

УДК 551.351

Ф.А. ЩЕРБАКОВ

О КРИТЕРИЯХ ВЫДЕЛЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ
МОРСКИХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
МАТЕРИКОВЫХ ОКРАИН

В настоящее время все более насущной становится задача проведения генетического анализа толщ морских отложений, основанного на тех же принципах, что и учение о генетических типах континентальных отложений, т.е. на представлении о способе образования осадка. Как известно, на суше этот способ определяется в большинстве случаев динамическими условиями, динамикой среды осадконакопления. Выявление огромного разнообразия динамических обстановок осадконакопления на дне океанов и морей позволяет говорить не только о необходимости, но и о возможности подробного генетического анализа морских отложений (Фролов, 1968). Наибольшее разнообразие таких обстановок имеет место, естественно, на подводной части материковых окраин, т.е. на шельфе с прибрежной зоной, на материковом склоне и материковом подножии. Эта часть дна океана и ее образования наиболее перспективны для создания системы генетических типов морских отложений. При этом естественно, что наибольшее количество данных накоплено сейчас о тех осадках, которые образуют на материковой окраине покров накопившихся четвертичных, прежде всего позднеплейстоцен-голоценовых (с возрастом примерно до 20 тыс. лет), отложений последней гляциозвстатической трансгрессии.

В предложенной автором классификации, в сжатом виде изображенной на таблице, отложения одного генетического типа рассматриваются как результат действия крупного, ведущего динамического агента (например, течения). Отложения, которые накапливаются под действием какой-либо разновидности такого процесса, образуют фациальный комплекс или группу фаций осадков. Несколько таких групп или комплексов и составляют генетический тип. Наконец, фации рассматриваются как результат реализации данного динамического процесса в конкретных физико-географических (геологических и климатических) условиях, когда возникает осадок определенного вещественного состава, характеризующийся комплексом других литологических признаков, отражающих упомянутые выше условия.

Высшая классификационная единица в предлагаемой классификации — классы генетических типов, которых два: класс динамических типов (главный агент накопления — динамика среды) и класс статических типов (главные агенты — биогенно-бентосные и хемогенно-диагенетические процессы). Далее идут группы генетических типов. Для динамических их две: гидрогенные, или гидродинамические, где главный динамический агент — кинетическая энергия движущейся водной массы, и гравитационные, для которых такой агент — сила тяжести. Далее в классификации идут уже отдельные генетические типы отложений, выделяемые по ведущим динамическим процессам. Ведущие динамические процессы обычно являются главными динамическими агентами осадконакопления в определенных ландшафтно-седиментационных зонах дна, которые одновременно являются и геоморфологическими. В соответствии с этим определенные генетические типы отложений обычно приурочены к соответствующим зонам.

Первым генетическим типом отложений материковой окраины, на котором следует остановиться, являются отложения волнения, или волновые, или волновой аккумуляции, главным динамическим агентом формирования которых являются прежде всего

те колебательные движения воды у дна, которые вызываются деформацией и разрушением волн на любом прибрежном мелководье. Областью формирования таких отложений является, следовательно, зона от начала деформации волн на мелководье до полосы их полного разрушения на урезе. Эта область и должна называться собственно прибрежной ландшафтно-седиментационной и геоморфологической зоной. В зависимости от условий глубина внешнего края такой зоны может изменяться от первых метров в небольших заливах до 20–30 м во внутренних морях типа Черного и до 50 м и более на открытых побережьях океанов. Ширина тоже колеблется в широких пределах — от первых сотен метров до нескольких километров. Волновые отложения образуют здесь широкий спектр всем хорошо известных береговых аккумулятивных форм: кос, пересыпей, баров, береговых морских аккумулятивных террас и тому подобных форм. Эти образования, таким образом, оказываются четко привязанными к одной прибрежной ландшафтно-седиментационной зоне материковой окраины.

Волновые отложения представлены обычно осадками трех фациальных комплексов, четко различающихся по литологическим признакам (Щербаков и др., 1978). Первый из них — пляжевые отложения уже разрушенной волны или так называемого прибойного потока, действующего на приурезовом откосе. Это наиболее грубые и слабосортированные осадки, среди которых на современных пляжах преобладают пески, но широко развиты и различные более грубые галечные и ракушечные образования. Сейчас хорошо известны общие черты этих отложений, обусловленные характером динамики среды накопления, такие, как косая слоистость пляжевого типа, отсутствие частиц размером менее 0,1 мм, максимальная концентрация сверхтяжелых (более 4 г/см³) и изометричных по форме частиц.

Отложения двух других волновых фациальных комплексов формируются ниже уреза, на подводном береговом склоне. Это, во-первых, осадки приурезовой зоны разрушения волн, образующие часто характерные аккумулятивные формы — подводные береговые валы. Среди них резко преобладают средне- и мелкозернистые пески с эпизодически проявленной косой слоистостью и характерной, хотя и небольшой примесью алевритовых (менее 0,1 мм) частиц. Для мономинеральных зерен характерна концентрация среднетяжелых (3–4 г/см³) и менее изометричных по форме частиц, например типа роговых обманок. Осадки третьего фациального комплекса волновых отложений формируются во внешней зоне первичной деформации волн на мелководье, обычно глубже полосы прибрежных подводных валов, и представляют собой чаще всего неслоистые или слабослоистые мелкозернистые, со значительной примесью алеврита или вообще алевритовые, пески, в которых концентрируются максимально легкие и уплотненные минеральные компоненты, например, слюды.

Отложения всех трех волновых фациальных комплексов занимают всегда одно и то же положение в пространстве друг относительно друга. Поэтому в толще любой береговой аккумулятивной формы мы можем наблюдать как бы элементарный ритм, в котором нижний горизонт сложен алевритовыми песками внешней зоны деформации волн, над ними лежит горизонт песков зоны разрушения волн, а венчается такой ритм слоем пляжевых песков, галечников или ракушечников. Каждую из этих отдельных вещественно-генетических разновидностей волновых отложений можно, с моей точки зрения, рассматривать как самостоятельную фазию. Примером такой фазии могут служить пляжевые ракушечники дистальных концов кос Северного Приазовья. В сходных геологических, но резко отличных климатических условиях побережья Кольского полуострова формируется фазия пляжевых аркозовых песков, а на побережье Курьских островов — фазия пляжевых граувакковых песков.

Другим генетическим типом отложений материковой окраины из группы гидрогенных являются отложения течений, т.е. такие, главным динамическим агентом накопления которых выступает поступательное движение водной массы. Наибольшее осадкообразующее значение течения имеют в пределах собственно шельфа. Верхней границей шельфовой ландшафтно-седиментационной зоны является, таким образом, полоса дна, где часто волновые колебательные движения воды у дна перестают быть главным динамическим агентом накопления осадков, и эта роль переходит к другим факторам, прежде всего к течениям. Из них наибольшее осадкообразующее значение имеют так называемые штормовые и приливно-отливные течения (Свифт, 1978). Первые возникают под действием штормовых ветров и главным образом штормового волнения какого-либо господствующего направления, при которых образуется однонаправленный

Классы генетических типов	Динамические		
Группы генетических типов	Гидродинамические		Гравитационные
Генетические типы отложений	Волновые (колебательных движений придонного слоя воды)	Отложения течений (размыва и переотложения при поступательном движении воды)	Подводносклоновые (потоков вещества высокой плотности)
Фациальные комплексы (группы фаций)	1 – пляжевые (прибойного потока выше уреза), 2 – подводного склона: а – приурезовой зоны разрушения волн, б – внешней зоны начальной деформации волн	1 – реликтовые (оставшиеся от размыва), 2 – палимпсестовые (реликтово-переотложенные)	1 – оползневые (например, оползневые брекчи), 2 – отложения нетурбидных высокоплотностных потоков алевролитового, песчаного и более грубого материала

перенос водной массы. Максимальное развитие они получают в условиях частого прихода на шельф длиннопериодных (длиной до 400 м и высотой более 20 м) океанических волн зыби, развивающихся в зонах штормовых средних широт обоих полушарий. Приливные течения также достигают наибольшей силы в мелководной (прибрежной, но неволновой) части океанических шельфов, там, где намечаются различные узкости у входа в эстуарии, проливы и т.п., как это имеет место вокруг Британских островов или вдоль Атлантического побережья Северной Америки (Свифт, 1978). Самое же большое осадкообразующее значение приобретают эти шельфовые течения там, где происходит суммирование штормовой и приливной составляющих, что обычно имеет место в пределах океанических шельфов средних широт, и прежде всего в упомянутых только что районах.

Обычно отложения таких течений формируются за счет размыва и переотложения рыхлых, чаще всего континентальных пород и осадков, слагавших поверхность шельфа перед началом последней гляциозвстатической трансгрессии океанов. Среди них можно выделить две большие группы фаций или два фациальных комплекса. Один из них – это осадки, оставшиеся после размыва на месте, или так называемые реликтовые отложения, образующие, как правило, маломощные плащеобразные, перекрывающие реликты наземного рельефа покровы слабосортированного среднего, а чаще крупнозернистого песчаного, иногда гравийно-галечного или даже валунного материала, как это, например, имеет место на шельфе Юго-Восточной Африки (Fleming, 1981).

Другой фациальный комплекс отложений течений океанического шельфа формируется приливными и штормовыми течениями из вымытого и переотложенного материала. Такие отложения сейчас принято называть палимпсестовыми. Обычно это неплохо сортированные пески, реже крупные алевроиты с отдельными элементами косой или волнистой слоистости, широко распространенные на океанических шельфах средних широт. Они формируют здесь крупные, вытянутые по направлению господствующих течений так называемые штормовые или приливные песчаные гряды длиной до первых десятков километров и шириной в сотни метров при мощности иногда в несколько десятков метров. Характернейшим элементом этих форм являются песчаные волны и различные рифели, осложняющие их поверхность (Field et al., 1981).

Формируемые течениями отложения этих двух фациальных комплексов в различных по физико-географическим условиям и геологическому строению районах океанических шельфов представлены широким спектром фаций. Чаще всего это обломочные терригенные пески центральной части океанических шельфов средних широт, как, например, аркозовые пески штормовых гряд шельфа Новой Англии [Milliman et al.,

	Динамические	Статические		
	Гравитационные	Биохеогенные		
	Нефелоидные (гравитационного осаднения взвеси малой плотности)	Биогенно-бентосные		Хеогенные
	1 — неслоистые, монотонные (массивные), 2 — слоисто-пульсационные (горизонтальнослоистые)	Рифовые (коралловые и водорослевые)	Раковинные (ракушечные и фораминиферовые)	Самосадочные (выпавшие из раствора) Гальмиролитические (преобразование осадков на дне)

1972) или внешней части Белого моря (рис. 1). Фашии реликтовых же песков описываются теми же авторами на шельфе Флориды, где они сложены переотложенными неогеновыми фораминиферами.

С действием некоторых постоянных, сравнительно менее скоростных течений связано формирование так называемых контуритов — осадков третьего фашиального комплекса отложений течений. Как правило, это осадки сравнительно тонкозернистые, чаще алевропелитовые с характерной волнистостной текстурой, образованной линзами и неправильными слоями алеврита в толще ила, они образуются из взвеси, несомой так называемыми контурными течениями — крупномасштабными перемещениями водных масс, возникающих при растекании охлажденных полярных вод по дну океана в сторону экватора. Наибольший наносдвигущий эффект они приобретают у подножий континентальных склонов. При огибании таким течением подножия выступа континентального блока происходит выпадение огромных масс взвешенного и влекомого по дну материала, формирующего гигантские валообразные аккумулятивные формы, типичным примером которых является вал у подножия плато Блейк атлантической материковой окраины Северной Америки, связанный с так называемым Пограничным придонным течением (Флуд, Холлистер, 1978). Более редким явлением представляется образование волнистослоистых алеврито-глинистых контуритов на шельфе. Такой пример можно видеть пока лишь на шельфе Болгарии (Щербатов, 1980), где идущее с севера мощное постоянное циркуляционное течение, проходя мимо сильно выступающих мысов Калиакра и Эмине, формирует к югу от них вал длиной в сотни и шириной в десятки километров (см. рис. 1), а мощностью в несколько десятков метров, сложенный в основном отложениями, возраст которых не превышает 20 тыс. лет.

Рассмотрим теперь два генетических типа отложений из группы гравитационных, главным агентом которых, определяющим способ отложения, является сила тяжести. К одному из них относятся отложения, формируемые потоками осадочного материала высокой плотности. Эти процессы практически целиком связаны с континентальным склоном и его подножием, и поэтому представляется целесообразным называть образуемые ими отложения подводносклоновыми. Среди специалистов намечается в настоящее время тенденция рассматривать их единый ряд фашиальных комплексов подводносклоновых отложений, одним из крайних членов которого являются оползневые образования, формируемые сползшими с крутых уступов склона или бортов долин блоками уплотненных глинистых осадков без нарушения их сплошности (Nardin et al., 1979), когда получают осадки типа оползневых брекчий, как, например, изученные автором

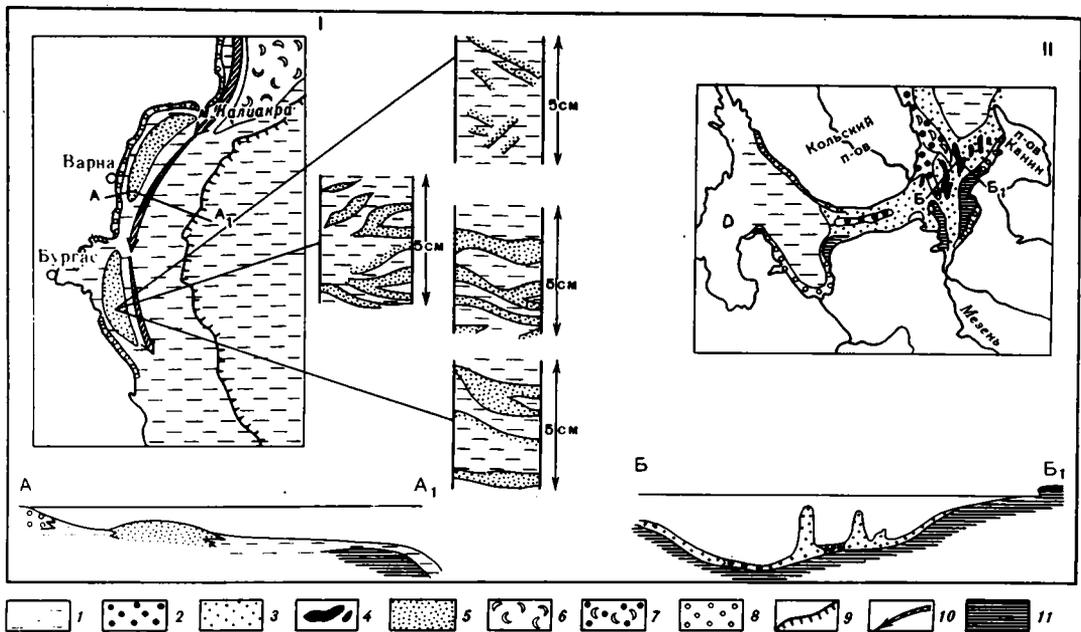


Рис. 1. Генетические типы и фациальные комплексы отложений шельфа Болгарии (I) и Белого моря (II)

Отложения гравитационного осаднения взвеси малой плотности (нефелоидные): 1 — нефелоидные терригенные илы; 2–5 — отложения течений: 2 — реликтовые субаркозовые пески, 3 — палимпсестовые (реликтивно-переотложенные) субаркозовые пески, 4 — приливные гряды, сложенные палимпсестовыми песками, 5 — контуристы (волнистослоистые алевроито-глинистые илы и алевроиты); 6 — биогенно-бентосные отложения — раковинные пески (ракушечники); 7 — смешанные отложения — реликтовые терригенные пески с ракушей; 8 — прибрежные волновые отложения — субаркозовые, кварц-олигомиктовые и раковинные пески (реже галечники); 9 — край шельфа; 10 — направление контурного течения (толщина стрелки отражает изменение взвесенесущей и наносодвижущей способности течения); 11 — доголоценовые отложения

на континентальном подножии Юго-Западного Крыма. Отложения данного фациального комплекса типичны не только для подножий крутых уступов континентального склона, но и для тальвегов подводных каньонов, а также для русел потоков в верхней, прилегающей к устью каньона части глубоководных конусов выноса континентального подножия.

Остальные подводносклоновые процессы представляют собой ряд частично или полностью разжиженных осадков. Они действуют почти исключительно в пределах характерной для континентального подножия и склона системы элементов рельефа: рассекающего склон каньона (канала стока твердого материала) и связанного с ним глубоководного конуса выноса на континентальном подножии. Этот конус и является формой аккумуляции большей части подводносклоновых отложений (Stanley, 1978). В настоящее время принято выделять в пределах конуса выноса три его части: верхнюю (приустьевую по отношению к каньону), среднюю и нижнюю, или периферическую (Nelson et al., 1978). Для верхней и средней частей характерны русла потоков и окаймляющие их прирусловые валы (рис. 2). Здесь накапливаются отложения наиболее высокоплотностных, так называемых обломочных и зерновых потоков, способных нести большое количество песчаного и более грубого материала, формирующего массивные (иногда первые десятки сантиметров), часто неслоистые горизонты песка, песка с галькой, включений гальки в глинистую массу и т.п. Хотя элементы неправильной и косой слоистости в этих образованиях и встречаются, в целом для них характерно отсутствие прежде всего правильной градиционной текстуры, что заставляет рассматривать такие отложения самостоятельно, четко отделяя их от классических турбидитов.

Для внешней, периферической части глубоководного конуса выноса характерно

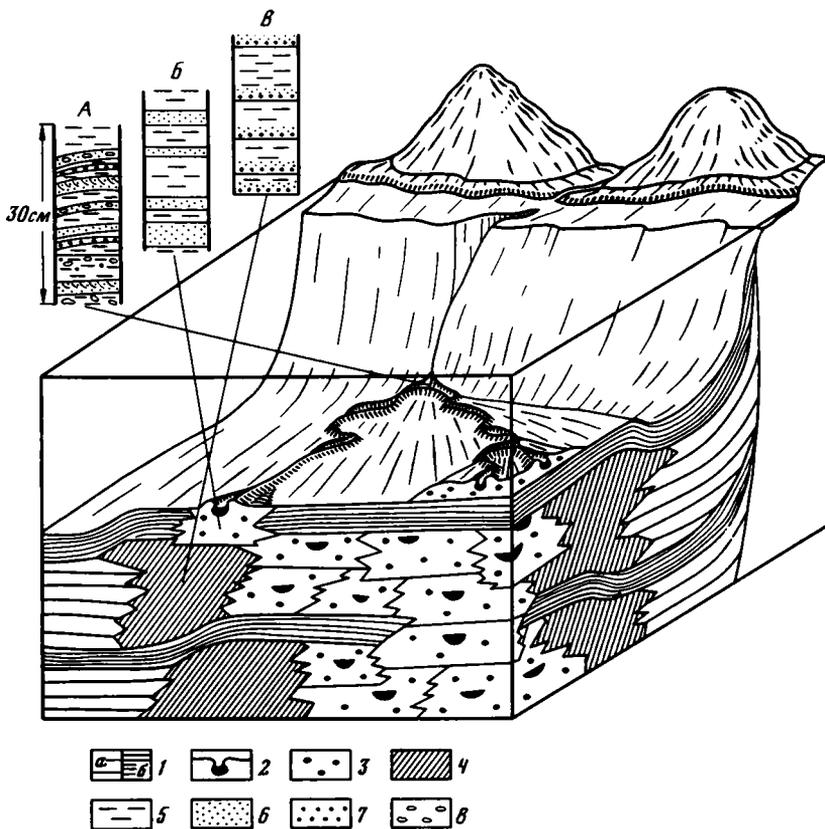


Рис. 2. Схема соотношения отложений различных генетических типов и фациальных комплексов в осадочной толще глубоководного конуса выноса и типичные разрезы осадков внутренней части конуса (А), средней его части (Б) и внешней, периферической зоны (В)

1 — нефелоидные илы гравитационного осаждения взвеси малой плотности (а — мощные терригенные регрессивной фазы, б — относительно маломощные биогенно-терригенные трансгрессивной фазы); 2 — отложения русел высокоплотностных потоков; 3 — отложения прирусловых валов (потоков песка, алевроита и турбидных мутьевых потоков); 4 — отложения мутьевых потоков (классические турбидиты); 5 — алевроито-глинистые илы; 6 — алевроиты и мелкозернистые пески; 7 — крупно-среднезернистые пески; 8 — гравийно-галечный материал

действие потоков наиболее разжиженного пульпообразного материала, которые можно уже в полном смысле назвать мутьевыми или турбидитными. Здесь, в зоне расплывания всех потоков, — область накопления собственно турбидитов, которые в общем представляют собой относительно тонкозернистые образования, в которых преобладает пелитовый, алевроитовый и реже мелкопесчаный материал. Главной отличительной их чертой является наличие четко выраженной градационной текстуры (Nelson et al., 1978).

Так же как и для отложений других генетических типов, мы можем в качестве отдельных фаций подводносклоновых отложений рассматривать осадки определенного состава, формирующиеся в конкретных физико-географических условиях данного конкретного участка континентального склона и подножия. Такой фацией являются, например, вулканогенно-терригенные турбидиты глубоководного конуса Астория и других районов, прилегающих к активной тихоокеанской материковой окраине Северной Америки, или фораминиферово-глинистые турбидиты Аденского залива и сходных участков дна пассивных окраин.

Последним генетическим типом отложений материковой окраины, относимым к классу динамических, который хотелось бы рассмотреть, являются, вероятно, са-

мые распространенные осадочные образования из группы гравитационных, главным агентом накопления которых является процесс гравитационного осаждения материала как терригенного, так и планктоногенного и, вероятно, даже отчасти хемогенного происхождения из водной взвеси малой плотности. Эти, так сказать, "нормально-осадочные" отложения, в литературе принято называть нефелоидными или нефелоидами (Jacobs, 1978), в связи с чем процесс гравитационного осаждения взвеси малой плотности можно было бы именовать нефелоседиментацией. К данному генетическому типу относятся, естественно, наиболее тонкие дисперсные осадки, обычно объединяемые общим названием "илы", однако преобладают среди них илы пелитового состава с той или иной примесью алевритового материала самого разного происхождения. Для отложений этого типа характерна покровная форма залегания, когда они, покрывая дно, сглаживают неровности первичного рельефа, заполняя впадины и нивелируя выступы, или плащеобразная форма, при которой они облекают подстилающий субстрат, образуя в результате всего этого аккумулятивные равнины самых различных типов.

Наибольшим распространением нефелоидные отложения пользуются на материковых подножиях, где покрывают пространства между конусами выноса и межрусловые пространства в пределах самих конусов. Они же формируют наклонные аккумулятивные равнины большинства континентальных склонов, большая часть которых, как известно, ныне покрыта современными и плейстоценовыми осадками именно такого генезиса. На шельфах нефелоидные отложения осаждения взвеси малой плотности наиболее характерны для материковых отмелей внутренних морей (Щербаков, 1979). Большая часть их пространства находится вне зоны действия типичного для таких акваторий чисто ветрового волнения с коротким периодом, которое охватывает лишь верхние 20–30 м надшельфовой водной массы. Так как во внутренних морях слабо развиты циркуляционные и другие постоянные, а также приливно-отливные течения, то средняя и, что особенно отличает их от океанических шельфов, краевая зоны шельфов являются областями сплошной аккумуляции различных нефелоидных илов. На открытых океанских шельфах нефелоидные отложения развиты локально, прежде всего там, где баланс между поступающим осадочным материалом и суммарной гидродинамической активностью водных масс складывается в пользу аккумуляции осадков. Это прежде всего отдельные районы экваториальных шельфов, прилегающие к устью крупнейших рек тропиков (рис. 3). Характерно, что здесь не только огромны массы поступающего материала, но и понижена штормовая волновая активность надшельфовых вод. Такая же ситуация часто складывается на полярных океанских шельфах, куда приносит много ледникового и аллювиального материала и где суммарная гидродинамическая активность водных масс в силу высокой ледовитости большую часть года существенно понижена, как это, например, имеет место на северном шельфе Аляски (Barnes, 1975). На океанических же шельфах штормовых средних широт нефелоидные илы залегают практически только в переуглубленных впадинах и желобах, бывших ранее, как правило, ледниковыми трогами или речными долинами.

Нефелоидные отложения представлены по крайней мере двумя фаціальными комплексами осадков. Первый — это монотонные и слабослоистые или неслоистые образования, формирующиеся в условиях относительно равномерного и чаще всего интенсивного поступления осадочного материала главным образом на шельфах молодых складчатых сооружений внутренних морей, как, например, у Южного Крыма, Кавказа и т.п. Другой фаціальный комплекс — это слоисто-пульсационные отложения, формирующиеся в условиях резко пульсирующего по интенсивности и составу поступления осадочного материала взвеси. Чаще всего это имеет место на платформенных материковых окраинах, а в качестве примера таких осадков можно привести известные тонкослоистые кокколито-сапропелево-глинистые илы Черного моря.

Класс нединамических, или статических, генетических типов отложений представлен прежде всего типом биогенно-бентосных осадков, под которыми подразумеваются осадки, образованные перемещенными остатками скелетов бентосных организмов: фораминифер, раковин моллюсков, кораллов и водорослей. Среди них можно выделить фаціальные комплексы раковинных отложений (фораминиферовых песков и ракушечных банок шельфа) и рифовых образований (как коралловых, так и водорослевых). Среди отложений хемогенного типа можно выделить осадки фаціальных комплексов двух родов: самоосадочные, т.е. выпадающие в придонном (контактовом)

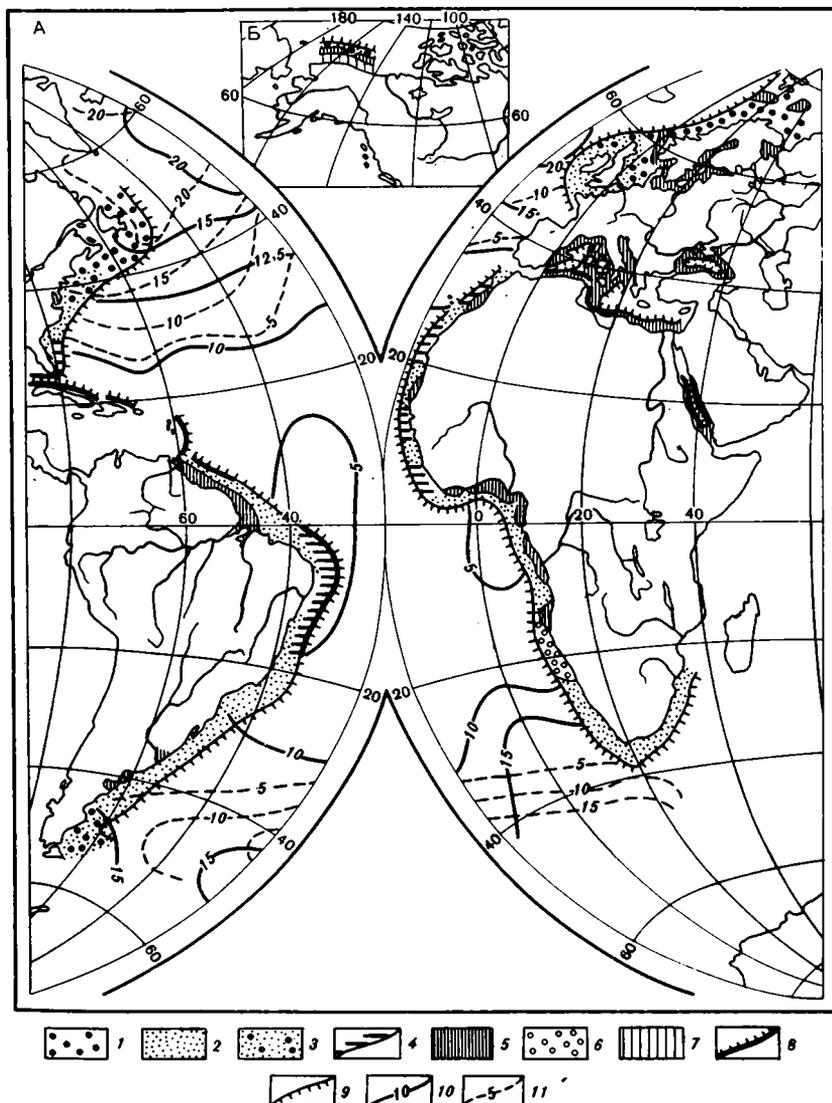


Рис. 3. Распределение основных генетических типов отложений на шельфе Атлантического океана и связанных с ним морей

1-4 — реликтовые и палимпсестовые отложения течений: 1 — первично гляциальные, 2 — первично флювиальные, 3 — первично флювиогляциальные, 4 — первично биогенные карбонатные; 5, 6 — нефелоидные отложения взвеси малой плотности: 5 — терригенные алевроито-глинистые илы, 6 — диатомовые илы; 7 — волновые отложения — терригенные полимиктовые пески; 8 — биогенно-бентосные отложения — кораллово-водорослевые рифы и ракушечные банки; 9 — край шельфа; 10 — изолинии равных максимальных высот волн в зимние месяцы, м; 11 — изолинии равной повторяемости штормов силой 7 баллов и выше (%)

слое воды из раствора, и гальмиролитические, формирующиеся на поверхности дна при химическом взаимодействии верхнего слоя осадков с водной толщей (классический пример — глауконит).

Динамические обстановки осадконакопления материковых окраин во многом зависят от сравнительно малоамплитудных, в пределах 100 м, но резких и быстрых колебаний уровня, прежде всего эвстатического характера. При этом на шельфе континентальные обстановки сменяются морскими, и наоборот. На склоне же и на подножии эти

обстановки также зависят от положения уровня моря по отношению к краю шельфа. Во время регрессий, когда береговая линия находится у края шельфа, все каньоны и даже мелкие желоба действуют как каналы стока твердого материала по склону. Это стимулирует максимальное развитие в регрессивные эпохи плейстоцена подводносклонных отложений на континентальном подножии, где в такие периоды интенсивно идет формирование глубоководных конусов выноса. Среди нефелоидов преобладают терригенные илы.

Во время трансгрессий деятельность всех каналов стока твердого материала по склону в связи с отступанием береговой линии от края шельфа в сторону суши заухает и континентальные подножия вместе со склоном становятся областью более широкого распространения нефелоидных отложений, среди которых к тому же заметно увеличивается роль планктоногенных осадков.

ЛИТЕРАТУРА

- Свифт Д.* Осадкообразование в пределах континентального шельфа. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 1, с. 136—155.
- Флуд Р., Холлистер Ч.* Контролируемый течениями рельеф на континентальной окраине США. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 1, с. 222—231.
- Фролов В.Т.* Опыт выделения и систематики генетических типов морских отложений. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1968, № 6, с. 17—23.
- Щербаков Ф.А.* Особенности седиментогенеза на континентальных окраинах океанов и во внутренних морях. — В кн.: Позднетертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979, с. 3—12.
- Щербаков Ф.А.* Некоторые основные особенности позднечетвертичного развития шельфа Болгарии. — В кн.: Геолого-геофизические исследования болгарского сектора Черного моря. София, 1980, с. 138—144.
- Щербаков Ф.А., Дологов Ю.С., Юркевич М.Г., Рожков Г.Ф.* О механической дифференциации песчаного материала в прибрежной зоне моря. — В кн.: Механическая дифференциация твердого вещества на континенте и шельфе. М.: Наука, 1978, с. 61—72.
- Barnes P.W.* Sedimentary processes on Arctic shelves of the Northern coast of Alaska. — In: The coast and shelf of Beaufort sea. Arct. Inst. on North America press, US, 1975, p. 156—171.
- Field M.S., Nelson C.H., Cocchione D.A., Drake D.E.* Sand waves on an epicontinental shelf: Northern Bering sea. — Mar. Geol., 1981, vol. 42, N 1/4, (Spec. iss.), p. 233—258.
- Fleming B.W.* Factors controlling shelf sediments along the southeast African continental margin. — Mar. Geol., 1981, vol. 42, N 1/4, (Spec. iss.), p. 370—378.
- Jacobs M.B.* Nepheloid sediments and nephelometry. — In: Encyclopedia of sedimentology. 1978, p. 495—497.
- Milliman J.D., Pilkey O.H., Ross D.A.* Sediments of the continental margin of the Eastern United States. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 84, N 5, p. 1315—1334.
- Nardin T.R., Hein F.J., Grosline D.S., Edwards B.D.* A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contacts in slope and base of slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. — Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1979, N 27, p. 61—73.
- Nelson C.H., Normarc W.R., Bouma A.H., Carlson P.R.* Thin-bedded turbidites in modern submarine canyons and fans. — In: Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches. Stroudsburg (Pa), Dowden, Hutchinson and Ross Inc., 1978, p. 177—189.
- Stanley D.J.* Submarine fan (cone) sedimentation. — In: Encyclopedia of sedimentology, 1978, p. 778—786.