

66. Герасимов И. П. Овраги и балки (суходолы) степной полосы//Проблемы физической географии. Вып. 15. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. С. 27—44.
67. Докучаев В. В. Способы образования речных долин Европейской России. Спб., 1878. 221 с.
68. Скоморохов А. И. К развитию форм овражно-балочного рельефа//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1981. № 5. С. 114—121.
69. Скоморохов А. И. О двух тенденциях в развитии овражно-балочного рельефа и возможностях противоэрозионной защиты почв//Геоморфология. 1984. № 1. С. 103—111.
70. Герасимов И. П. О движениях почвенно-грунтовых масс на склонах//Почвоведение. 1941. № 7—8. С. 74—85.
71. Гайворон Т. Д. Стадии развития овражно-балочных форм и их связь с этапами земледельческого освоения//Геоморфология. 1985. № 4. С. 66—70.
72. Серебрянная Т. А. Об интенсивности позднеголоценового склонового сноса на Среднерусской возвышенности//Геоморфология. 1976. № 1. С. 94—98.

Институт географии
АН СССР

Поступила в редакцию
20.XI 1987

GEOMORPHOLOGICAL AND PALEOGEOGRAPHIC ASPECTS OF THE SOIL EROSION PROBLEM

TIMOFEEV D. A.

Summary

Soil erosion is an active geomorphic process and requires a close attention of geomorphologists who investigate into present-day relief-forming processes and into the history of the relief's evolution. Spatial differences and changes in time can be traces in the erosion and deposition on slopes both unchanged and changed by the man's activity. Morphological structure of the slope's surface, form, quantity and character of elementary units the slope consists of are also of importance. Soil erosion brings about the deposition of deluvium. Studies of the deluvium of the past epochs require a knowledge of erosion processes, especially that of soil erosion types, rates and factors. Under natural conditions the slope wash and associated deposition are restricted to dry steppes and semideserts. Human activity enlarged the scope of the process which became now azonal. In the course of the Pleistocene there were some epochs of active soil erosion and deluvial deposition similar to the present — man-induced — conditions in the processes rate and spatial scope.

УДК 551.4.013

ДЕВДАРИАНИ А. С., АКВИС Т. М.

ЭВОЛЮЦИЯ РЕЛЬЕФА ДНА ОКЕАНОВ АТЛАНТИЧЕСКОГО ТИПА И ЕЕ МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Предметом исследования является эволюция рельефа поперечного профиля дна океана атлантического типа на уровне генерализации, отвечающем выделению крупнейших форм рельефа: срединно-океанического хребта с его гребневой линией и склонами, или флангами, абиссальной равнины и континентальной террасы, образуемой шельфом и континентальным склоном. Методом исследования служит математическое моделирование. Предпосылкой к применению этого метода является достаточная изученность механизма процессов, участвующих в эволюции дна океанов, вплоть до математического описания погружения океанической литосферной плиты, переноса и накопления обломочного материала, гравитационного уплотнения и изостатического погружения осадочной толщи под нагрузкой накапливающихся осадков. В настоящее время математическое моделирование эволюции океанов используют преимущественно для решения обратной задачи, следуя от

настоящего к прошлому, от конечных результатов к их причинам при реконструкциях палеорельефа дна на основании данных о его современном рельефе [1] или о мощностях слоев в разрезах скважин [2, 3]. Решения обратной задачи позволяют сделать конкретные выводы, относящиеся, однако, к частным случаям. Мы решаем прямую задачу, идя от прошлого к настоящему, от причин к следствиям и устанавливая общие закономерности развития рельефа, которые, в частности, могут служить своего рода эталонами при решении обратных задач.

Эндегенные процессы рельефообразования в океане вводятся в модель в соответствии с представлениями теории плит — единственной, которая предоставляет возможность математического описания этих про-

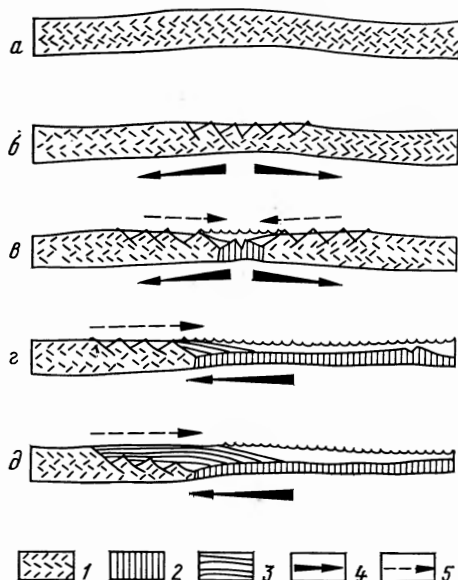


Рис. 1. Концептуальная модель возникновения и эволюции океанов атлантического типа по [4]

а — образование сводового поднятия, б — обрушение замка свода и образование рифтовой впадины, в — зарождение океана, г — формирование срединно-океанического хребта, д — формирование континентальной террасы. 1 — континентальная кора, 2 — океаническая кора, 3 — осадки, 4 — направление движения литосферных плит, 5 — направления переноса обломочного материала

цессов. Предыстория океанов атлантического типа, согласно этой теории, начинается с образования в пределах континентальной литосферной плиты сводового поднятия под напором восходящего тока вещества мантии (рис. 1, а). Растекаясь в обе стороны от оси поднятия, мантийное вещество увлекает за собой плиту. Плита растягивается и утончается, что ведет к обрушению замковой части свода и образованию рифтовой впадины (рис. 1, б). Рифтовая впадина расширяется и углубляется, в нее вторгаются воды океана. В осевой зоне впадины, внедряясь в трещины и застывая в них, вещество мантии образует океаническую кору. К ней в пределах днища впадины примыкает утонченная и переработанная внедрениями магмы континентальная кора, образующая переходную зону к неизменной континентальной коре. Вторжением вод океана и зарождением океанической плиты знаменуется начало истории собственно океана ([4], рис. 1, в). Рельеф, сформировавшийся к этому времени, представляет собой начальное условие для решения поставленной задачи. В модели принимается начальная ширина впадины 200 км, согласно [5], а начальная глубина относительно уровня океана, согласно [6], 0,7 км (рис. 2, а).

Океаническая плита по мере отодвигания от так называемой оси спрединга, где происходит ее наращивание веществом мантии, остывает. Вместе с тем плита утолщается, поскольку вслед за плитой остывает и припаивается к ней подстилающее вещество мантии. Вследствие остывания и увеличения толщины вес плиты возрастает, и она погружается в мантию до установления изостатического равновесия. Благодаря этому глубина океана возрастает с удалением от оси спрединга, и последняя оказывается на гребне срединно-океанического хребта (рис. 1, Г. Д.).

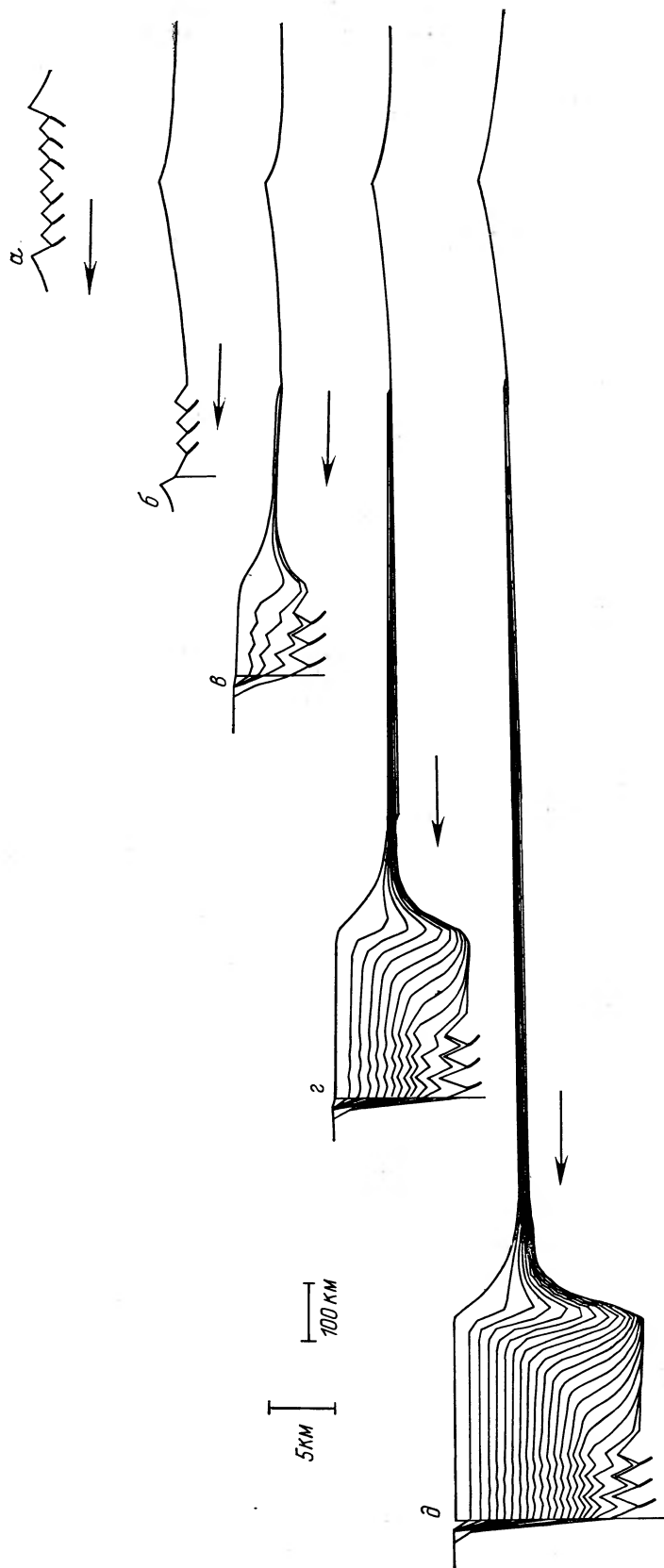


Рис. 2. Эволюция рельефа дна океанов атлантического типа в математической модели
 а — профиль рифтовой впадины в момент зарождения океана (начальное условие), б — профиль дна океана через 20 млн. лет, в течение которых
 снос с суши в океан был пренебрежимо малым, в — д — структура осадочной толщи на материковой окраине через: в —
 40, г — 80, д — 120 млн. лет. Жирными линиями показаны разломы

Исходя из условий остывания, выведена теоретическая зависимость, согласно которой величина погружения океанической плиты убывает пропорционально квадратному корню из времени [7]. Зная скорость раздвижения, можно рассчитать величину погружения в данный момент времени на данном расстоянии от оси спрединга. Результаты теоретических расчетов достаточно хорошо совпадают с действительным распределением глубин при возрасте дна до 70—80 млн. лет. В последующем действительное погружение оказывается меньше расчетного и со временем стремится к постоянной величине; оно определяется эмпирической зависимостью, полученной в [8]. Скорость раздвижения дна океана принята в модели постоянной и равной 5 см/год, так что скорость движения каждой из раздвигающихся плит составляет 2,5 см/год.

Наряду с погружением океанической плиты относительно гребня срединно-океанического хребта происходит погружение дна океана в целом вместе с гребнем хребта [6]. Причины этого погружения пока не ясны. Величина его зависит от ширины океана, т. е. в конечном счете от времени.

Формулы для расчета погружения океанической плиты приведены в приложении, п. 1.

Погружение испытывают также периферические области, образованные корой переходного типа. В их погружении существенную роль играют литрические сбросы, обуславливающие зубчатый рельеф коренного ложа, позволяющий распознать эти области на рис. 1 и 2. В модели принята простейшая кинематическая схема, согласно которой область с переходной корой опускается как единое целое с той же скоростью, с какой погружается примыкающая к ней крайняя точка океанической плиты [9].

Крылья сводового поднятия, сохранившиеся в виде краевых хребтов после обрушения замка свода, первое время препятствуют сносу обломочного материала с суши в новообразовавшийся океан. О том, как быстро нарастает снос по мере разрушения барьера, данных нет. В модели принято, что в течение первых 20 млн. лет снос отсутствует. Такое упрощающее допущение позволяет вместе с тем показать в модели, как формируется рельеф дна океана при отсутствии осадконакопления. На рис. 2, б, изображающем этот случай, можно распознать единственную крупную форму рельефа дна — срединно-океанический хребет.

Со временем на месте уничтоженных денудацией краевых хребтов образуется шельф, через бровку которого начинает выноситься в океан терригенный обломочный материал с континента (рис. 1, в — д). Если не вводить в рассмотрение колебания уровня океана, то можно считать, что шельф достаточно быстро достигает профиля равновесия и его уровень остается неизменным. Большая ширина и малые уклоны шельфов на материковых окраинах атлантического типа позволяют представить шельф в модели в виде полубесконечной прямой.

Начавшееся через 20 млн. лет после образования океана поступление в него обломочного материала предполагается в дальнейшем неизменным по интенсивности. В открытом океане обломочный материал разносится течениями и горизонтальной турбулентной диффузией, постепенно выпадая на дно под действием собственного веса и вертикальной диффузии. С удалением от бровки шельфа интенсивность выпадения обычно убывает. Следует полагать, что количество выпадающего материала пропорционально его содержанию в толще вод океана, т. е. убывание происходит по экспоненциальному закону. При этом с удалением в открытый океан количество выпадающего материала стремится к некоторой малой величине, слагающейся из остатков организмов, продуктов подводного вулканизма, космической пыли и обуславливающей скорость осадконакопления порядка 10 мм/тыс. лет.

Прежде чем осесть на дно, обломочный материал попадает в придонную контактную зону океана. Здесь его перенос продолжается склоновыми процессами; перенос придонными течениями в модели не учитывается. Предполагается, что крутизна материкового склона меньше

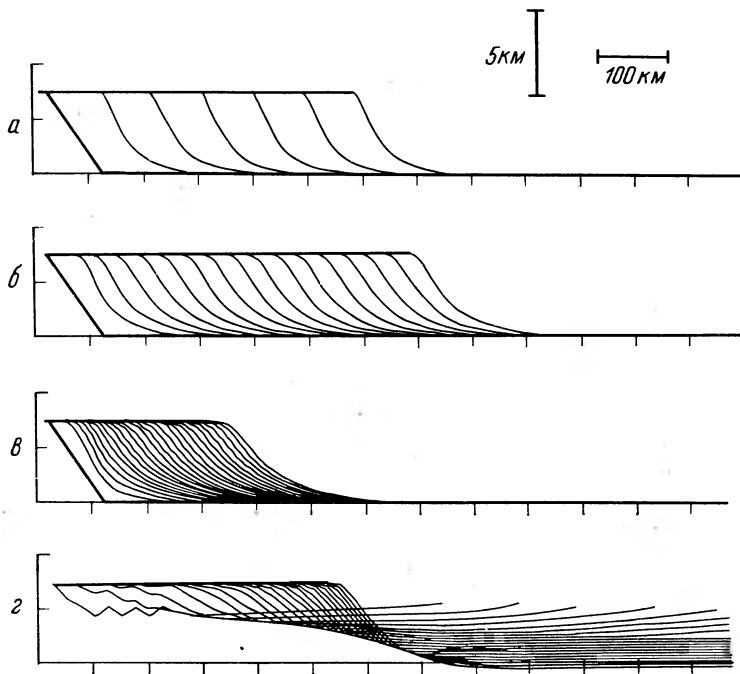


Рис. 3. Выдвигание континентальной террасы на горизонтальное ложе океана вследствие:
а — осадконакопления; *б* — осадконакопления и гравитационного уплотнения; *в* — осадконакопления, гравитационного уплотнения и изостатического погружения; *г* — то же при выдвигании на ложе океана, испытывающее тектоническое погружение. Интервал времени между последовательными профилями 5 млн. лет

предельной по оползневой устойчивости. Поэтому ни оползней, ни оползнево-суспензионных потоков не возникает, подводные каньоны и конусы выноса не образуются. Склон остается нерасчлененным, и склоновый перенос осуществляется гидрогенно-суспензионными потоками, вязкопластическим течением рыхлых водонасыщенных осадков и другими квазиперманентными склоновыми процессами. Такой перенос может быть обобщенно представлен в виде потока обломочного материала с расходом, пропорциональным уклону. Если интенсивность выпадения обломочного материала из основной толщи океана достаточно велика, а начальная крутизна склона достаточно мала, как это принято в настоящей модели, то во все последующее время будет иметь место только осадконакопление, но не снос [10]. Математическая модель осадконакопления приведена в приложении, п. 2, а результаты вычислений иллюстрирует рис. 3, *а*.

Свежевыпавший, рыхлый, водонасыщенный осадок имеет пористость 70% и более. По мере осадконакопления нижние слои уплотняются под нагрузкой вышележащих слоев, и в осадочной толще пористость с глубиной убывает. Установлено, что это убывание имеет экспоненциальный характер. В ходе осадконакопления экспоненциальное изменение пористости будет иметь место, если скорости осадконакопления достаточно малы для того, чтобы гравитационное уплотнение успевало в каждый момент времени полностью завершиться. Рассматриваемые в модели квазиперманентные процессы переноса этому требованию, как правило, удовлетворяют. Там, где нет большой примеси органики, выполняется также условие сохранения при уплотнении объема твердой фазы осадка. Основанная на этих допущениях математическая модель осадконакопления, сопровождающегося гравитационным уплотнением, приведена в приложении, п. 3, и на рис. 3, *б*.

Под нагрузкой накапливающихся осадков происходит также изостатическое погружение осадочной толщи. Для определения размеров этого погружения в модели используется гипотеза Эри, согласно которой погружение в каждой точке происходит под действием нагрузки, приложенной в этой же точке (см. приложение, п. 4, и рис. 3, в).

Профиль материковой окраины, выдвигающейся вследствие осадконакопления, можно представить не только как геометрическую линию дна, но и как вещественную линию, образуемую цепочкой частиц, слагающих дно в данный момент времени. Эти вещественные линии фиксируются в осадочной толще в виде поверхностей напластования на геологических разрезах или в виде преломляющих либо отражающих границ на сейсмических разрезах. Гравитационное уплотнение и изостатическое погружение влекут за собой деформации поверхностей напластования. При расчете деформаций надлежит иметь в виду, что величина изостатического погружения одинакова для всех частиц осадочной толщи на данной вертикали. Величина же гравитационного уплотнения с глубиной возрастает, что влечет за собой сближение поверхностей напластования (см. приложение, п. 5, и рис. 2, в—д). Определение очертаний деформированных поверхностей напластования позволяет, с одной стороны, дополнить исследование эволюции рельефа исследованием формирования структуры осадочной толщи и тем самым проследить развитие морфоструктуры материковых окраин. С другой стороны, это расширяет возможности верификации модели путем сопоставления получаемых результатов не только с рельефом, дна, но и с сейсмическими и геологическими разрезами.

Эволюция рельефа дна океана и морфоструктуры материковых окраин после вступления в действие осадконакопления, гравитационного уплотнения и изостатического погружения осадочной толщи, накладывающихся на погружение океанической литосферной плиты, показана на рис. 2, в — д и 3, г. Достоверность полученных результатов подтверждается прежде всего тем, что в модели образуются те же формы рельефа, что и в реальных океанах: срединно-океанический хребет, абиссальные равнины, континентальные террасы. В геологической структуре материковых окраин в модели, как и в натуре [11, 12 и др.], наблюдается и синклинальная структура изостатического прогиба и разрывные дислокации, представленные в модели разрывом на границе континентальной коры (листрические сбросы введены в модель в числе начальных условий и поэтому не могут служить для верификации).

Результаты математического моделирования можно оценить путем сопоставления не только с натурой, но и с концептуальными моделями, в которых также сохранены определяющие признаки и отброшены второстепенные детали. Воспользуемся в первую очередь концептуальной моделью, воспроизведенной на рис. 1. При общем сходстве рис. 1 и 2 обращают на себя внимание следующие существенные различия.

1. Погружение области с переходным типом коры на рис. 1 вначале отстает от погружения океанической плиты. Эта очень правдоподобная гипотеза требует, однако, для своего математического представления гораздо большего знания предмета, чем принятая в нашей модели гипотеза о равных скоростях погружения областей с переходным и океаническим типами коры.

2. Осадконакопление на рис. 1 начинается одновременно с возникновением океана. Однако, как уже говорилось, нарастание интенсивности поступления обломочного материала в океане не получило пока количественного выражения. Поэтому в математической модели пришлось принять простейшую схему в виде включения источника питания сразу на полную мощность через некоторый промежуток времени, например через 20 млн. лет.

3. На рис. 1 отсутствует синклинальное прогибание слоев осадочной призмы и коренного ложа под континентальной террасой. Это нельзя не признать упущением автора концептуальной модели, поскольку такое прогибание является неизбежным следствием осадконакопления и

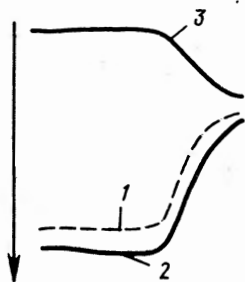


Рис. 4

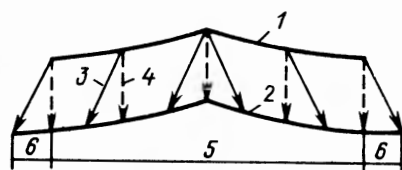


Рис. 5

Рис. 4. Прогиб коренного основания континентальной террасы через 120 млн. лет под нагрузкой
1 — осадочной толщи, 2 — осадочной толщи и океанической плиты, 3 — дно океана

Рис. 5. Кинематика эволюции срединно-океанического хребта
1, 2 — последовательные положения дна океана; 3, 4 — представление о перемещениях дна: 3 — субстанциональным методом в виде перемещений вещественных частиц, составляющих дно, 4 — локальным методом в виде изменения глубин; 5 — область поступательного перемещения, 6 — область расширения хребта

имеет место как в реальных условиях, что уже отмечалось выше, так и в концептуальных моделях строения [13] и эволюции [14] континентальных окраин атлантического типа. В последней модели в отличие от нашей вначале происходит размыв верхней части материкового склона; из [10] следует, что в нашей модели можно было бы получить тот же эффект, придав большую крутизну начальному профилю.

Итак, несмотря на многочисленные упрощающие допущения, которые заставили внести в математическую модель ограниченность современных знаний о процессах, происходящих в океане, результаты расчетов, показанные на рис. 2, достаточно хорошо отображают реальность в той мере, в какой она сейчас известна.

Обсуждение полученных результатов начнем с оценки вклада, который вносит каждый из рассмотренных процессов в формирование континентальной террасы (рис. 3). Оказывается, эволюция рельефа, происходящая вследствие как осадконакопления, так и обусловливаемых им гравитационного уплотнения и изостатического погружения осадочной толщи, имеет существенное общее свойство. В самом деле, многочисленные эксперименты на ЭВМ с различными очертаниями начального профиля показали, что на первых порах выдвигающийся материковый склон (в широком понимании, включающем материковое подножие) сохраняет следы начальной формы. Но они постепенно стираются, и через непродолжительный в геологическом масштабе промежуток времени в 10—20 млн. лет переходный процесс заканчивается. Профиль материкового склона принимает закономерную форму, определяемую параметрами уравнений и не зависящую от начального состояния. Выдвижение материкового склона становится отныне поступательным, а скорость выдвигания — постоянной (рис. 3, а—в). Такое состояние представляет собой, согласно [15], простейший случай автомодельности, и его по примеру регулярного режима эволюции суши [16] будем называть автомодельным режимом. Гравитационное уплотнение и изостатическое погружение, не нарушая автомодельного режима, вызывают возрастание вогнутости автомодельного профиля и убывание скорости его выдвигания.

Автомодельный режим сохраняется лишь при неизменности обстановки, в которой происходит осадконакопление. Погружение океанической плиты вследствие остывания является одним из возмущающих воздействий. Расчеты показывают, что его вклад в погружение материковой окраины составляет порядка 0,1 от величины изостатического погружения под нагрузкой осадочной толщи (рис. 4). Система оказывается достаточно устойчивой, чтобы сохранить при этом режим, близкий к автомодельному по определяющему признаку: материковый склон

выдвигается, как видно на рис. 3а, почти параллельно самому себе. Такой режим можно назвать квазиавтомодельным. Поскольку со временем скорость погружения океанической плиты в области материковой окраины экспоненциально затухает, квазиавтомодельное выдвигание материкового склона все более приближается к автомодельному.

Итак, основной закономерностью эволюции континентальной террасы в модели является поступательное выдвигание, сочетающееся с удлинением материкового склона. Вмешательство других процессов, не учтенных в модели, например контурных течений или оползнево-сuspензионных потоков, может при достаточной их интенсивности полностью изменить картину, вплоть до отступления материкового склона, как это имеет место на атлантической окраине США. Однако в определенных условиях и эти процессы не препятствуют поступательному выдвиганию, пусть прерывистому, как это имеет место при релейном режиме выдвигания [17].

Обратимся к эволюции ложа океана. В настоящее время основное внимание принято сосредоточивать на раздвигании ложа вследствие наращивания коры в осевой зоне срединно-океанического хребта. Такое представление соответствует субстанциальному методу, или методу Лагранжа, заключающемуся в наблюдении за движением вещественных элементов — частиц, образующих дно. Однако тот же самый процесс можно описать и локальным методом, или методом Эйлера, наблюдая за изменением глубин дна [18]. В эйлеровых координатах срединно-океанический хребет испытывает вертикальное нисходящее поступательное перемещение, сочетающееся с удлинением его флангов (рис. 5).

Таким образом, две из крупнейших форм рельефа дна океанов атлантического типа — срединно-океанический хребет и континентальная терраса — развиваются кинематически сходным образом, испытывая поступательные перемещения, сочетающиеся с удлинением склонов. Но эти перемещения происходят во взаимно перпендикулярных направлениях: хребта — в вертикальном, а континентальных террас — в горизонтальном, навстречу движению литосферных плит. Поскольку скорость выдвигания материковых окраин измеряется в мм/год, а скорость раздвигания литосферных плит — в см/год, т. е. на порядок больше, то итоговым процессом является расширение океана. Что же касается перехода от вертикальных перемещений срединно-океанического хребта к горизонтальным перемещениям материкового склона, то он осуществляется в пределах абиссальных равнин в виде эйлерова поступательного перемещения, направленного по диагонали — вниз и в сторону от оси хребта. Если в формировании хребта ведущая роль принадлежит эндогенным процессам, а в формировании материковых террас — экзогенным, то в пределах абиссальных равнин те и другие процессы сбалансированы так, что вогнутость коренного ложа, создаваемая тектоникой, сглаживается осадочным чехлом.

Приложение

Математическое описание модели

1. Тектоническое погружение ложа океана складывается из двух составляющих, описываемых эмпирическими зависимостями.

а. Общее погружение ложа, определяемое величиной погружения гребня срединно-океанического хребта. Приводимый в [6] график зависимости глубины гребня D от ширины океана L достаточно хорошо аппроксимируется кусочно-линейной функцией

$$D(L) = \begin{cases} 700 + 0,6L & \text{при } L \leq 4500 \text{ км,} \\ 3400 & \text{при } L > 4500 \text{ км,} \end{cases} \quad (1)$$

где D измеряется в метрах. Величина погружения $D(t)$ в зависимости от времени t при принятой постоянной скорости раздвигания плит $v = 0,05$ м/год получается подстановкой в (1):

$$L = vt = 0,05t.$$

б. Изостатическое погружение остывающих при раздвигании литосферных плит определяется формулами [8]

$$dt = \begin{cases} 2500 + 350 \sqrt{t} & \text{при } t < 70 \text{ млн. лет,} \\ 6400 - 3200e^{-t/62,8} & \text{при } t > 20 \text{ млн. лет,} \end{cases} \quad (2a)$$

где d измеряется в метрах. При $25 < t < 70$ млн. лет обе формулы дают практически совпадающие результаты.

В формуле (2a) отсчет ведется от гребня хребта, а в формуле (2б) — от предельной глубины океана, причем оба эти уровня предполагаются неизменными. Также неизменной сохраняется, очевидно, разность высот между ними, равная $6400 - 2500 = 3900$ м. Полагая, что та же разность имеет место и при общем погружении ложа, которое описывается выражением (1), суммарное погружение за счет обоих процессов можно представить в виде

$$D(t) = \begin{cases} D(t) + 350 \sqrt{t} & \text{при } t < 70 \text{ млн. лет,} \\ D(t) + 3900 - 3200e^{-t/62,8} & \text{при } t > 20 \text{ млн. лет.} \end{cases} \quad (3)$$

Из (3) следует, что предельная глубина океана при $t \rightarrow \infty$ равна 7250 м, что лишь незначительно превышает значение 7100 м, приводимое в [19].

2. Дифференциальное уравнение эволюции рельефа материковой окраины вследствие осадконакопления, согласно [10] с некоторыми дополнениями, имеет вид

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \alpha^2 \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + qe^{-k(x-\xi(t))} + q_0, \quad (4)$$

где H — ордината дна; x — координата по оси абсцисс; $\xi(t)$ — абсцисса бровки шельфа; $\alpha = 100$ км²/млн. лет — коэффициент, характеризующий интенсивность переноса обломочного материала в придонной контактной зоне; $q = 1,75$ мм/год — количество обломочного материала, выпадающего из основной толщи океана на бровку шельфа, выраженное в толщине слоя осадка; $k = 0,03$ км⁻¹ — коэффициент, характеризующий убывание с удалением в открытый океан количества выпадающего обломочного материала; $q_0 = 10$ мм/тыс. лет — минимальное количество обломочного материала, выпадающего на дно в центральных областях океана. Приведенные числовые значения α^2 , q и k определялись на основании фактических данных с помощью численных экспериментов так, чтобы профиль материкового склона приобретал в автомоделном режиме типичную для реальных профилей вогнутую форму со слабой выпуклостью у бровки, с максимальным уклоном 0,06, отвечающим его среднему значению в природе, при скорости выдвигания 3—5 мм/год, являющейся типичной в природных условиях. Численные эксперименты производились при участии всех процессов, действующих в модели.

Уравнение (4) решается при начальном и граничных условиях:

$$H(x, t) = H_{\text{ш}}; \quad \frac{\partial H}{\partial x} = 0 \quad \text{при } x = \xi(t), \quad (5)$$

$$H(x, t) = H_y - D(t) \quad \text{при } x = vt, \quad (6)$$

$$H(x, 0) = H_0(x), \quad (7)$$

где $H_{\text{ш}}$ — ордината бровки шельфа; H_y — ордината уровня океана, предполагаемого неизменным; $H_0(x)$ — функция, описывающая начальный профиль. Таким образом, получаем краевую задачу: в области $\xi(t) \leq x \leq vt$ требуется отыскать функцию $H(x, t)$, удовлетворяющую уравнению (4), граничным условиям (5) и (6) и начальному условию (7).

Если рассматривать современный океан, пренебечь тектоническими погружениями, аппроксимировать абиссальную равнину, имея в виду ее большую протяженность и малые уклоны, полубесконечной горизонтальной прямой и совместить с ней ось абсцисс (рис. 3, а—в), то граничное условие справа принимает вид

$$H(x, t) \rightarrow 0 \quad \text{при } x \rightarrow \infty.$$

Тогда при достаточно больших t краевая задача имеет асимптотическое автомоделное решение:

$$H(x - ut) = \frac{H_{\text{ш}}}{1 - \frac{u}{\alpha^2}} e^{-k(x-ut)} - \frac{\alpha^2 k}{u} e^{-\frac{u}{\alpha^2}(x-ut)},$$

где $u = q/H_{\text{ш}}k$ — скорость горизонтального выдвигания материкового склона [10].

3. Дифференциальное уравнение эволюции континентальной террасы вследствие осадконакопления, сопровождающего гравитационным уплотнением осадочной толщи, выводится с использованием, как и в [20], экспоненциальной зависимости пористости e от глубины залегания z :

$$e = e_0 e^{-\kappa z}, \quad (8)$$

где $e_0 = 0,7$ — типичное значение пористости свежевыпавшего осадка; $\kappa = 0,4$ — типичное значение коэффициента, характеризующего убывание пористости с глубиной. Поскольку у нас ось ординат направлена вверх, выражение (8) получает вид

$$e = e_0 e^{-\kappa(H-z)}. \quad (9)$$

В столбе осадков с единичной площадью основания и мощностью $H-H_0$, где H_0 — ордината несжимаемого основания, объем твердой фазы составляет

$$\omega = \int_{H_0}^H [1 - \varepsilon(z)] dz.$$

Приращение мощности осадков $(\Delta H)_{oc}$ вследствие осадконакопления за промежуток времени Δt создает дополнительную нагрузку на накопившуюся ранее толщу и вызывает ее уплотнение. Приращение мощности с учетом уплотнения будет $\Delta H < (\Delta H)_{oc}$. А приращение объема твердой фазы составит при этом $(1 - \varepsilon_0)(\Delta H)_{oc}$. Из условия неизменности объема твердой фазы имеем

$$\int_{H_0}^{H+\Delta H} [1 - \varepsilon(z)] dz = \int_{H_0}^H [1 - \varepsilon(z)] dz + (1 - \varepsilon_0)(\Delta H)_{oc}.$$

Раскладывая левую часть в ряд по ΔH , пренебрегая членами выше первого порядка, деля на Δt и переходя к пределу при $t \rightarrow 0$ с учетом (9), получим

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{1 - \varepsilon_0}{1 - \varepsilon_0 e^{-\kappa(H-H_0)}} \left(\frac{\partial H}{\partial t} \right)_{oc}.$$

Имея в виду, что через $\left(\frac{\partial H}{\partial t} \right)_{oc}$ обозначена скорость осадконакопления без гравитационного уплотнения, определяемая уравнением (4), и производя соответствующую подстановку, получаем для скорости осадконакопления, сопровождающегося гравитационным уплотнением, уравнение

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{1 - \varepsilon_0}{1 - \varepsilon_0 e^{-\kappa(H-H_0)}} \left[\alpha^2 \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + q e^{-k(x-\xi(t))} + q_0 \right], \quad (10)$$

решаемое, как и (4), с краевыми условиями (5) — (7).

4. Величина изостатического погружения под нагрузкой осадочной толщи определяется исходя из формулы Эри, записанной в дифференциальной форме

$$\frac{\partial s}{\partial t} = \frac{\rho_S - \rho_W}{\rho_M - \rho_W} \left(\frac{\partial H}{\partial t} \right)_{упл}, \quad (11)$$

где s — величина изостатического погружения; $\rho_S = 1,5$, $\rho_M = 3,3$, $\rho_W = 1,0$ г/см³ — плотности соответственно свежевывавшего осадка, мантии и воды; $\left(\frac{\partial H}{\partial t} \right)_{упл}$ — скорость осадконакопления (сопровожающегося уплотнением), определяемая уравнением (10).

Скорость изменения рельефа дна в результате взаимодействия осадконакопления, гравитационного уплотнения и изостатического погружения равна

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \left(\frac{\partial H}{\partial t} \right)_{упл} - \frac{\partial s}{\partial t}.$$

Подставляя сюда (10) и (11), имеем

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{1 - \varepsilon_0}{1 - \varepsilon_0 e^{-\kappa(H-H_0)}} \left[1 - \frac{\rho_S - \rho_W}{\rho_M - \rho_W} \right] \left[\alpha^2 \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + q e^{-k(x-\xi(t))} + q_0 \right]. \quad (12)$$

Уравнение (12) должно решаться с теми же краевыми условиями (5) — (7), что и уравнения (4) и (10).

5. Очертания поверхности напластования, деформированных при гравитационном уплотнении осадочной толщи, устанавливаются из условия сохранения при деформации объема твердой фазы осадка:

$$\int_{H_0}^H [1 - \varepsilon_0 e^{-\kappa(H-z)}] dz = \int_{H_0}^{\bar{H}} [1 - \varepsilon_0 e^{-\kappa(\bar{H}-z)}] dz.$$

Здесь $H = H(x, t)$ — положение профиля дна в момент времени t ; $\bar{H} = \bar{H}(x, t, \tau)$ — искомое положение того же профиля в момент времени $\tau > t$, когда он, будучи погребен, превратился в поверхность напластования и деформировался вследствие уплотнения подстилающей осадочной толщи за промежуток времени $\tau - t$; $\bar{H} = H(x, \tau)$ — положение профиля дна в момент времени τ . После вычисления интегралов и преобразова-

ний получаем трансцендентное относительно H уравнение

$$\bar{H} = H + \frac{e_0}{\kappa} [e^{-\kappa(\bar{H}-\bar{H})} - e^{-\kappa(\bar{H}-H_0)} + e^{-\kappa(H-H_0)} - 1],$$

из которого ординаты H точек деформированной поверхности напластования можно определить итерационным методом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Савостин Л. А., Волскипина Л. П., Зоненшайн Л. П. Палеобатиметрия океана в позднем мелу//Океанология. 1980. Т. 20. № 5. С. 871—881.
2. Watts A. B., Ryan W. B. F. Flexure of the lithosphere and continental margin basins//Tectonophysics. 1976. V. 36. № 1—3. P. 25—42.
3. Heller P. L., Wentworth C. M., Poag C. W. Episodic post-rift subsidence of the United States Atlantic continental margin//Geol. Soc. Amer. Bull. 1982. V. 93. № 5. P. 379—390.
4. Curray J. R. The IPOD programme on passive continental margins//Phil. Trans. R. Soc. Lond. 1980. V. A294. № 1409. P. 17—30.
5. Le Pichon X., Sibuet J.-C. Passive margins: a model of formation//J. Geoph. Res. 1981. V. 86. № B5. P. 3708—3732.
6. Волокитина Л. П., Савостин Л. А., Зоненшайн Л. П. Зависимость глубины срединно-океанических хребтов от ширины океанов//Докл. АН СССР. 1978. Т. 243. № 4. С. 984—987.
7. Сорохтин О. Г. Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения литосферных плит//Докл. АН СССР. 1973. Т. 208. № 6. С. 1338—1341.
8. Parsons B., Sclater J. G. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age//J. Geophys. Res. 1977. V. 82. № 5. P. 803—827.
9. Буалло Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 156 с.
10. Девдариани А. С., Питовранов С. Е. Некоторые закономерности эволюции материковых окраин атлантического типа по результатам математического моделирования//Океанология. 1981. Т. 21. Вып. 2. С. 323—328.
11. Шеридан Р. Атлантическая континентальная окраина Северной Америки//Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1978. С. 82—101.
12. Tucholke B. E., Houtz R. E., Ludwig W. S. Sediment thickness and depth to basement in Western North Atlantic Ocean Basin//AAPG Bull. 1982. V. 66. № 9. P. 1384—1395.
13. Зейбольд Е., Бергер В. Дно океана. М.: Мир, 1984. 320 с.
14. Dietz R. S. Geomorphic evolution of continental terrace (continental shelf and slope)//AAPG Bull. 1952. V. 36. № 9. P. 1802—1814.
15. Баренблатт Г. И. Подобие, автоматодельность, промежуточная асимптотика. Л.: Гидрометеониздат, 1978. 208 с.
16. Девдариани А. С. Математический анализ в геоморфологии. М.: Недра. 1967. 155 с.
17. Девдариани А. С., Аквис Т. М. Уравнение твердого расхода оползнево-суспензионного потока в деформируемом русле//Водные ресурсы. 1984. № 1. С. 40—46.
18. Девдариани А. С. Измерение перемещений земной поверхности. М.: Наука, 1964. 247 с.
19. Ле Пичон Кс., Франшито Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир. 1977. 288 с.
20. Angervine C. L., Turcotte D. L. Thermal subsidence and compaction in sedimentary basins: application to Baltimore Canyon Trough//AAPG Bull. 1981. V. 65. № 2. P. 219—225.

Институт океанологии
АН СССР

Поступила в редакцию
15.XI.1986

EVOLUTION OF BOTTOM TOPOGRAPHY IN OCEANS OF THE ATLANTIC TYPE: A MATHEMATICAL MODEL

DEVDAIANI A. S., AKIVIS T. M.

Summary

The ocean floor spreading and the subsidence of cooling oceanic plate, the transport and settling down of terrigenous sediments, the transport along the continental slope, consolidation and isostatic subsidence of sedimentary layers are considered. Profiles of the ocean floor and the structure of sedimentary mantle at the successive moments of geological time are obtained by means of mathematical modelling. The role of progressive motions proved to be leading in the evolution of the largest forms of the ocean bottom relief. There are three types of motions, namely vertical (subsidence) at mid-oceanic ridges, horizontal (moving apart) at continental terraces and diagonal motions (down and apart from the ridge axis) within abyssal plains. Progressive motions combine with expansion of landforms.