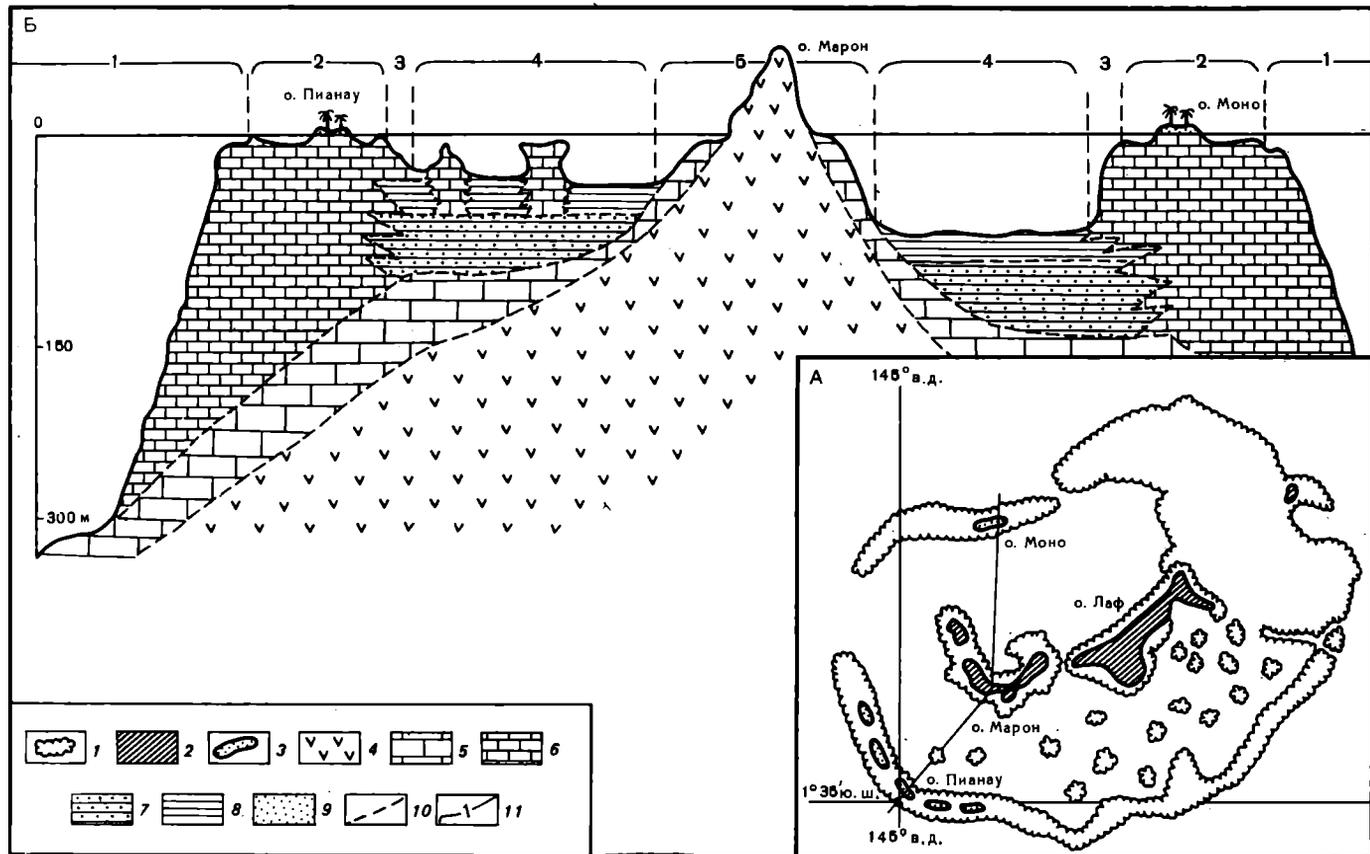
Звенья кольцевого кораллового рифа с аккумулятивными образованиями — островами на поверхности — отчленяют от океана лагуну эллипсоидальной формы, большая ось которой длиной около 12 миль вытянута с юго-запада на северо-восток. Наибольшие глубины (80–90 м) располагаются в северной части лагуны (возможно, древнем кратере вулкана), а сам кольцевой риф разбит на отдельные участки сравнительно глубоководными (20–40 м), но довольно узкими извилистыми проливами. Вулканогенные острова в центральной части лагуны атолла представляют собой разрозненные остатки двух, по-видимому, разновозрастных вулканических кальдер, сложенных преимущественно четвертичными туфами и лавами базальтового типа.

Окаймляющую реликтовые вулканические острова поверхность дна лагуны и кольцевого рифа можно рассматривать как островной шельф со всеми присущими ему особенностями взаимосвязанных процессов рельефообразования и осадкообразования, т.е. морфолитогенеза.

Положение атолла, с одной стороны, в тропической климатической зоне, а с другой — приуроченность его, как, впрочем, и большинства классических атоллов, к вершине вулкана, осложненной полуразрушенными субаэральными процессами кальдерами, позволяют считать, что формирование рельефа и накопление осадочной толщи на островном шельфе происходило в условиях смешанных зонально-азональных типов морфолитогенеза: гумидного тропического и вулканогенно-тектонического.

Исследования на островном шельфе атолла Хермит и его океанском склоне, как и на других островах тропического пояса океана, позволили выделить несколько морфолитогенетических зон, которые отражают существующую в природе определенную пространственную и вертикальную зональности района. Каждая выделенная здесь зона характеризуется определенным сочетанием морфолитогенетических процессов, распространением только ей свойственных типов рельефа и фаций донных осадков, особенностями истории развития.

Зона внешнего склона кольцевого рифа (рис. 1, Б). Рельеф и осадочная, обычно литифицированная толща здесь формировались в условиях неоднократных колебательных изменений уровня океана и медленного прогибания земной коры под весом вулканогенно-рифогенной постройки. В отличие от Багамско-Кубинского региона в Атлантике, где в период максимального оледенения биогенное рифообразование прекратилось из-за охлаждения поверхностных воды на $5-7^{\circ}$ [Ионин, Павлидис, 1978], здесь, в тропической зоне Тихого океана, оно не прерывалось во времени. Это способствовало накоплению мощной толщи кораллово-ракушечных осадков (рифогенных известняков) в виде окаймляющего склоны вулканогенной структуры рифа, верхние участки которого постепенно



осушались в ходе позднечетвертичной регрессии. Когда уровень океана снизился на 110–120 м (15–17 тыс. лет назад), эти рифогенные известняки могли подвергнуться частичному разрушению эрозионными, волновыми и карстовыми процессами. В дальнейшем, в условиях трансгрессии, субаэральные формы рельефа на внешнем склоне рифа были частично завалированы биогенными процессами рифообразования. Возможно, что существующие в кольцевом рифе проходы являются реликтовыми руслами временных водотоков, стекавших со склонов вулканогенных возвышенностей центральной части атолла.

Непосредственные наблюдения в прибрежной зоне внешнего склона кольцевого рифа, выполненный эхолотный и фотопрофиль с юго-западной стороны атолла показали, что поверхность кольцевого рифа отвесным, иногда ступенчатым уступом высотой 5–6 м или выдвинутыми шпорами обрывается к предрифовой, сравнительно неширокой абразионной террасе. Ее край, рассеченный глубокими промоинами и гребнями, резким перегибом переходит в крутой склон, поверхность которого имеет расчлененный рельеф и уклоны порядка 0,7. Просмотр серии подводных снимков, выполненных примерно через 55–60 м пути дрейфующего судна, показал, что поверхность несколько выположенной части склона рифа на глубинах 300–350 м сложена илистыми осадками с редкими экземплярами морских ежей, звезд, раковин моллюсков и обломков кораллов на поверхности. Выходы рифогенных известняков встречаются крайне редко (например на глубине 400 м), но они были обнаружены также грунтовой трубкой под тонким слоем карбонатных осадков на глубинах 395 и 610 м в виде раскрошившихся при ударе обломков. Это не может не свидетельствовать о большой мощности рифогенных известняков, прикрывающих вулканический фундамент атолла. Их накопление происходило в условиях погружения вулканогенного ядра и прогибания этого участка коры.

Отметим, что во время экспедиционных работ на нис "Дмитрий Менделеев" в 1978 г. (21-й рейс) в результате трехкратного погружения на "Пайсисе" на внешнем склоне рифа была четко уста-

Атолл Хермит (А) и его морфолитогенетические зоны Б

1 – границы и положение кольцевого, внутрелагунных и окаймляющих рифов, 2 – вулканогенные острова, 3 – песчаные острова-бары волнового происхождения на поверхности рифовой платформы (риф-флета), 4 – базальты и туфы вулканического основания атолла, 5 – кораллово-ракушечные конгломераты, брекчии и песчаники реликтового и современного окаймляющего рифа, 6 – верхнечетвертичные рифогенные известняки кольцевого и внутрелагунных рифов, 7 – литифицированная доголоценовая толща лагунных осадков, 8 – современные известково-водорослевые (халимедовые), ракушечно-коралловые донные осадки лагуны (преимущественно илы), 9 – ракушечно-кораллово-фораминиферовые пески островов-баров, 10 – условные границы разделов вулканогенных и рифогенных толщ, 11 – морфолитогенетические зоны атолла

новлена нижняя граница между коралловой известняковой надстройкой мощностью около 600 м и вулканическим основанием атолла, сложенным базальными конгломератами и базальтами. Кроме того, в верхней части склона были обнаружены три, по-видимому абразионных, уступа, отражающие этапы погружения атолла и гляциоэвстатические колебания уровня Мирового океана [Герасимов и др., 1979; Непрочнов, 1979].

Если в формировании рельефа верхней части внешнего склона кольцевого рифа наряду с биогенными принимали участие волновые процессы, то относительная сглаженность рельефа нижней части склона обусловлена процессами осадкообразования и перемещения вниз по склону донных карбонатных осадков под действием гравитационных и суспензионных потоков. Не исключено, что здесь по аналогии с другими рифогенными структурами океана должны встречаться созданные придонными течениями желоба, ложбины и приуроченные к ним конусы выноса обломочного материала. Его источником является главным образом органиогенный материал: в верхней части склона – кораллово-ракушечный детрит с рифа, в нижней – к нему примешиваются выпадающий из взвеси тонкообломочный и планктонный карбонатный материал, а также глинистое вещество, поступающее в результате размыва кор выветривания, развитых на внутрелагунных вулканических островах.

Зона рифовой платформы (риф-флета). Как и на большинстве атоллов и атолловидных рифогенных структур, здесь могут быть выделены три подзоны: внешняя, центральная (срединная, островная) и лагунная [География атоллов..., 1973]. Окончательное выравнивание поверхности кольцевого рифа преимущественно волновыми процессами произошло в ходе относительной стабилизации уровня моря в позднем голоцене и, возможно, последующего небольшого понижения, благодаря которому волнами был разрушен живой коралловый покров на большей части поверхности. В настоящее время в связи с угнетенной жизнедеятельностью коралловых организмов, занимающих не более 5–10% площади внешнего и лагунного края платформы, рельеф ее здесь формируется преимущественно деструкционными (в результате волновой абразии и химического выщелачивания), а в центральной части – аккумулятивными волновыми процессами.

Ширина рифовой платформы изменяется от 1 км на западе до 5–6 км на востоке. Обычные глубины над ее поверхностью колеблются в пределах 1–1,5 м, они несколько уменьшаются к внешнему и лагунному краям за счет некоторого увеличения плотности поселений современных кораллов, их более быстрого роста и частичной цементации на месте скелетной коралловой основы и обломочного материала красными корковыми кораллиновыми водорослями, полихетами и пр. Небольшие глубины вызывают деформацию энергетически мощных ветровых океанских волн и зыби, зона разрушения которых приходится на внешний расчлененный желобами и шпорами край платформы. Остальная ее часть, особенно лагунная, подвержена воздействию волн малой энергии, роль которых несколько уси-

ливается во время ветровых нагонов; проявляется здесь также и эродирующая рельефообразующая роль стоковых течений. Благодаря малой величине приливов (0,8–0,9 м в сизигии) поверхность рифовой платформы не сохнет в отлив, что отличает ее от типичных риф-флетов. Кроме того, здесь отсутствует так называемая зона глыбовой аккумуляции (рампарт), представляющая обычно серию валов или насыпных глыбовых бугров, разделенных промоинами, которые располагаются в тыловой части внешнего края платформы. Нет здесь и обязательного элемента морфологии кораллового рифа – “водорослевого вала” или “водорослевого гребня”, сформированного кораллиновыми водорослями.

В центральной части платформы, особенно на западе атолла, располагается гирлянда песчаных островов, вытянутых параллельно ее краю. В генетическом отношении эти острова (Моно, Татахай, Амот и др.) являются волновыми аккумулятивными формами рельефа – барами. Они образованы волнами испытывшими рефракцию над мелководьем деформированными волнами малой энергии и поэтому возвышаются всего на 1,5–2 м над уровнем моря в неполный отлив. В морфологическом отношении эти острова длиной около 1–1,5 км и шириной 50–120 м представляют собой обычно два крупных, окаймляющих их с внешней стороны пологих штормовых вала, разделенных пониженным пространством внутренней, покрытой тропическим лесом депрессии. Острова и их очень узкие пляжи сложены обычно ракушечно-коралловым песком со значительной примесью бентосных фораминифер и небольшим количеством обломков кораллов и известковой водоросли халимеды. Аналогичный состав тонкого слоя детритусовых песков распространен и на поверхности платформы, но на значительном удалении от ее внешнего и лагунного краев. В некоторых случаях песчаный материал сцементирован и образует террасовую поверхность высотой 0,5–0,7 м над уровнем моря, т.е. представляет собой типичный косослойистый бич-рок. В настоящее время по всему периметру островов берега размываются. Острова окаймлены несколько переуглубленными по отношению к аккумулятивной части поверхности платформы желобами иногда с обломочной валунно-галечниковой отмосткой на дне. Здесь же иногда отмечаются выходы литифицированных детритусовых ракушечно-коралловых несчаников, которыми сложен как бы фундамент размываемых волнами островов. Происхождение желобов или стоковых ложбин следует связывать с эродирующими дно придонными компенсационными течениями, возникающими при ветро-волновых нагонах [Ионин, Медведев, 1980].

Зона лагунного склона кольцевого рифа. Рельеф и осадки лагунного склона формировались главным образом под воздействием рифообразующих кораллов, местных ветровых волн небольшой энергии и гравитационных процессов. Следует отметить, что современные коралловые колонии встречаются лишь на самом краю платформы, но их количество резко увеличивается в верхней части склона, где они образуют столбчатые поднятия высотой 1,5–2 м. Из-за большой крутизны склона, уклоны которого иногда достигают 0,5 до глубины 50 м, тонкий покров ракушечно-кораллового песка

и обломков кораллов встречается лишь пятнами в неглубоких, рас-секающих поверхность склона желобах и промоинах. Местами обло-мочный несортированный материал, перемешаемый гравитационными процессами, образует конусы выноса.

Зона поверхности дна шельфовой лагуны. Находясь поч-ти целиком вне зоны волнового воздействия, рельеф поверхности дна северной приглубой части лагуны, которая, возможно, распо-лагается в жерле древнего вулкана, отличается выровненностью за счет седиментационных процессов.

Рельеф дна южной, а в особенности восточной части лагуны ос-ложнен многочисленными коралловыми банками типа петч-рифов и грядовыми поднятиями. Здесь преобладают глубины 25–30 м, при этом наиболее глубоководные, имеющие форму желоба впадины с глубинами в 30–40 м примыкают с окаймляющим вулканогенные острова рифам. Не исключено, что сохранность этих впадин обус-ловлена высокими скоростями отливных течений между островами и коралловыми банками – внутрилагунными рифами. Некоторые из них приурочены к неровностям погруженного субаэрального вулкано-генно-эрозионного реликтового рельефа.

Донные осадки лагуны не отличаются большим разнообразием: в поверхностном слое наблюдаются то грубые обломочные, то тонкие детритусово-илистые, преимущественно карбонатные, разности, что зависит от удаленности рифогенных образований. Более значитель-на роль в осадкообразовании известковой зеленой водоросли хали-меды и ракушечного детрита. Обломки и чешуйки первой нередко составляют до 75% в образце донных осадков. Присутствие релик-товых форм вулканогенного рельефа в центре лагуны сказалось на вещественно-минералогическом составе донных осадков, а именно содержание глинистого вещества возрастает до 10–20% и заметно увеличивается присутствие более грубозернистого терригенного ма-териала. По-видимому, большую роль в распределении осадков, в неравномерном обогащении отдельных горизонтов толщи терригенным материалом играют не только разного рода течения в лагуне, но и сам характер и особенности развития рельефа внутрилагунных вул-каногенных островов и коралловых банок.

Абсолютный возраст осадков из взятой нами в лагуне колонки грунта показал, что средняя скорость накопления карбонатно-тер-ригенных осадков составляет здесь около 1,1 мм в год, но на не-которых этапах осадкообразования достигала от 2 до 4 мм в год [Юнин, Медведев, 1980].

Зона внутрилагунных вулканогенных островов с окаймляющими рифами. В генетическом отношении распо-ложенные в центре лагуны острова Лаф, Марон и Джалун являются реликтами гребневой части кальдер, некогда венчавших собой взды-мающийся из глубин океана вулканический массив. Рельеф этих структурных форм сильно преобразован субаэральными процессами, тем не менее их северные и северо-восточные, обращенные к цент-ру некогда существовавшего жерла вулкана склоны сохранили боль-шую крутизну (на о. Джалун, например, до 30–45°). В настоящее

время эти вулканогенно-эрозийные останцы, вытянутые в северо-западном и северо-восточном направлениях, имеют высоту 100–150 м (вершина о. Лаф – 270 м). Наряду с абразионными формами рельефа – клифами, выработанными волнами в туфах, базальтах или дельювиальном плаще, на островах распространены узкие карманные пляжи, широкие аккумулятивные террасы (о. Джалун); имеется и пересыпь-бар, соединяющийся аккумулятивной перемычкой о. Марон с возвышенностью Акиб. По вещественному составу пески пляжей являются карбонатно-терригенными, содержание терригенных примесей иногда достигает 40%. Карбонатная часть песков представлена обычным детритом халимеды, кораллов, раковин моллюсков.

Окаймляющие вулканогенные острова коралловые рифы образуют слегка неровную, мелководную (глубины не превышают 1,5–2 м) поверхность со слегка приподнятым (глубина 1–1,2 м) внешним краем. Нередко ширина окаймляющих рифов достигает 0,5–0,6 и даже 1 км. Современные разреженные колонии кораллов располагаются на внешнем крае платформенной поверхности, которая резким уступом высотой 4–5 м граничит со слегка наклонной подводной террасой. Поверхность окаймляющего рифа обычно покрыта карбонатным песчаным материалом. Иногда вблизи берегов на ней располагаются заросли мангров, перед которыми встречаются "поля" зеленой известковой водоросли халимеды.

Рассмотренные особенности морфолитогенетических зон позволяют считать, что развитие всей сложной полигенетической формы рельефа атолла Хермит происходило в условиях медленного погружения всего вулканического сооружения на фоне эвстатических колебаний уровня океана и непрерывающегося во времени процесса рифообразования, в результате которого происходило формирование окаймляющего, а затем и кольцевого рифа. На современном этапе развития погружение атолла продолжается, что находит свое отражение в почти повсеместном размыве аккумулятивных береговых форм рельефа и островов-баров, в увеличении площади окаймляющих рифов, в приподнятости окраинных частей рифовой платформы и окаймляющего рифа по отношению к их центральным зонам.

Несмотря на то что многие черты атолла Хермит свойственны типично океанским атоллам, тем не менее он занимает в морфогенетическом классификационном ряду промежуточное положение между типичными атоллами открытой части Тихого океана с океаническим типом земной коры и атолловидными структурами переходной зоны. Для последних характерна приуроченность не к одиночным вулканическим конусам, а к системам подводных горных цепей, тесно связанных с геологическими структурами суши, или крупных материковых островов.

ЛИТЕРАТУРА

- География атоллов юго-западной части Тихого океана/Под ред. П.А.Калпина, В.С.Медведева. М.: Наука, 1973.
Герасимов И.П., Живаго А.В., Непрочнов Ю.П., Кашинцев Г.Л., Подражанский А.М. Географические результаты 21-го рейса нис

- "Дмитрий Менделеев" в западную часть Тихого океана. – В кн.: Докл. к XIV Тихоокеан. конгр. в СССР. Хабаровск, август 1979 г. М.: ВИНТИ, 1979.
- Гершанович Д.Е. О принципах классификации шельфовой зоны. – Тр. ВНИРО, 1966, т. 60.
- Ионин А.С., Маловицкий Я.П., Юркевич М.Г., Пърличев Д.Г., Кръстев Т.И. Основные черты строения и развития рельефа шельфа западной части Черного моря. – Океанология, 1979, т. 19, № 3.
- Ионин А.С., Медведев В.С. Особенности строения и развития рифогенных структур западной группы островов Меланезии. – Тр. ИОАН СССР, 1980, т. 91.
- Ионин А.С., Павлидис Ю.А. Эволюция островных шельфов Карибского региона в позднечетвертичное время. – В кн.: Морфолитогенез и позднечетвертичная история прибрежно-шельфовых зон. М.: Наука, 1978.
- Ионин А.С., Павлидис Ю.А., Авельо Суарес О. Геология шельфа Кубы. Морфолитогенез и позднечетвертичная история. М.: Наука, 1977.
- Леонтьев О.К. О некоторых особенностях морфогенеза и литогенеза в береговой зоне тропических морей. – В кн.: Островные шельфы тропической зоны океана. М.: ИОАН, 1975, вып. 1.
- Леонтьев О.Е., Никифоров Л.Г., Сафьянов Г.А. – Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1975.
- Медведев В.С. Островные берега Тихого океана. – В кн.: Берега Тихого океана. М.: Наука, 1967.
- Непрочнов Ю.П. 21-й рейс нис "Дмитрий Менделеев". – Океанология 1979, т. 19, вып. 3.
- Fairbridge R.W. Recent and pleistocene coral reefs of Australis. – J. Geol., 1950, vol. 58, N 4.
- McNard H.W., Ladd H.S. Oceanic Islands seamounts guyots and atolls. – Sea, 1963, vol. 3.
- Wicns H.J. Atoll environment and ecology. London; New Haven, 1962.

**П.А. Каплин, О.Н. Леонтьев, В.С. Медведев,
Л.Г. Нинифоров**
ГЕОМОРФОЛОГИЯ ОСТРОВА ЛОРД-ХАУ

Одним из объектов геоморфологических исследований экспедиции 6 рейса нис "Дмитрий Менделеев" был о. Лорд-Хау, расположенный в 750 км к северо-востоку от Сиднея, посреди Тасманова моря. При очень небольших размерах – длина острова около 10 км, ширина 3 км – он отличается исключительным своеобразием природы и неоднократно привлекал внимание естествоиспытателей [Oliver, 1917; Standard, 1963; Рагамонов, 1967; Ахметьев, 1972].

Остров Лорд-Хау расположен на склоне одноименного подводного поднятия, протягивающегося от шельфа Новой Зеландии до островов Честерфилд. Последние являются коралловыми образованиями, а о. Лорд-Хау вместе с расположенным вблизи него скалистым островком Болс-Пирамид представляют единственные вершины этого поднятия, выступающие над уровнем моря, сложенные коренными породами.

Южная часть острова — это высокий (до 861 м) базальтовый массив с труднодоступными, местами совершенно отвесными склонами. С севера к нему примыкает низкая (5–7 м) аккумулятивная перемычка с почти плоской поверхностью, соединяющая южную, наиболее приподнятую часть острова с северной, характеризующейся мягко-холмистым рельефом. Максимальные отметки поверхности этой части острова близки к 200 м (холм Малабар в северной части острова 204,9 м, холм Тренсит Хилл в средней части — 119,4 м). В южной, горной части острова выделяются две высокие вершины — Гоуэр (861,0 м) и Линдгберг (771,0 м). С севера поперечной седловиной гора Линдгберг отделена от третьей, гораздо более низкой вершины Интермедиат-Хилл (252,0 м).

Берега острова сильно изрезаны и имеют разнообразное строение. Высокие обрывистые берега южного базальтового массива изобилуют небольшими бухтами в восточной части и почти прямолинейны на западной стороне. На северо-восточной стороне острова преобладают абразионные берега, прерывающиеся пляжами, приуроченными к дугообразным вогнутостям береговой линии. Пляжи располагаются на участках выхода к морю пониженных частей острова, тогда как абразионные берега с высокими клифами привязаны к холмам, образующим мысы. Сходное строение имеет и северо-западное побережье острова, где основным отличием является большая выровненность береговой линии и большая протяженность пляжей. Важная особенность строения северо-западного побережья острова — развитие широкого окаймляющего рифа, который начинается у западного подножия горы Линдгберг и простирается до северного холмистого окончания острова (рис. 1).

Рассмотрим некоторые детали строения острова. Несколько слов о строении южного вулканического массива. Горы Гоуэр и Линдгберг сложены мощной толщей оливиновых и пироксеновых базальтов с четко выраженной слоистостью. Бросается в глаза в целом горизонтальная слоистость этой толщи, которая, по-видимому, свидетельствует о многократных наложениях базальтовой лавы. Базальты имеют четко выраженную долеритовую структуру. В общую массу вкраплены крупные кристаллы оливина, ромбического пироксена, отмечаются скопления цеолитов [Ахметьев, 1972]. Эти долеритовые базальты неправильно переслаиваются с везикулярными пузырчатыми базальтовыми лавами. На контактах слоев нередко можно видеть следы выветривания. Горизонтальное залегание лав, вероятно, указывает на то, что базальтовый массив южной части Лорд-Хау представляет собой остаток сильно денудированного и абрадированного шитового вулкана, и, видимо, сохранилась лишь часть этого вулкана, близко прилегающая к центру излияния, тогда как склоны самого вулкана, где потоки лавы неизбежно должны были получить заметное падение, уже давно уничтожены экзогенными процессами. О том, что некогда это был крупный вулканический массив, можно судить и по размерам абразионной платформы, окружающей остров (рис. 2). Несколько меньших размеров абразионная платформа окружает также соседний островок Болс-Пирамид.

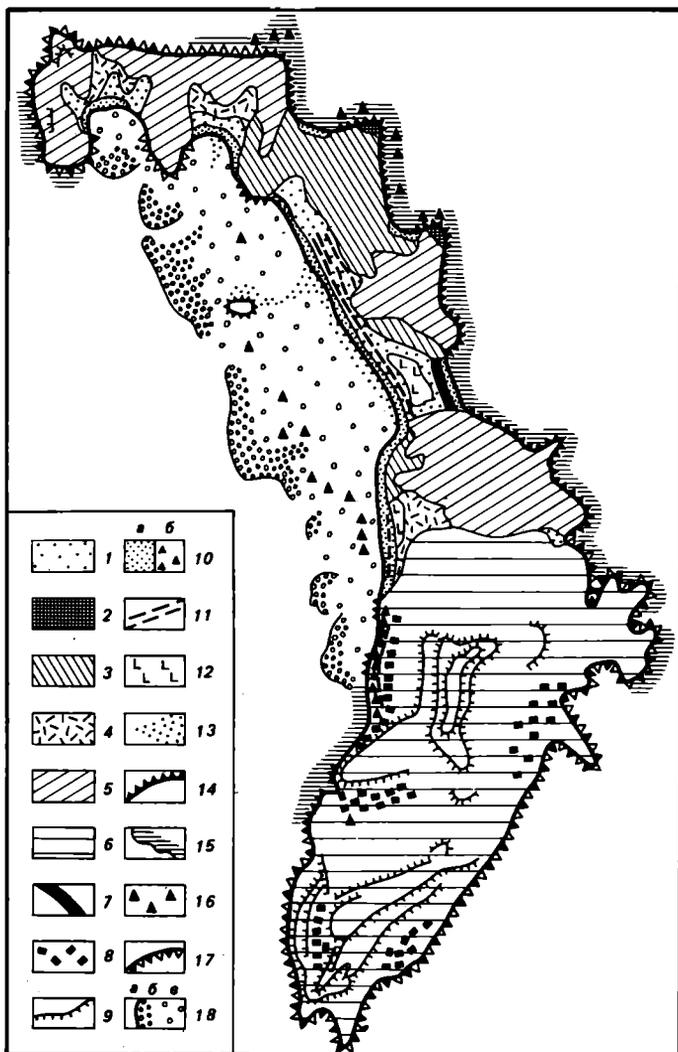


Рис. 1. Геоморфологическая карта о. Лорд-Хау

Рельеф суши: 1 – морская голоценовая аккумулятивная терраса, 2 – морская голоценовая абразионная терраса, 3 – слабо волнистая денудированная поверхность верхнечетвертичного донного рельефа, 4 – аккумулятивные пролювиально-делювиальные образования, привязанные к голоценовой террасе, 5 – холмистый денудационно-эрозионный рельеф с мягкими формами расчленения, выработанный в плиоплейстоценовых, подверженных интенсивному выветриванию, вулканогенных породах, 6 – низкогорный денудационно-эрозионный рельеф с резкими формами расчленения, выработанный в миоценовых, устойчивых к выветриванию вулканогенных породах, 7 – дюны,

Склоны вулканического массива изборозжены эрозионными формами рельефа, местами покрыты мощными осыпями. Нередко склоны осложнены ступенями, имеющими, видимо, структурно-денудационное происхождение и возникшими в результате препарировки более стойких к размыву лавовых пластов.

Возраст базальтов, по Стандарту, верхнемиоценовый. Северный контакт этих пород проходит по седловине, отделяющей через Линдберг от возвышенности Интермедиат-Хилл, сложенной вулканогенными породами, имеющими, однако, другой облик. Это комплекс базальтовых лав, агломератов и туфов. Среди базальтов преобладают везикулярные и амигдолоидные (с миндалевидными пустотами), но встречаются также и долеритовые базальты (например на Транзит-Хилл). В целом же это гораздо менее прочные породы, интенсивно разрушающиеся под воздействием как субаэральных факторов, так и абразии. С меньшей прочностью таких пород, очевидно, связано и то, что в пределах их распространения преобладают мягкие холмистые формы расчленения поверхности, а также и то, что абсолютные отметки здесь значительно меньше, чем на южном массиве. Этот вулканогенный комплекс имеет плиоцен-нижнеплейстоценовый возраст. Описанными породами сложены, кроме Интермедиат-Хилл, также возвышенность Транзит-Хилл и северные холмы острова.

Следующими по древности образованиями на Лорд-Хау являются косослоистые калькарениты (эолиниты), слагающие пониженные участки поверхности острова между северными холмами и Транзит-Хилл, а также южное подножие последнего. Калькарениты представляют собой известковистые песчаники, образованные из зерен кораллового известняка, хорошо отсортированных, но в равной степени сцементированных, с характерной эоловой косою слоистостью. Стандарт рассматривает их как эоловые отложения, по существу ископаемые дюны, сформировавшиеся за счет перевевания кораллового песка. Дюнные массивы образуют в северо-восточной части между возвышенностями Малабар и мысом Бродиес вал, вытянутый с юго-востока на северо-запад. С востока они срезаны морем и образуют высокий клиф в районах Недс Бич, Миддел Бич и мысов Стевенс и Джим. К западу они более или менее полого спускаются к современной аккумулятивной террасе между мысами Сигнал и Ванда. Поверхность, сложенная калькаренитами, имеет пологоволнистый рельеф и располагается в пределах отметок 10-50 м над уровнем океана. На многих участках побережья калькарениты обнажаются у берега, где в них выработаны отвесные клифы, в стенках

Окончание подписи к рис. 1

8 - глыбовые осыпи, 9 - структурно-денудационные уступы. Береговые формы: 10 - пляж; а - песчаный, б - валунно-глыбовый, 11 - береговые валы, 12 - днища реликтовых лагун, 13 - подводные аккумулятивные формы, 14 - активные клифы, 15 - бенч, 16 - абразионные останцы, 17 - денудационно-абразионные уступы, 18 - коралловый риф: а - рампарт, б - платформа осыхающая, в - платформа, не осыхающая в отлив

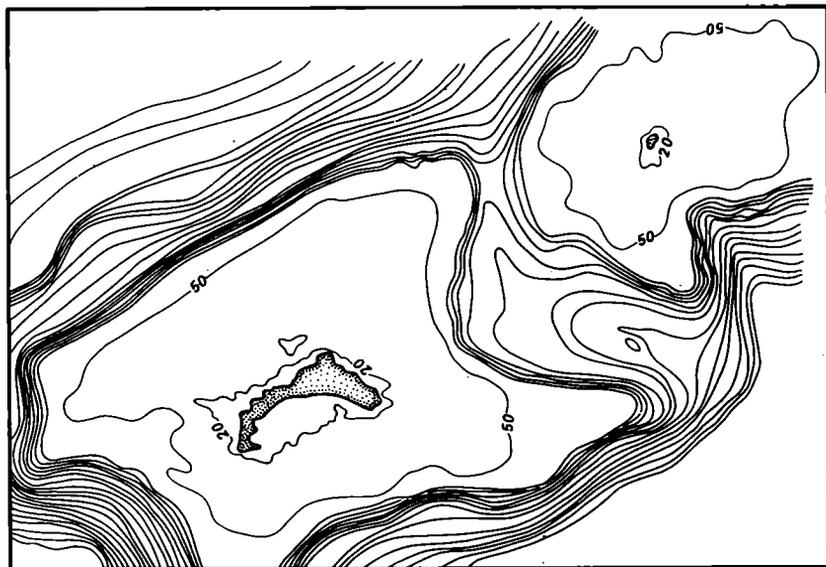


Рис. 2. Рельеф абразионной платформы, окружающей Лорд-Хау. Изобаты через 100 м, изобаты меньших глубин подписаны

которых наблюдается косослоистая структура осадков. Пляжи из кораллового песка, приуроченные к широко открытым дугообразным бухтам северо-восточного побережья – Блилки Бич, Миддел Бич, Недс Бич, – сложены продуктами размыва этих пород. По беглым визуальным наблюдениям, проведенным в районе Миддел Бич, калькарениты обнажаются на дне моря, слагая здесь поверхность бенча.

По просмотренным нами материалам мелкого бурения, выполненного в районе подножия Интермедиат-Хилл и вдоль подножия Транзит-Хилл, калькарениты уходят ниже уровня моря и у западного побережья острова. Они здесь перекрываются лагунными отложениями, о которых будет сказано несколько ниже (рис. 3).

Низкая песчаная перемычка между Интермедиат-Хилл и Транзит-Хилл носит название Мосли-Парк. Инструментальная нивелировка, выполненная нами через поверхность Мосли-Парка, показала, что рельеф характеризуется пологоволнистым профилем и имеет превышения до 4 м. Вдоль западного берега Мосли-Парка хорошо выражен береговой вал из кораллового песка высотой 6 м; к нему со стороны моря примыкает песчаный пляж высотой до 2 м. За валом протягивается пологоволнистая поверхность с отметками высот 3–4 м. Перед берегом залива Блилки Бич перемычку пересекает гряда дон до 12 м высотой. Дюны слабо закреплены растительностью и частично перевеваются. Бурение показывает, что максимальная мощность рыхлых отложений, слагающих эту перемычку, которая генетически, очевидно, представляет собой замыкающую аккумулятивную форму типа переймы, составляет 10–12 м. Рых-

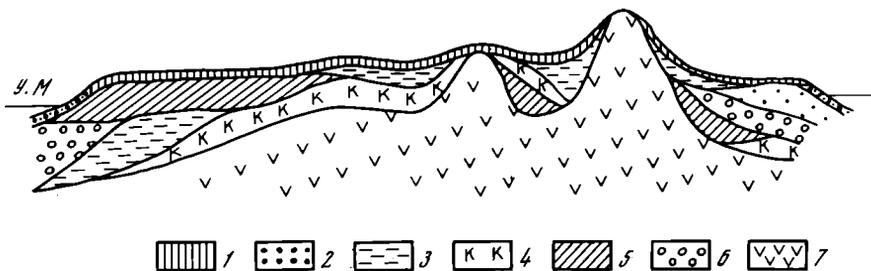


Рис. 3. Геологический профиль через о. Лорд-Хау в районе Мосли-Парк

1 — почва, 2 — пляжевые отложения и прибрежно-морские пески с гравием и галькой, 3 — мелкий песок с примесью алеврита, 4 — калькарениты, 5 — известковистый песок с обломками калькаренита, 6 — грубый коралловый песок с обломками кораллов и вулканическим пеплом, 7 — базальты

лая толща залегает на неровной поверхности базальтов плиоцен-плейстоценового комплекса. В основании толщи залегают калькарениты, которые со стороны лагуны размыты и перекрыты трансгрессивно залегающими на них отложениями лагуны. Толща крупного известкового песка с обломками калькаренитов, слагающая собственно аккумулятивную форму, перекрывает и лагунные отложения, и калькарениты. Максимальная глубина, на которой при бурении встречены калькарениты, минус 10–11 м, но это не исключает возможности их залегания и на большей глубине ниже уровня моря.

К югу от Мосли-Парка протягивается галечный пляж, который у западного подножия горы Линдгберд переходит в валунно-глыбовый, сложенный глыбами базальта до нескольких метров в поперечнике. Этот пляж примыкает к террасе, сложенной валунами и крупной галькой, состоящими из базальтов и обломков кораллового известняка. Высота этой террасы в ее северной части, где она защищена от непосредственного воздействия волн открытого моря коралловым рифом, 4 м, южнее, у подножия Линдгберд, — до 5–6 м. По-видимому, терраса соответствует возрасту описанной выше переймы.

Интересен во многих отношениях окаймляющий риф, расположенный у северо-западного берега острова. Ширина его до 1,5 км. Риф этот, по всей видимости, довольно древний — та часть его поверхности, которая непосредственно примыкает к берегу, сильно снижена, и здесь образовался род лагуны — "проход для шлюпок" (boats channel), что обычно характерно для весьма зрелых окаймляющих рифов. Глубина лагуны 3–4 м, тогда как большая часть внешней зоны рифа сохнет в отлив. Поверхность осушки сложена мертвым коралловым известняком. В отдельных понижениях вода сохраняется, и в отлив здесь можно видеть массу морских ежей, голотурий, отдельные "кустики" ветвистых кораллов и мелкие массивные кораллы из группы *Porites*. Хорошо выражен валунно-глыбовый вал, за которым (в сторону берега) глубина быстро увеличивается.

Так выглядит риф на своем южном участке, где он непосредственно примыкает к берегу. Осмотреть его в других местах не удалось. Следует, однако, заметить, что, судя по данным буровых скважин Мосли-Парка, прибрежная часть рифа снижена на большую величину, чем об этом можно судить только по глубинам в boats channel, — возможно, не менее чем на 12–15 м. Вместе с тем внешняя зона рифа имеет, как уже говорилось, поверхность, осушающуюся в отлив, что придает рифу в его современном облике черты барьерного рифа.

Прежде чем перейти к исторической интерпретации наблюдавшихся форм рельефа и осадков о. Лорд-Хау, рассмотрим вкратце имеющиеся представления о геотектонической позиции острова.

Как отмечалось, о. Лорд-Хау расположен на западном склоне одноименного подводного поднятия. Геофизические исследования [Van der Linden, 1967] показывают, что этому поднятию свойственны резко выраженные линейные магнитные аномалии, причем простирающиеся аномальных полей в целом согласно с орографическими элементами. Линейность аномалий и резкая неоднородность магнитного поля сближают поднятие Лорд-Хау со срединно-океаническими хребтами. Эта точка зрения хорошо согласуется с составом вулканических, слагающих массив Гоуэр-Линдгберд и с наличием в них ксенолитов ультраосновных пород, что отмечается в статье М.А. Ахметьева [1972]. Там же, как и в ряде предыдущих работ, указывается на новозеландские черты органического мира острова Лорд-Хау, что, по мнению М.А. Ахметьева и С.И. Парамонова [Paramonov, 1963], свидетельствует о достаточно прочной и длительной субаэральной связи острова Лорд-Хау с Новой Зеландией.

Тасманова котловина по данным сейсмических исследований имеет океанический тип земной коры, Новокаледонская котловина, расположенная к востоку от поднятия, — субокеанический тип. На самом поднятии методом отраженных волн выявлен мощный слой осадков толщиной 500–800 м, под которым погребен расчлененный коренной рельеф [Van der Linden, 1967]. Высказывается предположение, что это древнее складчатое или глыбовое поднятие, тогда как структуры западного склона (острова Лорд-Хау, Болс-Пирамид и ряд резко выраженных в рельефе подводных гор) представляют собой результат более молодых движений. В целом же геофизические данные по поднятию Лорд-Хау еще слишком неполны, чтобы по ним можно было делать бесспорные построения по его тектонической природе.

Из вышеизложенного материала явствует, что в рельефе о. Лорд-Хау четко выделяется несколько возрастных зон. Самая древняя зона представлена на юге острова допиоценовыми вулканическими массивами. Рельеф этой зоны среднегорный, преобладают крутые, подчас отвесные склоны, у их подножий со стороны моря образуются клифы, а со стороны суши — осыпные шлейфы из глыбово-валунного материала. Зона низкогорного рельефа совпадает с тремя молодыми вулканическими массивами. Здесь, исключая обращенные к морю клифы, развиты пологие облесенные склоны. В особую зону следует выделить древние массивы дюн, сложенные калькаренитами. Рельеф здесь слабо холмистый, наиболее крупный массив дюн вытя-

нут в виде вала вдоль северо-восточного побережья. Современные аккумулятивные формы можно считать четвертой возрастной зоной рельефа. Наконец, окаймляющий риф – видимо, самая молодая зона.

Геологические данные дают нам возрастную привязку двух типов вулканического рельефа. Среднегорный рельеф развивается с доплиоценового времени, низкогорный – в плиоцен-плейстоцене. По-видимому, в миоцене на месте ныне существующей абразионной платформы, посреди которой возвышается современный остров, был крупный вулкан, извергавший эффузивы океанического типа. К плиоцену он, видимо, уже был в значительной степени срезан абразией и денудацией. Следующий вулканический цикл имел результатом образование вулканитов плиоцен-нижнечетвертичного возраста. При этом центры вулканической деятельности сместились к северу относительно главного миоценового вулкана. Видимо, в нижнечетвертичное время продолжалась денудация и абразия вулканических массивов, вырабатывалась "шельфовая" платформа. Наиболее характерным явлением за этот период было возникновение отвесных склонов древних вулканических массивов. Если их происхождение не тектоническое, то следует представить себе процесс длительного их отступления по параллельным плоскостям, т.е. по принципу образования педиментов. Видимо, этот процесс мог происходить в жарком и сухом климате.

Возраст дюнных массивов, сложенных эолинитами, вероятно, следует считать вюрмским. Как отмечалось выше, бурением установлено, что эолиниты залежали на 10 м ниже современного уреза, т.е. они отлагались во время регрессии моря. Видимо, образование дюн происходило в период вюрмской эвстатической регрессии (висконсия). Возникновение дюн было обусловлено также климатическими особенностями, которые выражались в том, что климат, очевидно, был сухого среднеазиатского типа, как в современном Марокко. Именно в условиях марокканского климата в настоящее время образуются эолиниты. Далее следует задуматься относительно источников песка для огромного массива дюн. Можно предположить, что в довюрмское время (сангамон) остров был окаймлен со всех сторон (и с востока, где сейчас рифов почти нет) рифовыми постройками. В связи с регрессией океана и изменением климата рифы погибли и волны, разрушив их, выбрасывали на берега коралловый песок, который перевеивался в дюны.

В послевюрмское время, в период послеледниковой трансгрессии, по всей вероятности, происходил размыв дюнных массивов с западной стороны острова и образование подводной абразионной террасы. О ее существовании свидетельствуют останцы древних дюнных массивов против мыса Сигнал и в районе Ловерс-Бей. Из материала размыва формировались современная аккумулятивная терраса и молодые дюны. С нарастанием на подводной абразионной террасе окаймляющего рифа процесс выброса песка к урезу и формирования аккумулятивной террасы прекратился, так как возродившийся риф ограждал берег от волнения с западной стороны. В настоящее время происходит нарастание пляжей лишь с востока. Там же, в районе Блинки Бич, формируется высокая (12 м) молодая дюна. С западной сто-

роны пляж, по-видимому, находится в стабильном состоянии. Незначительным источником песка, поступающего на него, является современный риф, где при штормах разрушаются некоторые виды кораллов. Из этого же песка формируется молодая шестиметровая дюна, протягивающаяся вдоль западного берега острова.

По вопросу о голоценовой истории острова у авторов не сложилось единого мнения. Большая часть авторов считают наличие перемычки между Интермедиат-Хилл и Транзит-Хилл высотой до 4 м фактом, свидетельствующим о существовании в голоцене уровня океана более высокого, чем современный (перонская стадия фландрской трансгрессии). Такой же возраст имеет валунно-галечная терраса западного подножия Линдгберд. Для формирования этих поверхностей не обязательно допускать более высокого положения уровня моря, так как упомянутые аккумулятивные формы могли образоваться и при современном стоянии уровня воды в океане.

Подождившая краткий и весьма неполный очерк геоморфологии и истории развития рельефа о. Лорд-Хау, хотелось бы еще раз подчеркнуть его географическое положение. Остров расположен на 31° южной широты – ни в одном из океанов на этой широте коралловых рифов нет. Нет их на соответствующих широтах и в северном полушарии, за исключением Бермудских островов, которые расположены примерно на 32° северной широты. Причины столь далекого распространения на север коралловых рифов у Бермудских островов ясны – это тепляющее действие Гольфстрима, позволяющее селиться рифообразующим кораллам далеко к северу от основного ареала их распространения в северном полушарии в Атлантике. Очевидно, сходную роль в случае с Лорд-Хау играет Восточно-Австралийское течение, которое хотя и значительно слабее Гольфстрима, но также теплое. Пока на основе логических построений мы можем лишь говорить о том, что в сангамоне коралловый риф у о. Лорд-Хау уже существовал. Представляет немаловажный научный интерес вопрос о мощности этой рифовой постройки и возрасте самых нижних слоев известняков, ее слагающих. На этот вопрос можно получить ответ только при бурении на рифе.

ЛИТЕРАТУРА

- Ахметьев М.А. Таинственный остров Лорд-Хау. – Природа, 1972, № 3.
Oliver V.R. The vegetation and flora of Lord Howe Island. – Transact. and Proceed. of N. Zealand Inst., v. XLIX, 1917.
Paramonov S.I. Lord Howe Island. – Pacif. Science, 1963, N 17.
Standard J.C. Geology of the Lord Howe Island. – J. and Proceed. Royal Soc. N.S. Wales, 1963, v. 96.
Van der Linden W. Structural relationships in the Tasman Sea and south-west Pacific ocean. – N. Zealand J. Geol. and Geophys., 1967, v. 10, N 5.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
А.С. Ионин, В.С. Медведев, Ю.А. Павлидис. Типы морфолито- генеза на шельфах Мирового океана	5
Ю.А. Павлидис, Ю.М. Бабаев, А.С. Ионин, Ю.И. Возовик, Н.Н. Дунаев. Особенности полярного морфолитогенеза на шельфе Северо-Востока СССР	33
Ю.И. Возовик. Развитие северного шельфа Евразии в аспекте концепции арктического оледенения	97
Н.А. Айбулатов, Л.И. Говберг, З.Т. Новикова, М.Г. Юрке- вич. Геоморфологические и литологические особенности строения шель- фа северо-восточной части Черного моря в связи с исследованием процессов современного осадконакопления	108
Н.А. Айбулатов, З.Т. Новикова, Э.С. Тримонис. Количес- твенное распределение и состав взвеси на шельфе и верхней части континентального склона северо-восточной части Черного моря	139
М.Г. Барковская. Отложения дельты и авандельты Дуная	156
П.С. Димитров, З.Т. Новикова. Особенности осадконакопления на шельфе Болгарии в четвертичное время	182
В.В. Калининко, В.С. Медведев, Ю.А. Павлидис. Карбонат- ные отложения пляжей тропических островов и особенности их форми- рования	187
А.С. Ионин. Роль хемогенных процессов в рельефообразовании прибрежно-шельфовой зоны тропиков	216
В.С. Медведев, Х.Л. Хуанес. Морфолитодинамические иссле- дования в береговой зоне и на шельфе северного побережья Кубы. . .	229
А.С. Ионин, В.С. Медведев. Морфолитогенетические зоны остров- ных атолловидных рифогенных структур океана	251
П.А. Каплин, О.К. Леонтьев, В.С. Медведев, Л.Г. Никифо- ров. Геоморфология острова Лорд-Хау	260

УДК 551.35

Типы морфолитогенеза на шельфах Мирового океана. Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А. – В кн.: Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки. М.: Наука, 1981.

Обобщены материалы геолого-геоморфологических и палеогеографических исследований шельфов морей и океанов. Обоснованы общие положения теории морфолитогенеза прибрежно-шельфовых зон. Выявлены закономерности географической зональности основных его типов в зависимости как от климатических, так и от азональных факторов.

Ил. 1. Библ. 46 назв. Табл. 1.

УДК 551.35

Особенности полярного морфолитогенеза на шельфе Северо-Востока СССР. Павлидис Ю.А., Бабаев Ю.М., Ионин А.С., Возовик Ю.И., Дунаев Н.Н. – В кн.: Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки. М.: Наука, 1981.

Выявлены особенности полярного типа морфолитогенеза на примере шельфов Чукотского и Берингова морей. Определены основные действующие в этой климатической зоне факторы и процессы рельефа и осадкообразования. Обоснованы общие положения палеогеографии шельфа Северо-Востока СССР в позднечетвертичное время.

Ил. 7. Библ. 98 назв. Табл. 3.

УДК 551.791

Развитие северного шельфа Евразии в аспекте концепции арктического оледенения. Возовик Ю.И. – В кн.: Континентальные и островные шельфы. Рельефы и осадки. М.: Наука, 1981.

Возникновение в северной полярной области трех типов оледенения вытекает из режима радиационных, климатических и океанических процессов и подтверждается палеогеографическими и биологическими данными. Рассматриваются особенности позднплейстоценового развития полярного шельфа.

Ил. 1. Библ. 26 назв.

УДК 551.351

Геоморфологические и литологические особенности строения шельфа северо-восточной части Черного моря в связи с исследованием процессов современного осадконакопления. Айбулатов Н.А., Говберг Л.И., Новикова З.Т., Юркевич М.Г. – В кн.: Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки. М.: Наука, 1981.

На основании оценки роли действующих факторов проанализированы процессы современного осадконакопления и морфолитодинамические особенности северо-восточной части Черного моря.

Ил. 6. Библ. 62 назв. Табл. 3.

УДК 551.463.8

Количественное распределение и состав взвеси на шельфе и в верхней части континентального склона северо-восточной части Черного моря. Айбулатов Н.А., Новикова З.Т., Тримонис Э.С. – В кн.: Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки. М.: Наука, 1981.

Рассматриваются количественное распределение взвешенного твердого вещества и его вещественный состав на шельфе северо-восточной

части Черного моря. Максимум содержания взвеси связан с положением термоклина.

Ил. 3. Библ. 30 назв.

УДК 551.79:551.432.551.35

Отложения дельты и авандельты Дуная. Барковская М.Г. – В кн.: Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки. М.: Наука, 1981.

Статья посвящена литологии русловых отложений Дуная и его дельты и донным осадкам авандельты. Особенности гранулометрического и минералогического состава используются также для решения вопросов палеогеографического характера. Установленные закономерности осадкообразования для системы река – дельта – авандельта на примере Дуная имеют общетеоретическое значение.

Ил. 5. Библ. 35 назв.

УДК 551.351.2

Особенности осадконакопления на шельфе Болгарии в четвертичное время. Димитров П.С., Новикова З.Т. – В кн.: Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки. М.: Наука, 1981.

По материалам изучения геологических разрезов четвертичных отложений в западной части Черного моря на болгарском шельфе выявлены основные типы и фации осадков и прослежено их площадное распределение.

Библ. 7 назв.

УДК 551.351.5

Карбонатные отложения пляжей тропических островов и особенности их формирования, Калинин В.В., Медведев В.С., Павлидис Ю.А. – В кн.: Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки. М.: Наука, 1981.

Органогенно-обломочные карбонатные пляжевые отложения выделены в качестве специфической субаэральной фации среди широкого комплекса прибрежно-морских осадков тропических островов. Показаны особенности состава отложений и выяснены причины отличия карбонатных пляжевых песков и исходных морских осадков.

Библ. 12 назв. Табл. 5.

УДК 551.435

Роль хемогенных процессов в рельефообразовании прибрежно-шельфовой зоны тропиков. Ионин А.С. – В кн.: Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки. М.: Наука, 1981.

Подчеркивается роль и своеобразие проявления хемогенных процессов в морфогенезе на шельфах тропиков, т.е. в консервации скульптурных волновых и золowych аккумулятивных форм рельефа, и наоборот – в разрушении карбонатных пород шельфа в результате растворения.

Библ. 31 назв.

УДК 551.435.3

Морфолитодинамические исследования в береговой зоне и на шельфе северного побережья Кубы. Медведев В.С., Хасе-Луис Хуанес. – В кн.: Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки. М.: Наука, 1981.

Анализируются результаты совместных советско-кубинских исследований, выполненных в течение 1978–1979 гг. в связи с явлениями размыва пляжей курортного района Варадеро.

Ил. 6. Библ. 9 назв. Табл. 1.

УДК 551.438.232

Морфолитогенетические зоны островных атолловидных рифогенных структур океана. Ионин А.С., Медведев В.С. – В кн.: Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки. М.: Наука, 1981.

На примере атолла Хермит (Западная Меланезия) рассмотрены отдельные элементы рельефа сложной полигенетической структурно-скульптурной формы океанского дна. Выделено пять морфолитогенетических зон, в каждой из которых протекают особые, специфические для тропиков взаимосвязанные процессы рельефо- и осадкообразования.

Ил. 1. Библ. 14 назв.

УДК 551.435.3

Геоморфология острова Лорд-Хау. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Медведев В.С., Никифоров Л.Г. – В кн.: Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки. М.: Наука, 1981.

Приведены геолого-геоморфологические данные, полученные авторами в 18 рейсе нис "Дмитрий Менделеев". Анализируется история формирования рельефа острова и его берегов. Составлена геоморфологическая карта острова.

Ил. 3. Библ. 5 назв.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ И ОСТРОВНЫЕ ШЕЛЬФЫ

Рельеф и осадки

Утверждено к печати Институтом океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР

Редактор издательства *Л.Г. Васютинская.* Художник *В.К. Завадовская*
Художественный редактор *Т.И. Алексеева.* Технический редактор *Н.А. Посканная*

ИБ № 21552

Подписано к печати 23.03.81. Т–03070. Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1

Печать офсетная. Усл.печл. 170 + 0,8 вкл. Уч.-издл. 21,9. Тираж 850 экз.

Тип. зак. 2105. Цена 3 р. 30 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Орден Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

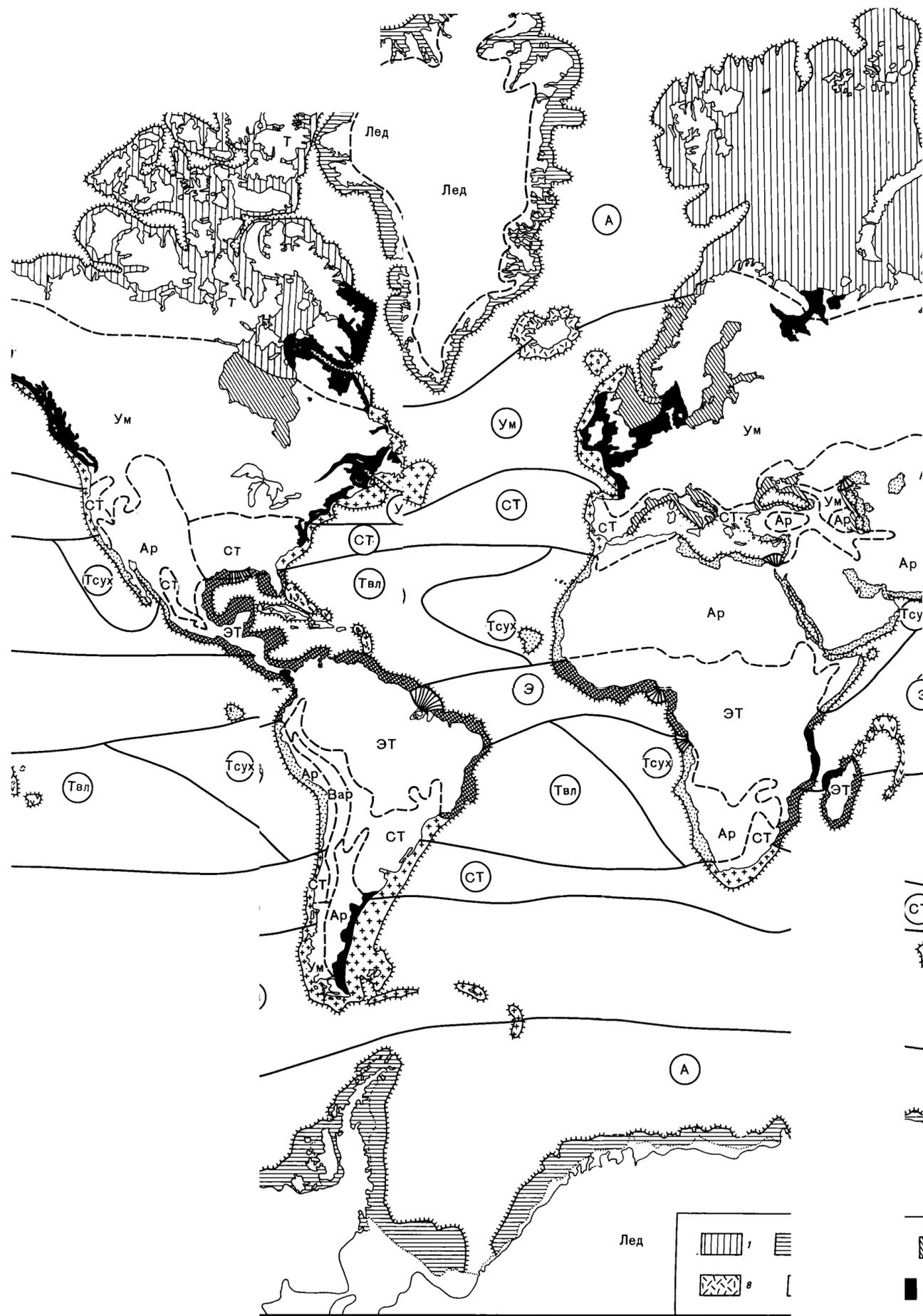
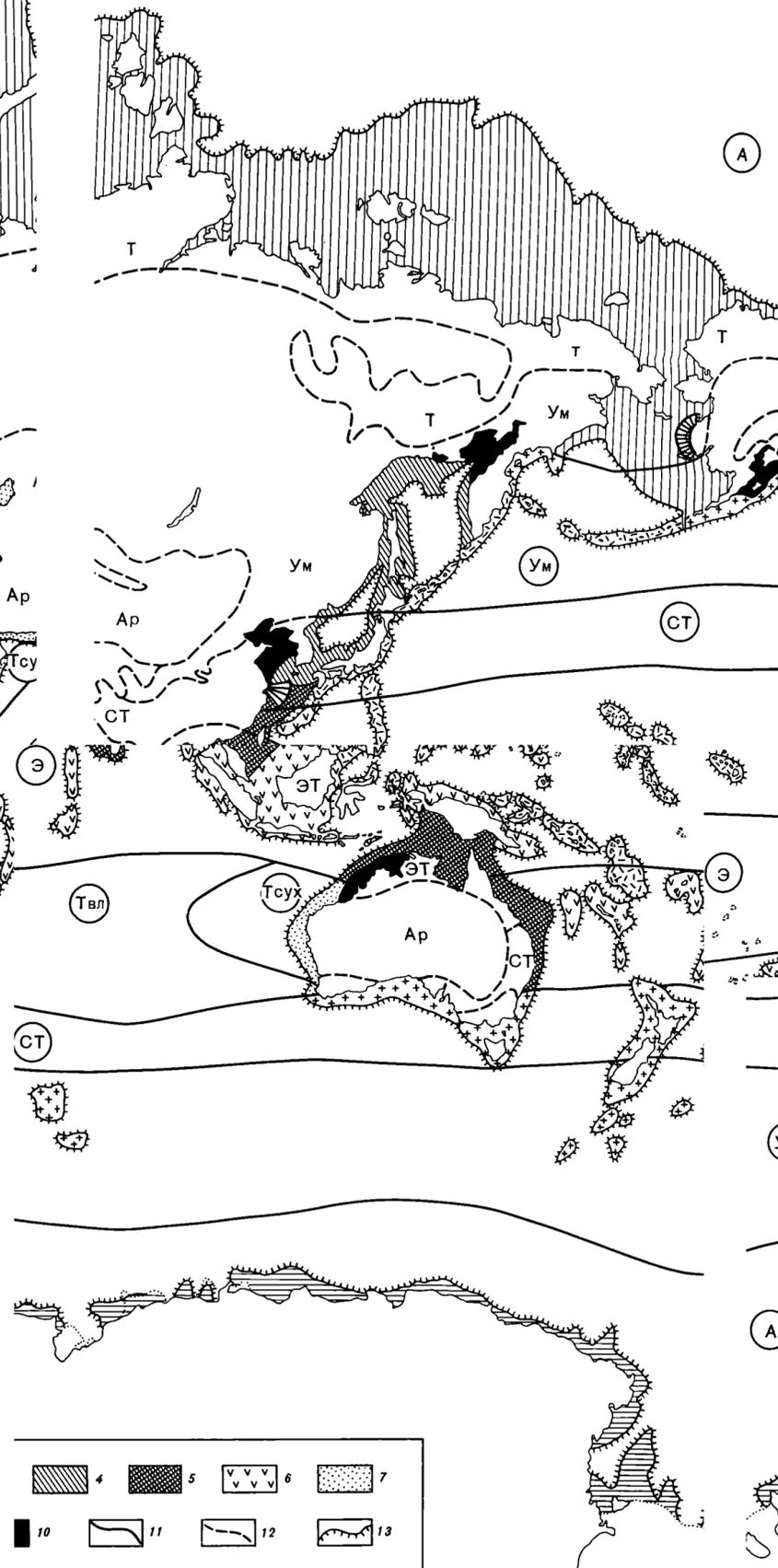
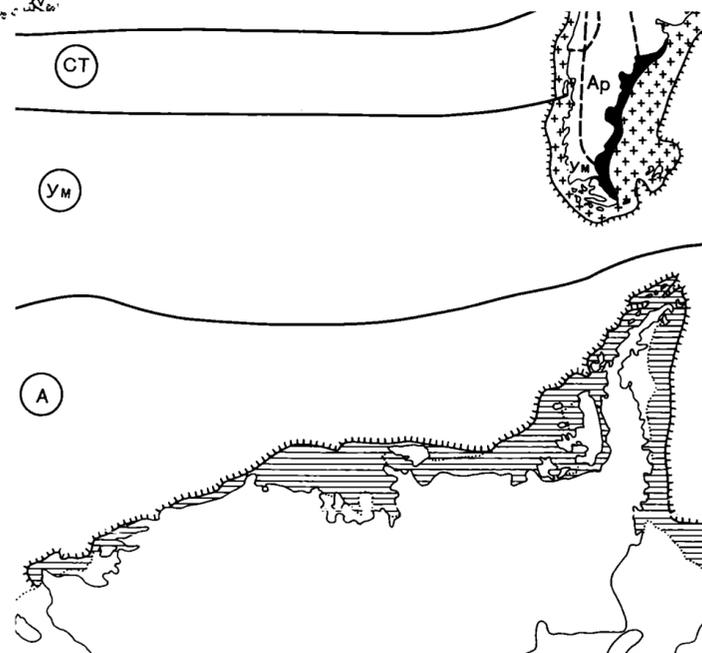


Схема зональности типов морфолитогеографических
 Типы (подтипы) морфолитогеографических: 1 - полярный арктический; 2 - полярный антарктический; 4 - гумидный умеренных широт; 5 - гумидный тропической зоны; 6 - гумидный тропической зоны, океанических островов; 7 - авандельтовский; 10 - приливных и интентов; Лед - ледовая; Т - тундр



Мирового океана
 Географические зоны океана: 1 - полярный арктический; 2 - полярный антарктический; 4 - гумидный умеренных широт; 5 - гумидный тропической зоны; 6 - гумидный тропической зоны, океанических островов; 7 - авандельтовский; 10 - приливных и интентов; Лед - ледовая; Т - тундр



Климатические зоны океана: Ум - умеренная; СТ - субтропическая (тропическая со значительным количеством осадков); Э - экваториальная; 11 - границы между климатическими зонами; 12 - границы между климатическими зонами; 13 - условная граница шельфа

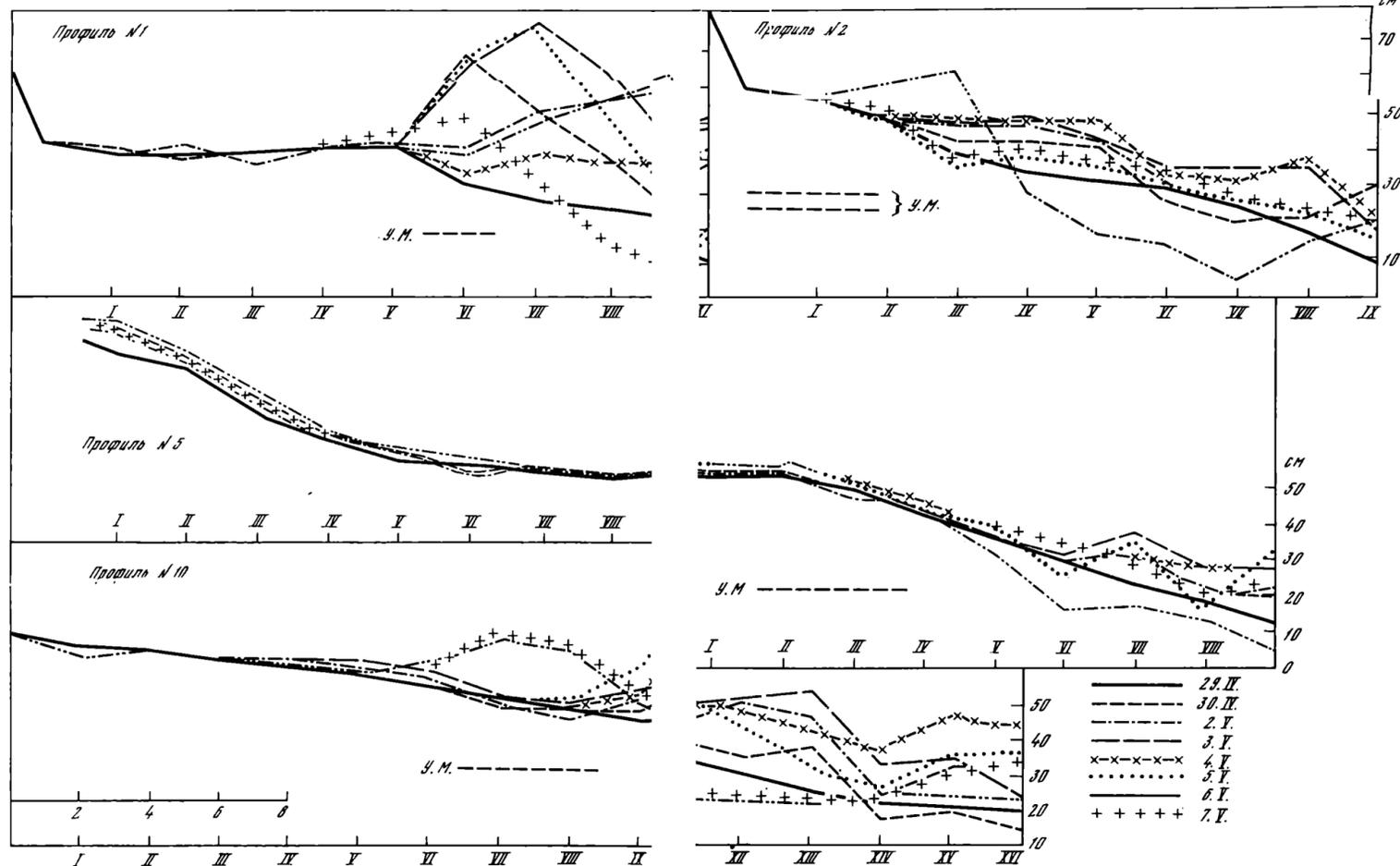
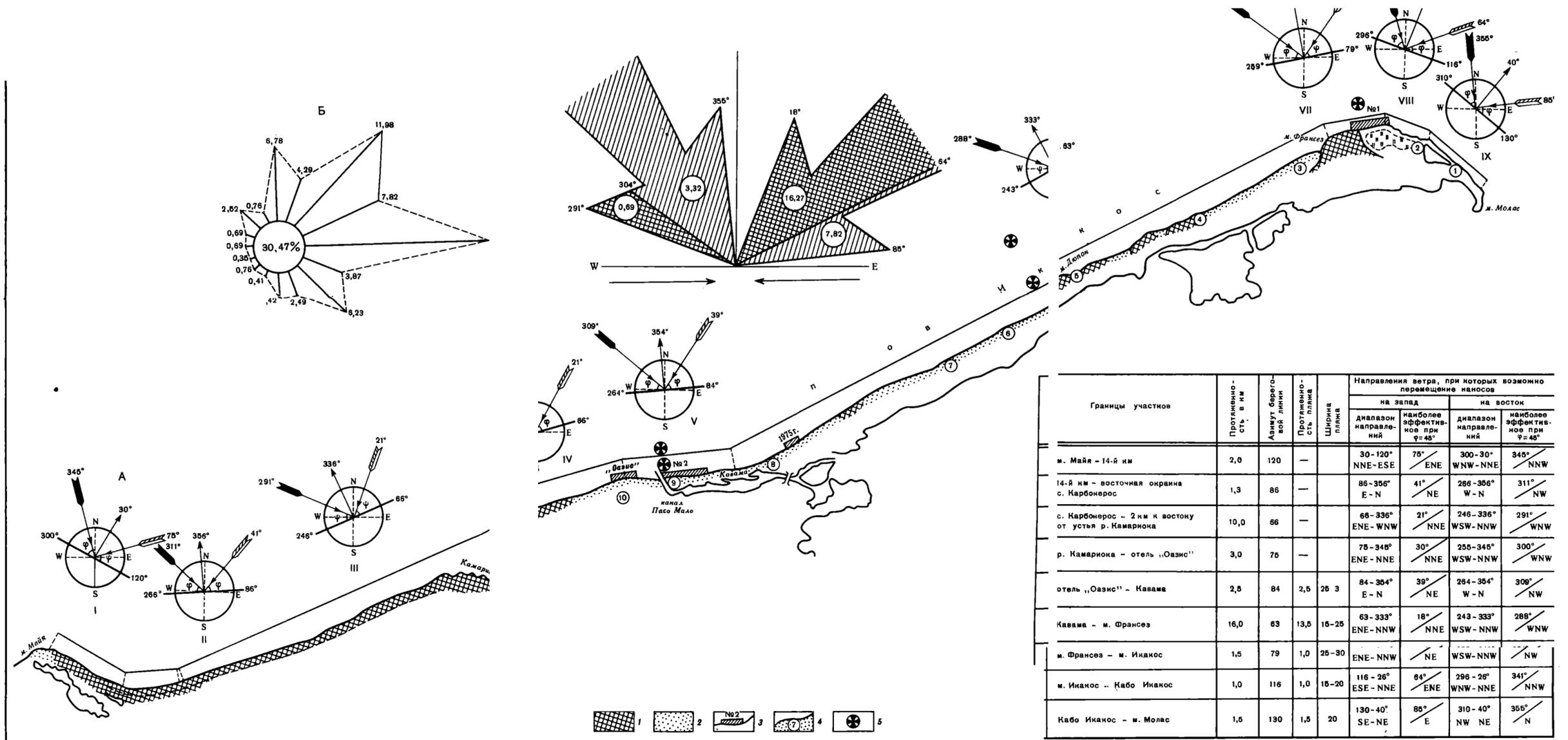


Схема направлений ветра, при которых возможно вдольбереговое перемещение на восточном или западном направлениях для северного побережья п-ова Икакос азимуты расчетных направлений ветра, при которых возможно перемещение для участков берега, обозначенных римскими цифрами. Цифры на концах жирных линий - генерального направления береговой линии для данного участка. Стрелки с опережением азимута, при которых возможно наиболее эффективное перемещение наносов (при $\varphi = 45^\circ$). В - суммарные расчетные азимуты ветров для всего пляжа, при которых возможно перемещение наносов в западном или восточном направлении. Густо заштрихованные сектора показывают пределы расчетных азимут для наиболее эффективного перемещения наносов. Цифры в кружочках - фактические данные по повторным измерениям ветров, расчетных направлений за 1978 год, %. Суша: 1 - участки берега, сложенные известняками и не имеющие пляжа, 2 - участки берега с пляжем, 3 - стационарные стйки, на которых велись детальные комплексные исследования, 4 - положение и профили, по которым проводились ежемесячные нивелировки пляжа и подводного берега, 5 - брались пробы песка

1. Графики изменений профиля пляжа на стационарном участке № 2 за период с 29 мая по 7 мая 1978 г. по данным измерения высоты штырей. Положение штырей обозначены римскими цифрами. Положение № 1, 2, 5 указано на рис. 4. Профиль 10 находится в восточнее профиля 5