

УДК 551.462:551.4.042

О. К. ЛЕОНТЬЕВ

РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ДОННЫХ ТЕЧЕНИЙ В АБИССАЛЬНОЙ ЗОНЕ ОКЕАНА

За последнее десятилетие появляется все больше данных, позволяющих утверждать, что в пределах абиссальной зоны дна Мирового океана важнейшую геоморфологическую деятельность осуществляют плотностные донные течения, производящие огромную работу по переносу осадочного материала и создающие крупнейшие аккумулятивные и эрозионные формы рельефа. Некоторые аккумулятивные образования этого рода начали формироваться еще в конце мела или в самом начале кайнозоя, что указывает на исключительную устойчивость существования и действия этих течений.

До недавнего времени предполагалось, что абиссальный рельеф дна океана имеет преимущественно эндогенное происхождение, так как волновые движения воды и поверхностные океанические течения охватывают лишь незначительную по мощности верхнюю часть водной толщи океана. При этом неоднократно отмечалось (в том числе и автором этих строк), что дно океана контактирует с малоподвижной водной средой, изменчивость физических характеристик которой гораздо меньше, чем у воздушной среды, с которой контактирует поверхность суши. Соответственно и активность экзогенных процессов, действующих на дне океана, оценивалась как весьма незначительная по сравнению с активностью субаэральных внешних факторов — речной эрозии, деятельностью ледников, ветра и т. д. Исключение делалось только для осадконакопления — признавалось, что медленное, но постоянное выпадение на дно океана различного осадочного материала имеет важное значение для формирования рельефа дна преимущественно как фактор выравнивания, действующий путем захоронения ранее существовавших неровностей под толщей осадков. Получивший за последнее десятилетие широкое применение метод непрерывного сейсмического профилирования морского дна (НСП) действительно подтвердил огромную роль осадкообразования и выравнивания донного рельефа, в частности в образовании плоских абиссальных равнин (рис. 1). Последние, однако, занимают менее 10% всей площади океанической абиссалы.

Развитие учения о водных массах Мирового океана и, в частности, представлений о путях формирования донных водных масс, совместно с широким использованием подводного глубоководного фотографирования и разработкой методов непосредственного измерения скоростей движения придонных вод в океане, вместе с данными НСП и глубоководного бурения служат основанием для существенного пересмотра ранее сложившихся представлений о малой подвижности океанских вод в зоне контакта с дном. Ненормально низкие температуры и некоторые другие характеристики этих вод явились основным доказательством того, что донные водные массы формируются за счет опускания и растекания по дну выхолаженных шельфовых вод Антарктики и в меньшей степени также сильно охлажденных арктических вод. Более локальное значение имеет донный сток очень соленых, а потому ненормально высо-



Рис. 1. Абиссальные равнины как результат аккумулятивного выравнивания (западная часть Индийского океана, по данным НСП). Черным цветом показан рельеф коренного ложа, выше его — толща осадков

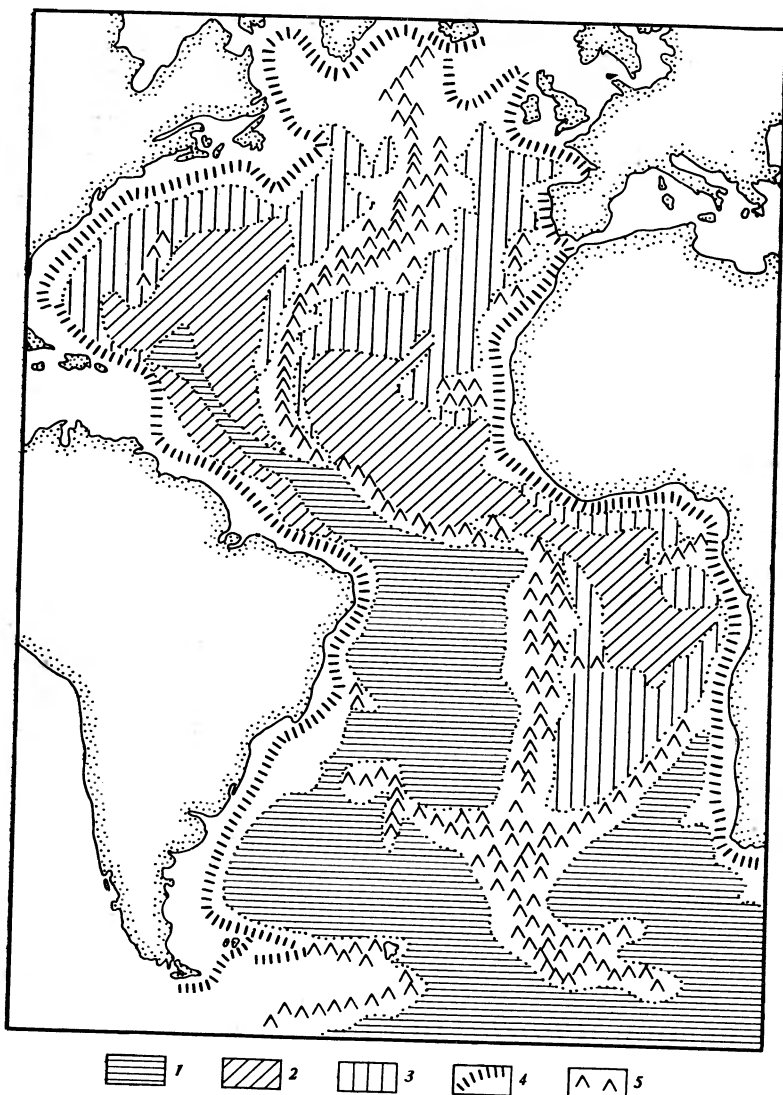


Рис. 2. Схема растекания донных антарктических вод в Атлантическом океане (по Стоммелу, 1957)

1—3 — степень разбавления антарктических вод (обратно пропорциональная густота штриховки); 4 — граница подводной окраины материка; 5 — подводные горы и хребты

кой плотности вод, втекающих в океан из Средиземного, Красного морей, а также из Персидского залива.

Главную роль в процессе формирования донных вод играют антарктические воды. Они в силу повышенной плотности сползают по материковому склону в океанические котловины и растекаются по ним, медленно перемещаясь в сторону экватора, проникают далеко на север от него и формируют придонные водные массы всего Тихого и практически всего

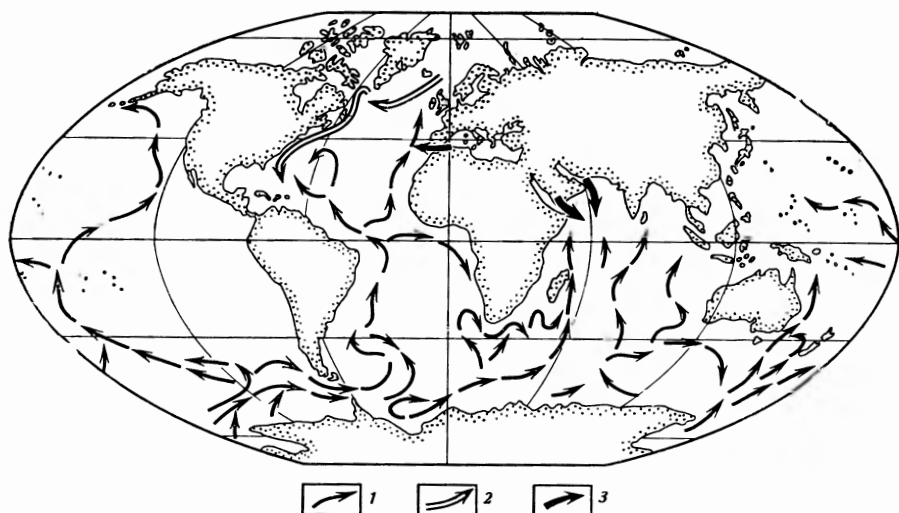


Рис. 3. Схема донных течений в Мировом океане (по Хейзену и Холлистеру с дополнениями и изменениями)

1 — антарктические донные воды; 2 — арктические донные воды (Западное Пограничное течение в Атлантическом океане); 3 — донные течения, обусловленные стоком вод повышенной солености

Индийского океанов, а также большей части Атлантики. На рис. 2 показана общая картина растекания антарктических донных вод по Стоммелу (Stommel, 1957). Надо заметить, что в 1957 г. еще не была известна планетарная система срединно-океанических хребтов, поэтому названному автору представлялось, что для растекания антарктических вод не существует орографических препятствий. Это представление отражено в содержании схемы, приведенной на рис. 2.

В последующие годы было установлено, что на пути донного потока холодных антарктических вод располагаются широтные и субширотные звенья планетарной системы срединно-океанических хребтов. Однако выяснилось, что они также не являются орографическими препятствиями для этих вод, так как срединно-океанические хребты рассечены поперечными трансформными разломами, которые образуют глубокие сквозные проходы, используемые донными водами для стока из приантарктических котловин в другие, лежащие севернее океанические котловины.

Общая картина циркуляции донных течений в Мировом океане приведена на рис. 3, заимствованном из книги Б. Хейзена и Ч. Холлистера (Heezen, Hollister, 1971), с некоторыми изменениями и дополнениями. Как указывает В. Н. Степанов (1974), меридиональные составляющие в движении антарктических донных вод имеют скорость в среднем от 0,1 до 1,0 см/сек, причем в Атлантическом океане хорошо выраженный меридиональный перенос этих вод прослеживается до 20—30° с. ш., в Индийском — до экватора, в Тихом — до северных субтропиков. Как будет показано ниже, конкретные изменения скоростей донных течений дают значения скоростей, которые нередко значительно превосходят приведенные В. Н. Степановым величины.

Рассмотрим несколько таких конкретных примеров. Так, Ле Пишом и его соавторами (Le Pichon et al., 1971 а, б) было изучено донное течение в южной части Аргентинской котловины. Здесь донное Атлантико-Антарктическое течение прорывается через узкий проход в зоне Фолклендского разлома и растекается в обе стороны от этого прохода, но главным образом к западу, образуя здесь западное Фолклендское донное течение (рис. 4). При помощи специального измерителя скоростей донного течения Торндайка были сделаны непосредственные измерения скорости на 10 различных станциях. Эти измерения показали скорости от 5 до 25 см/сек и в среднем составили 13,5 см/сек. По оценке

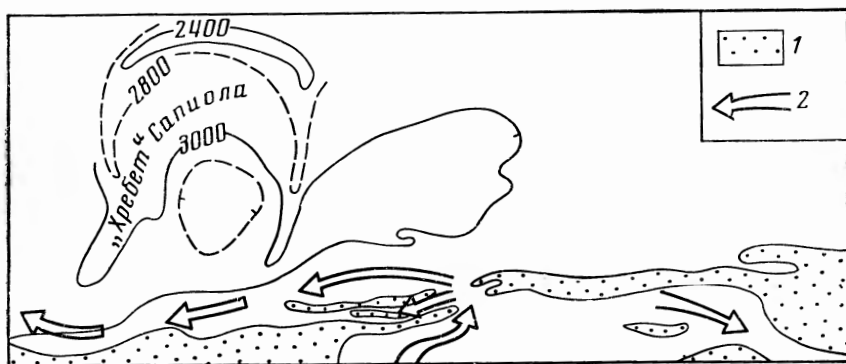


Рис. 4. Антарктико-Атлантическое течение в пределах Фолклендской зоны разломов
1 — Фолклендское плато и хребты зоны разломов; 2 — донное течение. «Хребет» Салиола показан горизонтальными в фатоме (по Ле Пишону и др., 1971б)

Б. Хейзена и Ч. Холлистера (Heezen, Hollister, 1971), сделанной на основе изучения подводных фотографий, скорость Антарктического донного течения южнее моря Скотия составляет 10—30 см/сек. Западное Пограничное донное течение, образующееся вдоль материкового подножия Северной Америки в Атлантическом океане благодаря донному стоку холодных вод из Норвежско-Гренландского бассейна, у северного подножия плато Блейк достигает скорости 12—20 см/сек (Heezen, Hollister, 1971; Emery, Uchupi, 1972). Из течений, образуемых стоком ненормально соленых вод, изучено Лузитанское течение (к западу от Гибралтарского пролива), скорость которого по данным непосредственных измерений достигает 150 см/сек, но эти данные относятся к батимальной зоне (глубины 700—800 м).

Таким образом, видно, что донные течения на абиссальных глубинах могут достигать скоростей, вполне достаточных для переноса алевритового и даже песчаного материала, в отдельных же случаях — для эрозии дна. Уже из этого можно сделать вывод о большой роли рассматриваемого фактора в формировании облика рельефа абиссальной зоны дна Мирового океана.

Для дальнейшего анализа рельефообразующей роли этих течений важно учитывать образование повышенных концентраций взвешенных минеральных и органогенных осадочных частиц непосредственно в придонном слое воды, формирование так называемых нефелоидов. Благодаря образованию нефелоидов постоянные донные течения приобретают значение фактора массовой транспортировки осадочного материала. Подобно волнам и волновым течениям в береговой зоне моря, они создают своеобразные однонаправленные потоки движущегося осадочного материала, который, как это вполне очевидно из аналогии с береговыми потоками наносов, может прекратить движение полностью или частично там, где по тем или иным причинам скорость донного течения понизится до критической величины, т. е. окажется недостаточной для перемещения частиц данной крупности и данного объема осадочного материала.

В этом отношении наиболее хорошо изучено Западное Пограничное донное течение (West Boundary bottom current), уже упоминавшееся нами выше. Хейзен и Холлистер, Эмери и Учупи показали, что крупнейшие донные формы рельефа в зоне действия этого течения — так называемые «хребты» Ньюфаундлендский и Блейк-Багамский — в действительности представляют собой гигантские аккумулятивные тела, сложенные осадками, резко отличающимися по структуре, текстуре, составу

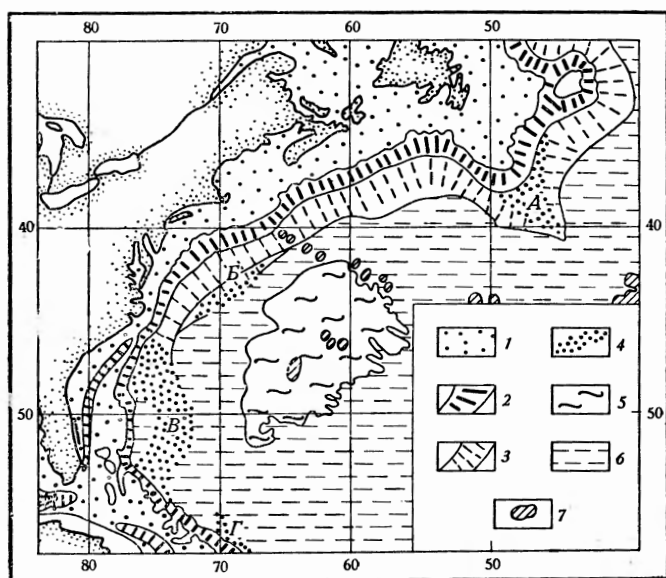


Рис. 5. Гигантские аккумулятивные формы в Северо-Американской котловине

1 — шельф; 2 — материковый склон; 3 — материковое подножие; 4 — гигантские аккумулятивные формы: А — Ньюфаундлендский «хребет», Б — вал Гаттерас, В — Блейк-Багамский «хребет», Г — вал Койкос; 5 — Бермудское поднятие; 6 — абиссальные равнины; 7 — горы

от турбидитов, т. е. осадков мутьевых потоков, обычно широко распространенных в пределах материкового подножия (рис. 5—7).

Ньюфаундлендский «хребет» имеет вид мощной косы, сложенной толщей косослоистых песков, алевроитов и пелитовых осадков (рис. 6), причем данные НСП показывают, что по крайней мере до глубины в 1,5 км от поверхности дна эта толща прослеживается достаточно четко. Вполне очевидно, что осадочная толща столь огромной мощности могла быть сформирована либо в результате очень обильного поступления осадочного материала, либо в результате большой длительности процесса накопления.

Ответ на поставленный вопрос могло бы дать глубоководное бурение, но, к сожалению, на самом Ньюфаундлендском «хребте» «Гломар Челленджер» работ не производил. Однако западнее его, прямо на юго-восток от Нью-Йорка, также в пределах материкового подножия и в сходных условиях седиментационной обстановки была пробурена скважина 11-106, сопоставление разреза которой с сейсмоакустическим разрезом Ньюфаундлендского «хребта» позволяет считать, что на глубине 1,5 км от поверхности дна слагающие его осадки имеют палеоценовый возраст. В среднем, таким образом, скорость накопления осадков, слагающих данную аккумулятивную форму, составляет всего лишь несколько больше 0,02 мм/год, но эта малая скорость аккумуляции сочетается с огромной длительностью процесса, что и привело к образованию столь крупной аккумулятивной формы.

Автор этих строк в одной из предшествовавших работ (Леонтьев, 1975) сделал попытку анализа общих условий образования Ньюфаундлендского «осадочного хребта». В районе «корневого участка» хребта подводная окраина Северо-Американского материка образует выступ, который как бы воспроизводит в гигантских масштабах ситуацию, получившую в береговой геоморфологии наименование «ситуации огибания

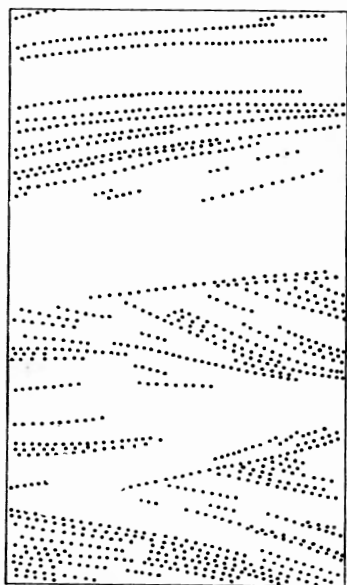


Рис. 6. Косая слоистость осадков, составляющих Ньюфаундлендский «хребет» (по Хейзену и Холлистеру)

Точками показаны слои песка и алевроита

выступа потоком наносов» (Зенкович, 1946). При огибании этого структурного выступа Западное Пограничное донное течение теряет скорость, и материал, переносимый им с севера, здесь на участке снижения скорости аккумулируется. Этот процесс, судя по вероятному палеоценовому возрасту самых нижних горизонтов, отмечаемых на записи НСП, длится не менее 67 млн. лет! Наряду с самим фактом образования столь грандиозной аккумулятивной формы нельзя не поражаться такой длительности, устойчивости существования условий ее формирования. Ведь это обозначает, что Западное Пограничное донное течение функционирует в течение всего этого огромного промежутка времени!

Другая, еще более крупная аккумулятивная форма, генезис которой связан с этим же течением — это Блейк-Багамский «хребет». Рассматриваемая абиссальная аккумулятивная форма представляет собой гигантский дугообразно изогнутый в плане вал, сложенный толщей алевроитов и пелитовых осадков, характеризующейся косой слоистостью. Для внутреннего строения

толщи характерны также образования, получившие название «гигантских знаков ряби», или «гигантских рифелей» — своеобразные песчаные волны с шагом (т. е. расстоянием между ними) в 4—5 км (рис. 7). Такие ритмические образования отмечены также и в толще, составляющей Ньюфаундлендский «хребет». Вал имеет в длину 400 км, ширину 100—200 км, он отходит сначала на юго-восток от северного окончания плато Блейк, а затем меняет свое направление на южное. Наиболее полно описываемая аккумулятивная форма очерчивается изобатой 4800 м, но вся ее северная треть лежит на значительно меньшей глубине (2000—4000 м).

Как это видно из рис. 5, Блейк-Багамский «хребет» отделяет от океана, или вернее от Северо-Американской котловины, глубокую впадину — Блейк-Багамский бассейн, глубина которого достигает у подножия плато Блейк 5260 м. Таким образом, если Ньюфаундлендский хребет может быть уподоблен косе, то Блейк-Багамский «хребет», если использовать терминологию, применяемую в геоморфологии берегов, напоминает дугообразную или скобовидную пересыпь, отделяющую лагуну. Непрерывное сейсмоакустическое профилирование показало, что по крайней мере на глубину 1,5—2 км от поверхности дна Блейк-Багамский «хребет» сложен неконсолидированными осадками. В северной части его «Гломар Челленджер» пробурил три скважины, которые не вышли из миоцена (в самой длинной скважине № 101А — до глубины 661 м). Вся толща отвечает данному выше описанию. На южном окончании «хребта» скважиной № 101А под миоценовыми осадками, мощность которых здесь оказалась всего несколько десятков метров, обнаружены нижнемеловые отложения, представленные, как и вышележащие,

глубоководными осадками. Скважиной были вскрыты также 2 м глаубоводных верхнеюрских (титонских) известняков, резко отличающихся от вышележащих терригенных косослоистых отложений следами подводных оползней и «биотурбаций» (микрорельеф, создаваемый деятельностью организмов).

По-видимому, возраст Блейк-Багамской аккумулятивной формы примерно такой же, что и Ньюфаундлендской. Скорость осадкообразования здесь оказалась равной для миоцена $0,19 \text{ мм/год}$, т. е. довольно высокой. Скважину № 101А нельзя признать представительной, так как

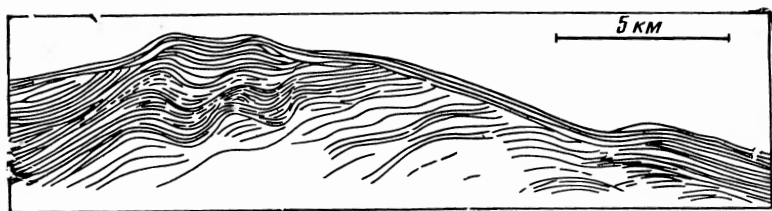


Рис. 7. Разрез Блейк-Багамского «хребта» по НСП (по Хейзену и Холлистеру). Вертикальный масштаб преувеличен по сравнению с горизонтальным примерно в 10 раз. Хорошо видны «гигантские знаки ряби»

она попала на склон эрозионной ложбины и здесь регистрируется большой перерыв в осадконакоплении или длительный размыв.

Крупная аккумулятивная форма, также созданная деятельностью донного течения, описана К. Ле Пишоном и др. (Le Pichon et al., 1971 а, б) в Аргентинской котловине. Как уже упоминалось, в юго-восточную часть этой котловины входит поток антарктических вод. На 36° з. д. этот поток встречает орографическое препятствие в виде узкого хребта-горста — одного из элементов рельефа Фолклендской зоны разломов, оконтуривающих котловину с юга. Течение здесь устремляется в проход, рассекающий хребет и имеющий, по-видимому, также тектоническое происхождение. При выходе из прохода большая часть вод (по Ле Пишону, от 60 до 100 млн. $\text{м}^3/\text{сек}$) устремляется на запад со скоростью в среднем $13,5 \text{ см/сек}$. Течение идет вдоль подножия Фолклендского плато, тонкозернистый осадочный материал (пелит, алевроит) вследствие большой скорости течения отбрасывается им к северу и здесь, попадая в зону относительного затишья, аккумулируется в виде полукольцевого вала — «хребта» Сапиола (см. рис. 4). Данные НСП свидетельствуют о том, что мощность осадков, слагающих этот вал, на участке его гребня достигает 3 км. Сейсмоакустическая запись регистрирует под этой толщей сейсмически прозрачных осадков отражающий горизонт, который Ле Пишоном и его соавторами датируется как верхнемеловой. Таким образом, эта аккумулятивная форма начала формироваться в конце мезозоя и продолжает нарастать и в настоящее время. Как и в рассмотренных ранее аккумулятивных формах Северо-Американской котловины для текстуры толщи, слагающей хребет, характерны волнообразные формы наложения в виде «гигантской ряби», что подчеркивает единство генезиса всех этих аккумулятивных образований.

По-видимому, и в Атлантическом, и в других океанах подобные образования, связанные с транспортирующей и аккумулирующей деятельностью донных течений, не являются исключением. Эмери и Учупи указывают, что аналогичный генезис имеют (также в Северо-Американской котловине) валы Гаттерас и Койкос. Первый из них генетически связан, по-видимому, с разносом Западным Пограничным течением части материала, выносимого мутьевыми потоками к устью каньона Гудсон. Непосредственные причины образования вала Койкос не установлены. Есть указание на существование подобной формы в западной части

Индийского океана. Как отмечает В. Ф. Канаев (Канаев и др., 1975), в южной части Коморской котловины близ подножия материкового склона возвышается небольшой «хребет» Дэви, имеющий меридиональное простираие, длину около 370 км, ширину до 40 км, относительная высота его до 2 км. По данным глубоководного бурения, «хребет» имеет осадочное происхождение и, как и хребет Сапиола, видимо, формировался начиная с мелового времени.

В Тихом океане давно уже известна крупнейшая аккумулятивная форма — так называемый Восточно-Тихоокеанский экваториальный вал (Shor, 1959; Здоровенин, 1967; Удинцев, 1972; Леонтьев, 1975). Он на-

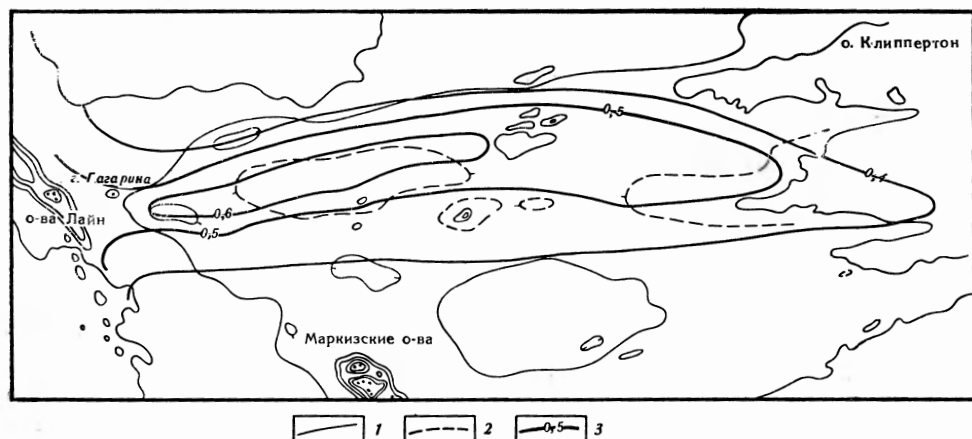


Рис. 8. Восточно-Тихоокеанский экваториальный вал

Изобаты: 1 — основные, 2 — дополнительные, 3 — изопакхты через 0,1 км (по Тектонической карте Тихого океана, 1970)

чинается западнее осевой зоны Восточно-Тихоокеанского срединного хребта между 6 и 12° с. ш. и протягивается вплоть до островов Лайн. Глубоководное бурение показало, что эта аккумулятивная форма сложена толщей карбонатных осадков, причем наиболее глубокие из вскрытых бурением слоев имеют олигоценый возраст. Общая мощность осадков более 500 м. Однако в отличие от ранее описанных форм это донное аккумулятивное образование (рис. 8) сформировано при участии поверхностного Экваториального течения и связано с зоной повышенной биологической продуктивности, приуроченной в Тихом океане, в восточной его части, к полосе апвеллинга, обусловленного дивергенцией экваториальных течений.

Крупнейшие аккумулятивные формы донного рельефа создаются мутьевыми потоками (Shepard, Dill, 1966; Удинцев, 1972; Леонтьев, 1975), но в данной статье мы не ставим своей задачей рассмотрение всех факторов донного рельефообразования, а ограничиваемся лишь обзором данных о наиболее значительных проявлениях аккумулятивной деятельности глубоководных течений, связанных с формированием придонных водных масс. Не меньший интерес представляет также вопрос об эрозионной деятельности этих течений, однако пока на этот счет имеются лишь немногочисленные и отрывочные сведения. Можно лишь в целом заметить, что очень многие подводные фотографии свидетельствуют о широком распространении следов размывающей деятельности донных течений на различных, в том числе и самых больших глубинах.

Распространение относительно грубых осадков на поверхности плато Блейк (пески, илистые пески) истолковывается как результат интенсивного воздействия Гольфстрима на дно в районе этого плато (Кленова, Лавров, 1975). Весьма вероятно, что отклонение Западного Пограничного донного течения в северной части плато Блейк, благодаря которому

сформировался Блейк-Багамский аккумулятивный вал, также связано с воздействием Гольфстрима.

В уже упоминавшейся работе Ле Пишона и др. (1971a) отмечается, что западное Фолклендское донное течение препятствует отложению в зоне его действия пелитового материала и способно эродировать дно. Не исключено, что переуглубленность дна вдоль северного подножия Фолклендского плато связана с эрозией его донным течением. В другой работе тех же авторов (Le Pichon et al., 1971b) дано детальное описание долины Вима, врезающей в дно прохода Риу-Гранди, отделяющей одноименную океаническую возвышенность от подводной окраины материка и соединяющей Аргентинскую и Бразильскую котловины Атлантического океана (рис. 9). Долина имеет длину более 650 км, ширину 3—10 км, глубину врезания до 700 м. Это явно эрозионная форма, причем она не могла быть образована мутьевыми потоками, так как структура осадочной толщи, в которую врезана долина, и выстилающих ее осадков не имеет ничего общего со структурой турбидитов. Западный борт долины пологий, а восточный крутой, что указывает (с учетом силы Кориолиса) на направление выработавшего долину потока с юга на север. По тальвегу долины грунтовыми трубками регистрируются песчаные и даже песчаные осадки (в том числе на глубине более 5 тыс. м), тогда как борта долины сложены пелитовыми осадками.

Образование долины Вима авторы указанной работы связывают с эродирующим воздействием Антарктико-Атлантического донного течения, которое после того, как оно миновало Фолклендский проход, растекается вдоль южной, а затем западной окраин Аргентинской котловины и устремляется в проход Риу-Гранди. Эта точка зрения подтверждается и температурными измерениями, которые показали резко пониженные температуры воды в долине по сравнению с донными водами на прилегающих участках дна, и измерениями скорости движения вод, которая в тальвеге долины составила в среднем 25 см/сек. По оценкам Ле Пишона, каждую секунду в Бразильскую котловину через долину Вима поступает около 10 млн. м³ донных антарктических вод.

Специальные нефелометрические измерения показали, что вместе с донными антарктическими водами через долину Вима движется достаточно мощный нефелоидный слой, что, таким образом, указывает на значительную роль Антарктико-Атлантического донного течения не только в поступлении донных вод в Бразильскую котловину, но и в питании Бразильской котловины осадочным материалом за счет выноса нефелоидов из Аргентинской котловины. Этим обстоятельством еще раз подчеркивается большое значение донной циркуляции как для процессов рельефообразования, так и для процессов осадконакопления.

Относительно хорошо изучено эрозионное воздействие Лузитанского течения. По Хейзену и Джонсону (Heezen, Johnson, 1969), при выходе течения из Гибралтарского пролива дно на многих участках до глубин порядка 1000—1200 м лишено наносов и сложено коренными скальными породами (рис. 10). Для рельефа дна этой окраины Атлантического

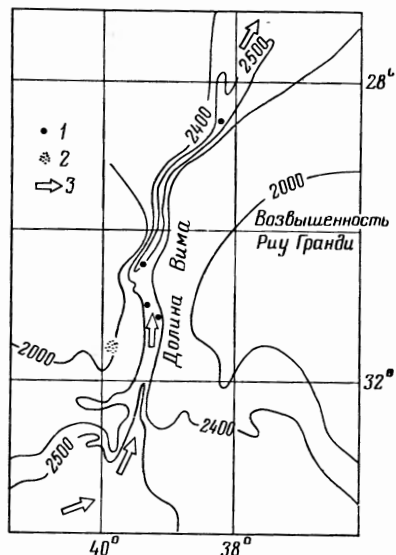


Рис. 9. Долина Вима (проход Риу-Гранди)

1 — конкреции на поверхности дна, 2 — песок, 3 — течение. Изобаты в фатмах (по Ле Пишону и др., 1971б)

океана характерно обилие ложбин, ориентированных веерообразно в сторону открытого океана, что хорошо согласуется с общей картиной растекания плотных соленых средиземноморских вод в океане (Степанов, 1974).

Можно предполагать, что глубокая ложбина, проходящая по оси Оманского залива, также представляет собой результат эрозии дна солеными водами, вытекающими по дну из Персидского залива. По В. Г. Нейману (Канаев и др., 1975), соленые воды Персидского залива и Красного моря образуют Северо-Индийскую глубинную водную массу, которая перемещается к югу и, смешиваясь с поступающими в

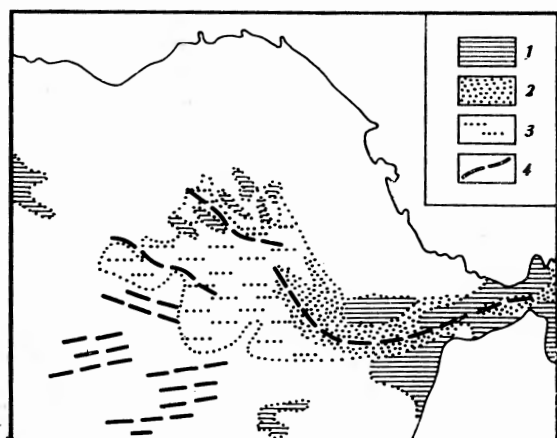


Рис. 10. Эрозионные процессы в зоне действия Лузитанского течения (по Хейзену и Джонсону)

1 — обнаженные коренные породы на дне; 2 — сильно размытое течением дно; 3 — грядовый рельеф; 4 — эрозионные ложбины

северо-западную часть Индийского океана антарктическими донными водами, формирует Северо-Индийскую придонную воду. Эти воды, по-видимому, имеют тенденцию к стоку вдоль подножия материкового склона восточной Африки, так как только с их деятельностью можно увязать формирование упоминавшегося ранее «осадочного хребта» Дэви. По серии подводных фотографий, сделанных на дне Мозамбикской котловины и опубликованных в Геолого-геофизическом атласе Индийского океана (1975), можно сделать вывод о существовании в этом проливе, ближе к основанию материкового склона, донного течения, создающего на пути своего следования крупные знаки ряби даже на глубине 4500—4800 м, причем ориентировка этих знаков указывает на движение с севера на юг. Обнаженные выходы коренных пород, зафиксированные на одной из фотографий, сделанных вблизи подножия горы, образующей остров Европа в южной части Мозамбикского пролива, очевидно, связаны с эродирующей деятельностью этого течения. Весьма вероятно, что показанная на карте Хейзена и Тарп (Heezen, Tharp, 1964), а также в атласе Индийского океана долина меридионального простираения в Мозамбикском проливе есть след эрозионной работы этого течения, а не мутьевых потоков, стекающих по каньону Замбези, как это считается. Глубоководное бурение, выполненное в этой долине (скважина № 243, «Гломар Челленджер»), показало, что дно ее сложено неконсолидированным песчаным материалом, что противоречит представлению о долине как результате деятельности мутьевых потоков.

Проблематично происхождение крупнейших абиссальных долин в северо-западной части Атлантического океана и в северо-восточном углу Тихого океана (рис. 11). Первая из них была установлена еще во время работ, получивших свое обобщение в известной монографии Хейзена, Тарп и Юинга (1962). Длина ее более 3 тыс. км., а глубина вреза почти на всем протяжении превосходит 200—400 м. Борта долины окаймлены мощными валами, имеющими относительную высоту до 100 м. Ширина долины от 2 до 8 км. Обычно эта долина рассматривается

как результат деятельности мутьевых потоков, зарождающихся в полярных водах района Канадского архипелага. В северо-восточной части Тихого океана выявлена целая система абиссальных долин, протяженностью 1000—1500 км каждая. Эти долины прорезают поверхность плоских абиссальных равнин — Аляскинской, Алеутской, Тафт (Chase et al., 1971). Поскольку последние связаны своим происхождением с массовым приносом терригенного материала мутьевыми потоками, то вполне возможно, что и долины являются результатом эрозивной деятельности мутьевых потоков. По веерообразному рисунку планового расположения этих долин названные выше абиссальные равнины могут рассматривать-

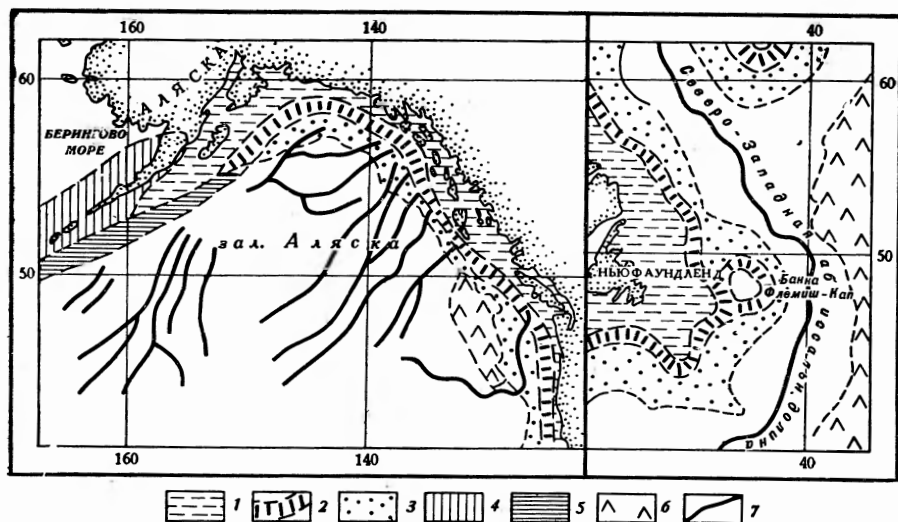


Рис. 11. Абиссальные долины северо-восточной части Тихого океана (слева) и Северо-Западная Атлантическая абиссальная долина

1 — шельф; 2 — материковый склон; 3 — материковое подножие; 4 — островная дуга; 5 — глубоководный желоб; 6 — горный рельеф; 7 — абиссальные долины. Ложе океана оставлено незаштрихованным (по карте Chase et al., 1971)

ся как гигантские и сильно уплощенные конусы выноса мутьевых потоков — аналоги крупнейших конусов выноса Ганга и Инда, которые также далеко выдвинуты в пределы ложа океана, тогда как обычно такие конусы ограничены в своем распространении материковым подножием. Однако конусы Инда и Ганга формируются в условиях самого обильного на Земле приноса терригенного материала в океан (Лисицын, 1974), тогда как для Северо-Западной Атлантической абиссальной долины¹ и для абиссальных долин северо-востока Тихого океана остается загадкой вопрос об источниках столь мощного поступления материала. Оставляя этот вопрос открытым, мы, однако, должны констатировать, что эти абиссальные долины² являются пока крупнейшими формами, свидетельствующими об огромной по масштабам эрозивной деятельности донных течений в абиссальной зоне Мирового океана. По-видимому, однозначно истолковывать их генезис в том смысле, что они созданы только мутьевыми потоками или донными течениями иного происхождения, еще рано.

Итак, обзор некоторых результатов транспортирующей деятельности донных течений, их аккумулятивной и эрозивной работы убеждает нас

¹ Эта долинная форма обычно именуется Атлантическим срединным подводным каньоном, что неверно, так как с подводными каньонами она имеет мало общего. Предлагаемое здесь наименование нам кажется более правильным.

² В англоязычной литературе описываемые образования именуются «channels», т. е. «каналы», «русла». Мы предлагаем именовать их «абиссальные долины», так как этот термин, по нашему мнению, удачно передает как морфологию и генезис этих образований, так и их приуроченность к абиссальной зоне океана.

в том, что на огромных пространствах дна океана энергично действует мощный экзогенный фактор рельефообразования, который до сих пор совершенно не принимался во внимание в общих схемах экзогенезиса рельефа нашей планеты. В самом деле, мы даже не знаем, как называть этот фактор, а сведения, которые имеются о его деятельности, хотя и сенсационны, но весьма неполны и отрывочны.

Необходимо обратить внимание на то, что здесь кратко рассматривались преимущественно примеры результатов деятельности донных течений, связанных с формированием придонных водных масс, и лишь в некоторой степени — суспензионных течений (мутевых потоков) и поверхностной циркуляции, причем исключительно в рамках абиссальной зоны океана. Но течения играют не меньшую роль и в формировании рельефа дна, и в переносе осадочного материала также в батимальной и шельфовой зонах. В частности, о деятельности суспензионных потоков, главным образом в связи с рассмотрением проблемы подводных каньонов, имеется обширная современная литература (Шепард и Дилл, 1972, русск. изд.; Леонтьев, Сафьянов, 1973; «Submarine Canyons and Deep Sea Fans», 1976 и множество других — здесь названы только монографические работы). О работе течений в пределах шельфа имеются обзоры В. В. Лонгинова (1973), А. Страйда (1967), М. Добсона и др. (Dobson et al., 1971), Свифта и др. (Swift et al., 1973).

Таким образом, речь идет о целой группе экзогенных факторов, едва ли не самой распространенной, если иметь в виду площадь их действия, — различных морских течений, в том числе донных, производящих огромную морфодинамическую и литодинамическую работу, группе, до самого последнего времени полностью выпавшей из поля зрения геоморфологов. Формы, образуемые морскими течениями, наиболее правильно было бы называть флювиальными, однако этот термин уже «занят» — им, как известно, обозначаются формы, созданные различными потоками на суше. Автор статьи недавно предложил называть такие формы торрентогенными (от англ. torrent — «поток»). Возможны, конечно, и другие предложения.

До сих пор главное внимание в морской геоморфологии, если не считать геоморфологии берегов, уделялось проблеме связей форм донного рельефа с геологической структурой земной коры, т. е. структурной геоморфологии. Современный уровень изученности рельефа дна морей и океанов позволяет перейти к более сложной задаче — анализу деятельности экзогенных факторов рельефообразования. В связи с этим перед геоморфологами моря открывается обширное и практически нетронутое поле исследовательской деятельности.

ЛИТЕРАТУРА

- Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М., АН СССР и ГУГК, 1975.
Здоровенин В. В. Сейсмические исследования в центральной части Тихого океана в 34-м рейсе н/с «Витязь». «Океанология», т. VII, вып. 5, 1967.
Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов. М., «Мор. трансп.», 1946.
Канаев В. Ф., Нейман В. Г., Парин Н. В. Индийский океан. М., «Мысль», 1975.
Кленова М. В., Лавров В. М. Геология Атлантического океана. М., «Наука», 1975.
Леонтьев О. К. О гигантских аккумулятивных формах абиссальных областей дна Мирового океана. «Океанология», т. XV, вып. 6, 1975.
Леонтьев О. К., Сафьянов Г. А. Каньоны под морем. М., «Мысль», 1973.
Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974.
Лонгинов В. В. Очерки литодинамики океана. М., «Наука», 1973.
Степанов В. Н. Мировой океан. Динамика и свойства вод. М., «Знание», 1974.
Страйд А. Х. Периодический и случайный перенос песка в Северном море. «Нефть и море», т. I. М., «Недра», 1967.
Тектоническая карта Тихого океана (под ред. Г. Б. Удинцева и Ю. М. Пушаровского). М., ГУГК, 1970.
Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972.
Хейзен Б., Тарп М., Юинг М. Дно Атлантического океана. М., Изд-во иностр. лит., 1962.

- Шенард Ф., Дилл Р. Подводные морские каньоны. Л., Гидрометеониздат, 1972.
- Chase T. E., Menard H. W., Mammereckx J. Topography of the North Pacific. Univ. of California, 1971.
- Dobson M. R., Evans W. E., James K. H. The sediment on the floor of the southern Irish Sea. «Marine Geology», v. 11, No. 1, 1971.
- Emery K. O., Uchupi E. Western North Atlantic Ocean. Tulsa, U. S. A., 1972.
- Heezen B. C., Hollister Ch. D. The Fate of the Deep. N. Y.—Toronto, 1971.
- Heezen B. C., Johnson G. L. Mediterranean undercurrent and microphysiography west off Gibraltar. «Bull. Inst. Oceanog. Monaco», v. 67, No. 1382, 1969.
- Heezen B. C., Sharp M. Physiographic Diagramm of the Indian Ocean. «Geol. Soc. Amer.», 1964.
- Le Pichon X., Eitrem S. L., Ludwig W. J. Sediment Transport and Distribution in the Argentine Basin. Antarctic Bottom Current Passage through the Falkland Fracture Zone. «Phys. and Chem. Earth», v. 8, 1971a.
- Le Pichon X., Ewing M., Truchan M. Sediment Transport and Distribution in the Argentine Basin. 2. Antarctic Bottom Current Passage into Brazil Basin. «Phys. and Chem. Earth», v. 8, 1971b.
- Shepard F. P., Dill R. F. Submarine Canyons and Other Sea Valleys. Chicago, U. S. A., 1966.
- Shor G. Reflexion studies in the Eastern Equatorial Pacific. «Deep Sea Res.», v. 5, No. 4, 1959.
- Stommel H. A survey of ocean current theory. «Deep Sea Res.», v. 4, 1957.
- Submarine Canyons and Deep Sea Fans. «Benchmark papers of. geol.», v. 24, 1976.
- Swift D. J. P., Duane D. B., McKinney T. F. Ridge and swale topography of the Middle Atlantic Bight, North America: secular response to the Holocene hydraulic regime. «Marine Geology», v. 15, No. 4, 1973.

Московский государственный
университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
4.XI.1976

RELIEF-FORMING ACTIVITY OF BOTTOM CURRENTS IN THE ABYSSAL ZONE OF THE OCEAN

O. K. L E O N T Y E V

S u m m a r y

A great geological work is done by stationary or quasi-stationary oceanic bottom currents connected with processes of bottom water masses forming. The currents' velocity is about a few centimeters to tens centimeters per sec. The currents (Atlantic Western Boundary Undercurrent, for example) transport huge masses of sediments and deposit them where velocities decrease, giant forms thus being built during millions and tens millions years (like those of Newfoundland or Blake-Bahama «ridges»). In case of great velocities the abyssal bottom currents are able to create linear erosional forms, which could be called «abyssal valleys», some of them being of thousands kilometers long. Some of turbidity currents may contribute to their formation. In general the relief-forming activity of ocean currents, bottom currents in particular, deserves a close consideration as it is a most widespread exogenous geomorphic factor.