

УДК 551.41/42

© 1993 г. Д. В. БОРИСЕВИЧ

ВЗАИМОЗАВИСИМОСТЬ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА МАТЕРИКОВ И ДНА ОКЕАНОВ

Концепция тектоники плит позволила объяснить глобальные закономерности развития тектонических форм рельефа как дна океанов, так и материков.

Раскол Пангеи и возникновение океанов атлантического типа привели к созданию берегов пассивных окраин, характеризующихся последующим валовым поднятием краев континентов, размыв которых обуславливает образование у подножия континентального склона мощного клина кластических отложений. Движение плит и субдукция на активных окраинах континентов вызывали образование гор андийского типа, а столкновение континентов — гор альпийского типа, размыв которых ведет к формированию в океанах гигантских подводных конусов выноса (фэнов). Раскол континентов и развитие срединно-океанических хребтов вызывают изменение объема чаши океанов, приводящее к колебаниям его уровня и возникновению глобальных трансгрессий и регрессий. Колебания уровня океана изменяют базис денудации рек континентов, причем с уровнем каждой глобальной трансгрессии связано образование на платформенных частях континентов соответствующей по возрасту поверхности выравнивания. Эта связь объясняет наличие на всех континентах одинаковой и по количеству и по возрасту серии поверхностей выравнивания. Размер среза земной поверхности между разновозрастными поверхностями выравнивания определяет количество обломочного материала, поступившего за это время в океан.

При образовании срединно-океанических хребтов выделяется большое количество CO_2 , приводящее к возникновению парникового эффекта.

В позднем мелу такое потепление обусловило формирование на раннемеловой поверхности выравнивания мощной латеритной коры выветривания, развитой на территории от юга Африки до Скандинавского полуострова. Размыв этой коры выветривания сказался на формировании в океанах отложений, обогащенных каолинитом и монтмориллонитом.

Смена в эоцене влажного тропического климата на пустынный, охвативший низкие и средние широты, привела к формированию на эоцен-олигоценовой поверхности выравнивания кремнистой коры выветривания, а вынос SiO_2 в океаны — к расцвету радиоларий и появлению осадков, обогащенных кремнеземом. Значительные изменения в океанское осадкообразование и развитие рельефа шельфов внесло возникновение в конце неогена и в плейстоцене оледенений материкового типа.

Все эти данные свидетельствуют о глубокой взаимосвязи развития рельефа океанов и континентов.

Далее более подробно будут рассмотрены некоторые аспекты этой взаимозависимости.

1. Этапы формирования поверхностей выравнивания и их связь с трансгрессиями и объемом отложенных в океанах осадков

Л. Кинг [1] выявил на территории материков Южного полушария пять поверхностей выравнивания. Возраст самой древней поверхности, сохранившейся лишь на вершинах останцовых гор и выделяемой под названием «гондванской», определялся Л. Кингом как юрский.

Образование следующей, «постгондванской» поверхности происходило, по его мнению, во время краткого эпизода в среднемеловое время, и она развита лишь в виде долин, врезанных в останцы «гондванской» поверхности. Сами «гондванские» останцы возвышаются над наиболее обширной поверхностью выравнивания, которую Кинг считает «главной поверхностью» и именуется в Африке «африканской», а на других континентах «австралийской» и «суламериканской» поверхностью, сформировавшейся в раннем кайнозое; она в свою очередь расчленена двумя более молодыми позднекайнозойскими поверхностями выравнивания.

На Урале была выявлена сходная с Африкой лестница поверхностей выравнивания, но возраст соответствующих поверхностей оказался иным. Так, возраст самой древней поверхности, сохранившейся лишь на вершинах останцовых гор (аналога «гондванской» поверхности) был определен как среднетриасовый, возраст расположенной ниже наиболее обширной поверхности (соответствующей «африканской» поверхности) — как позднеюрско-раннемеловой, а двух более молодых поверхностей, расчленяющих ее и вдающихся широкими полосами вдоль долин рек — как эоцен-олигоценый и плиоценовый. Кроме того, в прилегающих к Предуралью частях Русской платформы развита миоценовая поверхность, не получившая распространения на Урале и в Предуралье.

Можно отметить, что Урал в геоморфологическом отношении является одним из наиболее изученных районов Мира, в связи с чем определение возраста развитых в его пределах поверхностей выравнивания хорошо документировано [2, 3].

В дальнейшем, при обзоре данных о поверхностях выравнивания Европы, было выявлено, что здесь, как и на Урале, развиты триасовая, позднеюрско-раннемеловая, эоцен-олигоценая, миоценовая и плиоценовая поверхности выравнивания [4]. Эта разница в определении возраста соответствующих поверхностей выравнивания в Европе и Африке послужила поводом для ревизии возраста поверхностей выравнивания материков Южного полушария [5].

Оказалось, что Л. Кинг в определении возраста поверхностей выравнивания южных континентов допустил ошибку, и на них, как и на материках Северного полушария, «гондванская» поверхность имеет триасовый возраст, а «африканская», «австралийская» и «суламериканская» — позднеюрско-раннемеловой.

Так, в Африке участки «гондванской» поверхности, сохранившейся на вершинах останцовых гор (Табус-Индуна около Булавайо и гора Ганс в Намибии), перекрыты остатками покрова «стормбергских» базальтов, излившихся в триасе, что достоверно свидетельствует о триасовом возрасте «гондванской» поверхности Африки.

В Австралии Твидейл и др. [6] выяснили, что участки «гондванской» поверхности, сохранившиеся на останцовых горах Флиндерс, Маунт-Ллофти, а также на горах п-ова Эйр и о-ва Кенгуру, имеют не юрский, а триасовый возраст. Так, на о-ве Кенгуру «гондванская» поверхность, имеющая покров латеритной коры выветривания, перекрыта базальтами, возраст которых, определенный калий-аргоновым методом, оказался среднеюрским. Исходя из того, что ближайшая к средней юре эпоха с гумидным тропическим климатом, во время которой могла образоваться кора выветривания латеритного типа, существовала в триасе, возраст «гондванской» поверхности определяется Твидейлом как триасовый.

На Урале возраст «гондванской» поверхности, сохранившейся как на вершинах останцовых гор, так (в погребенном состоянии) и в пределах Таналык-Баймакской депрессии, также среднетриасовый, поскольку здесь эта поверхность, как и в

других местах несущая латеритную кору выветривания, перекрывается отложениями миндэбаевской и кызылкаинской свит верхнего отдела триасовой системы [7].

Возраст «африканской» поверхности и ее аналогов на других континентах («австралийской», «суамериканской») также определяется в последнее время многими исследователями как позднеюрско-раннемеловой, а не раннекайнозойский. Это доказывает тем, что на всех континентах эта поверхность вместе с повсеместно развитой на ней мощной толщей латеритной коры выветривания уходит на контактах с морскими верхнемеловыми отложениями под их покров.

В Австралии поверхность плато Эйнасли, несущая покров латеритной коры выветривания, которую Л. Кинг считал «австралийской» поверхностью, сформировавшейся в раннем кайнозое, по данным Твидейла, наклонена в сторону залива Карпентария и постепенно уходит под морские осадки верхнего мела, что свидетельствует о ее допозднемеловом возрасте. Раннемеловой возраст этой поверхности подтверждается тем, что на ней (как и на Урале) сохранилась сеть раннемеловых долин с аллювием, подвергшимся латеритному выветриванию и содержащим, как установили Фейрбридж и Финкл [8], пыльцу раннемеловой растительности.

В Африке, на восточной окраине Гвинейского щита, «африканская» поверхность, как установил Каэн [9], перекрывается песчаниками «Карно», имеющими позднемеловой возраст. Недавние исследования Донне [10] подтвердили, что здесь «африканская» поверхность вместе с покрывающей ее латеритной корой выветривания уходит под покров верхнемеловых песчаников «Карно», нижние горизонты которых обогащены материалом этой перемятой коры выветривания.

В Южной Америке, на северо-восточной окраине Бразильского щита, «суамериканская» поверхность также ныряет под покров верхнемеловых известняков, слагающих плоскогорье Рио-Гранди-Ду-Норте.

На Урале раннемеловая поверхность Зауральского пенепплена вместе с покровом латеритной коры выветривания уходит на востоке под толщу верхнемеловых морских отложений, а на западном склоне раннемеловая поверхность Уфимского плато перекрывается верхнемеловыми сантонскими отложениями, содержащими раковинки *Pteria tenuicostata* Roem [11].

Наконец, на юге Фенноскандии допозднемеловой южношведский пенепплен, по данным Гиессинга [4] и многих других шведских ученых, вместе с развитой на нем латеритной корой выветривания, перекрывается отложениями позднемелового моря.

В отличие от раннемеловой поверхности, имеющей на всех континентах как Южного, так и Северного полушарий покров из мощной (до 40—60 м) латеритной коры выветривания, более молодая эоцен-олигоценовая поверхность как в Европе и Казахстане, так и в Африке и Австралии характеризуется наличием кремнистой коры выветривания — силкретов [5].

На этих данных, подтверждающих среднетриасовый, раннемеловой и палеогеновый возраст трех древнейших поверхностей выравнивания, пришлось остановиться более подробно, так как взгляды Л. Кинга еще пользуются широким распространением, а только достоверно установленный возраст поверхности выравнивания позволяет сопоставлять их формирование с колебаниями уровня океана, измерениями климата и процессами осадконакопления на материках и в океанах.

Еще в 1954 г. было выяснено, что образование поверхностей выравнивания Урала коррелируется с эпохами трансгрессий, и дано теоретическое объяснение этого явления [2]. Как известно, профиль равновесия вырабатывается реками, в масштабе геологического времени, чрезвычайно быстро, и в дальнейшем его положение на каждом отрезке профиля зависит лишь от объема и скорости течения воды, поступающей с вышерасположенного участка, и от количества наносов, поступающих со склонов. При трансгрессии в устье рек создается небольшой динамический подпор, вызывающий дополнительную аккумуляцию

осадков в русле, быстро выклинивающуюся вверх по долине. Таким образом, трансгрессия не сказывается на развитии долин, и выше точки подпора сохраняется профиль равновесия, постепенно трансформирующийся, по мере уменьшения поступления класического материала со склонов, в предельно выровненный профиль.

Следовательно, именно во времена глобальных трансгрессий, продолжительность которых измеряется десятками миллионов лет, создаются условия для формирования обширных поверхностей выравнивания, и эти условия сохраняются до тех пор, пока не произошла регрессия, превосходящая по амплитуде предшествовавшую трансгрессию. Можно отметить, что позднее эти представления подтвердились экспериментами в лотке, проведенными Н. И. Маккавеевым [12], по изменению уровня воды в приемном бассейне (базиса эрозии) и его влиянию на развитие впадающей в него «реки».

При повышении уровня приемного бассейна наблюдался процесс регрессивной аккумуляции, распространяющейся по «реке» недалеко относительно первоначальной линии выклинивания подпора. Выше по течению, куда не распространялась аккумуляция, происходило медленное выполаживание продольного профиля, связанное с уменьшением поступления материала со склонов. При понижении уровня приемного бассейна, пока он не превосходил первоначального положения, происходил размыв аллювия, накопившегося в результате регрессивной аккумуляции, но это не сказывалось на развитии «реки» выше верхней точки накопления аллювия, профиль равновесия которой продолжал постепенно выполаживаться.

Перейдем к рассмотрению соотношения времени формирования разновозрастных поверхностей выравнивания с эпохами глобальных трансгрессий.

Колебания уровня океана за мезозой и кайнозой были определены двумя независимыми методами. На рис. 1(А) изображена кривая колебаний уровня океана начиная с триаса и до наших дней, составленная Хагом, Харденболом и Вейлом [13] на основе синтеза магнито-, био- и сейсмостратиграфических данных. На ней видно, что после максимально низкого уровня океана в конце перми (в цехштейне) началась трансгрессия, достигшая кульминации в позднем триасе, после чего уровень воды в океанах сохранялся до средней юры с небольшим понижением в раннеюрское время. Затем произошли великая меловая трансгрессия, резкое понижение уровня в конце палеоцена и небольшие трансгрессии в миоцене и плиоцене. Другая группа исследователей устанавливала колебания уровня океана исходя из процента затопления эпиконтинентальными морями площади континентов. Одной из первых в этом направлении была работа Д. П. Найдина [14], опубликованная в 1972 г. В 1977 г. кривая изменений уровня океана была составлена Хеллемом [15], а в 1981 — Коглеем [16], суммировавшим данные 35 работ, вышедших в последнее десятилетие.

В основном данные о колебаниях уровня океана, полученные этими двумя независимыми друг от друга методами, совпадают, но, как отмечает Фишер [17], кривые, составленные на основе подсчета процента затопленной суши, отражают колебания океана детальнее, чем генерализованная кривая Вейла.

По данным Коглея [16], начиная с триаса происходит трансгрессия, достигшая максимума в юре, затем небольшая регрессия, достигшая максимума в готериве, великая трансгрессия мела с кульминацией в сеномане, быстрая регрессия в начале палеогена, за которой последовали три небольших трансгрессии. Причиной глобальных трансгрессий являются эвстатические колебания уровня моря, причем они в последнее время связываются с формированием срединно-океанических хребтов: меловая — с интенсивным ростом в меловое время; регрессия конца мела — начала палеогена — с угасанием поднятия Дарвина; эоценовая — с значительным удлинением Срединно-Атлантического хребта в северной части Северного Ледовитого океана и Норвежского моря [18].

На рис. 1(Б) на примере западного склона Среднего Урала, как территории, наименее измененной последующими тектоническими деформированиями, показано современное высотное положение поверхностей разного возраста и время

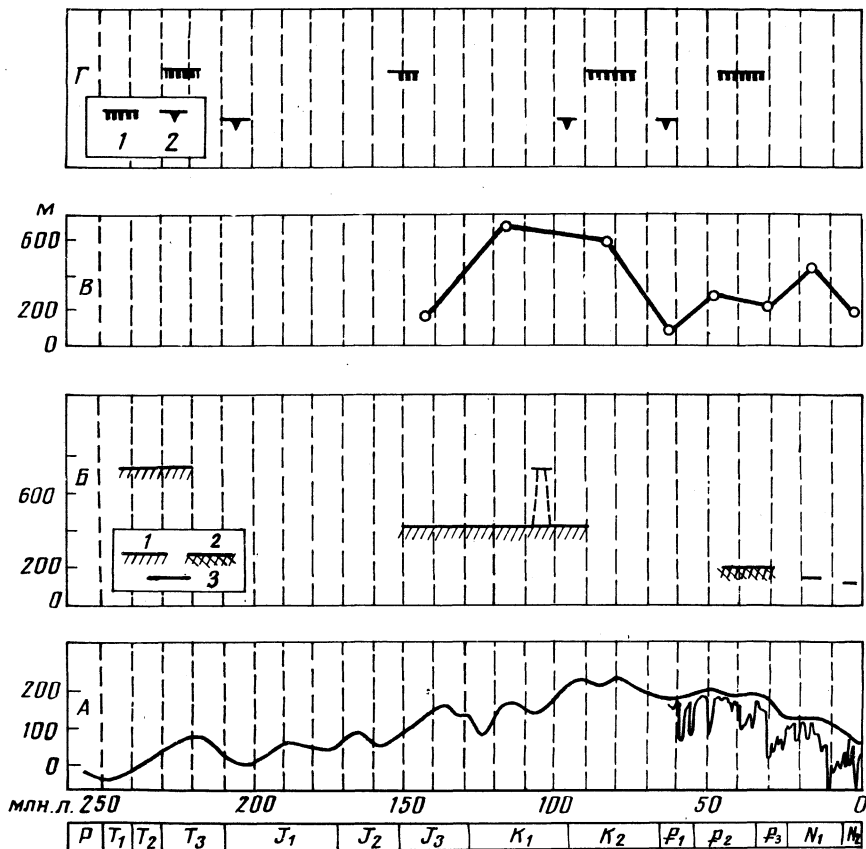


Рис. 1. A — Кривая колебаний уровня моря с триаса до настоящего времени, составленная Хагом, Харденболом и Вейлом [13];
 B — Возраст и современное высотное положение поверхностей выравнивания на западном склоне Среднего Урала, по данным Борисевича [3]
 1 — поверхность выравнивания с латеритной корой выветривания, 2 — с кремнистой корой выветривания, 3 — без коры выветривания
 B — Изменения средней величины эрозии и поднятия континентального блока в течение позднего мезозоя и кайнозоя, по данным Ронова, Хаина и Балуховского [21]
 Γ — Эпохи потепления и похолодания климата в мезозое и кайнозое, по данным Ясаманова [22]
 1 — эпохи потепления, 2 — эпохи похолодания

формирования каждой из них, при этом на раннемеловой поверхности пунктиром изображен останец, увенчанный остатками триасовой поверхности.

Как видно из сопоставления рис. 1(A) и 1(B), формирование триасовой поверхности совпадает с триасовой трансгрессией, позднеюрско-раннемеловой поверхности — с великой меловой трансгрессией, а эоцен-олигоценовой, миоценовой и плиоценовой — с более мелкими трансгрессиями, показанными на кривой Хага и Вейла [13] тонкими линиями, расположенными ниже линии обобщающей кривой (рис. 1(A)). Как будет видно из дальнейшего изложения, раннемеловая поверхность в последующее время была деформирована тектоническими движениями и сейчас, например в Драконовых горах Африки, располагается на абсолютной высоте до 2000 м. В связи с этим и абсолютные высоты поверхностей, и разность относительных высот между ними различна, за исключением разности относительных высот между участками «гондванской» поверхности, сохранившейся на останцовых горах, по отношению к раннемеловой поверхности, над которой они возвышаются.

В Африке, в нагорьях Гвинеи, Намибии и Зимбабве, разность высот между этими двумя поверхностями составляет 300—450 м, в Индии, на плато Декан — 300—330 м, в Австралии — 350—400 м, на Гвианском щите —

400 м, в Аппалачах — 400—500 м, на Среднесибирском плоскогорье — 340—380 м, на Урале — 300—400 м, и только на Балтийском щите остатки раннемезозойской поверхности выравнивания располагаются над поверхностью «южношведского» (позднеюрско-раннемелового пенеплена) на несколько большей относительной высоте (до 500—600 м) [19].

В отличие от более молодых поверхностей выравнивания триасовая и раннемеловая поверхности представляют собой настоящие глобальные пенеплены, над которыми возвышались лишь изолированные останцовые горы. Поэтому амплитуда высот между ними свидетельствует о том, что между их образованием на всех материках была срезана толща пород мощностью около 400 м, продукты разрушения которой отложились в морях и океанах [20].

На рис. 1(В) изображена кривая изменения средней величины среза и компенсации поднятия континентального блока в течение позднего мезозоя и кайнозоя, построенная Роновым, Хаином и Булаховским [21] путем подсчета изменения во времени объема кластических отложений, поступивших как в океаны, так и на континенты. На этой кривой видно, что начиная с поздней юры и до позднего мела объем снесенного в океаны материала свидетельствует о срезе суши не менее чем на 400—500 м, что соответствует данным, полученным геоморфологическим методом.

Одновременно со сносом материала при формировании позднеюрско-раннемеловой поверхности, как это отражено на рис. 1(В) и как это констатируют Ронов и др. [21], происходило изостатическое всплывание континентов. Это положение подтверждается и геоморфологическими данными. Формирование триасовой поверхности происходило при уровне моря на 100 м более низком, чем раннемеловой. Во время великой меловой трансгрессии, когда уровень моря повысился на 100 м, прибрежные части триасовой поверхности выравнивания были затоплены, но одновременно повышение уровня океанов вызвало начало изостатического всплывания континентов и вреза речной сети. В дальнейшем снос материала при формировании раннемеловой поверхности привел к дальнейшему изостатическому поднятию континентов, и в настоящее время останцы триасовой поверхности располагаются на отметках, превышающих уровень раннемеловой поверхности до 400—500 м.

На рис. 1(Г) отражено чередование смены эпох потепления и похолодания в соответствии с данными Ясаманова [22]. По его представлениям, первая мезозойская эпоха потепления приурочена к средней юре, но, как об этом свидетельствует существование на триасовом пенеплене в Австралии и на Урале латеритной коры выветривания, первая эпоха с теплым климатом имела место и в конце триаса, что и было добавлено на этом графике. Это находится в соответствии с выводом Ясаманова о том, что эпохи потепления совпадают с эпохами глобальных трансгрессий. Следующая эпоха потепления, как считает Ясаманов, наступила в позднем мелу, и ей соответствует образование на раннемеловом пенеплене мощной (40—50 м) латеритной коры выветривания. Совпадение эпох потепления с эпохами трансгрессий совершенно закономерно, так как и те и другие связаны с ростом срединно-океанических хребтов.

Потепление в среднем-позднем мелу, по данным Кальдера и Рамино [23], было вызвано выделением углекислого газа из суперплюма, поднявшегося к поверхности Тихого океана в конце мела, когда в атмосферу поступило количество CO_2 , превышающее современное значение в 7—14 раз, что и привело к возникновению парникового эффекта.

Как отмечают Монин и Шишков [24], «на рубеже между мезозойской и кайнозойской эрами климат Земли в целом, по-видимому, отличался относительной мягкостью. Разнообразные палеоклиматические индикаторы указывают на то, что климат был теплым, а в некоторых районах и влажным. Ледниковых покровов на суше и многолетних льдов в полярных областях не было, разность между температурами воды в этих районах и в экваториальной зоне, возможно, не превышала 15—16° (примерно такая же разность была между температурами

воздуха), в то время как теперь эта разность составляет 30° С (а разность между средними температурами воздуха равна 50—60° С!)».

Этот уникально теплый климат, без выраженной климатической зональности, объясняет ранее непонятный факт образования латеритной коры выветривания на раннемеловой поверхности на широтах от юга Африки до Скандинавского п-ова. Размыв этой коры выветривания сказались на минералогическом составе верхнемеловых отложений. Например, в Атлантике, как отмечает Конюхов [25], в отложениях позднемелового возраста Аргентинской и Капской котловин преобладает иллит с каолинитом и примесью хлорита, а вверх по разрезу постепенно увеличивается количество монтмориллонита (от 5 до 85%), содержание которого в верхнеальбских и аптских осадках достигает 85—95%.

Следующая эпоха потепления, как это указывает Ясаманов, и как это отражено на рис. 1 (Г), наступила в эоцене. Она привела к аридизации климата в низких и средних широтах и к повышению гумидности — в высоких. В связи с господством пустынного климата на эоцен-олигоценовой поверхности в Казахстане, а также в Европе, Африке и Австралии сформировались кремнистые коры выветривания — силькрегты [19] и в океаны выносились большое количество растворенного SiO₂. Как справедливо отмечает Леклер [26], привнос с суши растворенного SiO₂ обусловил расцвет в эоцене радиолярий и усиление биогенного кремнеаккумуляции.

Как отмечалось выше, за время от начала поздней юры и до позднего мела с континентов была снесена толща пород мощностью 400—500 м, что совпадает с величиной среза, определенной путем деления объема осадков, отложившихся за это время в морях и на континентах, на площадь суши [21].

Суммарный срез континентов за последние 150 млн. лет определяется А. Б. Роновым и др. в 2,5 км [21]. Однако тот факт, что на платформенных частях всех континентов, даже в наиболее приподнятых последующими тектоническими процессами местах, раннемеловая поверхность все же сохранилась хотя бы в виде узких полос на междуречьях, свидетельствует о том, что после позднего мела никакого общего среза поверхности континентов не происходило. Такая разница в установлении мощности среза объясняется тем, что определение среза путем соотношения общего объема снесенных пород и суммарной площади размыва является условным приемом, не отражающим реального развития рельефа. Срез поверхности континентов происходит не путем постепенного снижения их поверхности, как это считал В. М. Дэвис, а путем врезания долин и отступления их склонов, т. е. путем бокового срезания, что впервые было установлено В. Пенком. Как выяснил еще Крикмей [27], скорость врезания долин и отступления их склонов не менее чем в 100 000 раз превосходит скорость снижения междуречий.

В справедливости этого утверждения может убедиться каждый, кто побывал в районах Кавказа и Альп, подвергшихся юрмскому оледенению. В Альпах и на Кавказе днища главных трогов переуглублены по отношению к днищам оперяющих их боковых трогов на 200—300 м. В связи с этим реки, заложившиеся на днищах боковых трогов, имеют местные висячие базисы эрозии, отделенные от рек, заложившихся на днищах главных трогов, уступом высотой 200—300 м. Хотя ледники покинули эти боковые трогов менее 10000 лет назад, заложившиеся в них реки врезались в днища трогов, образовав глубокие (200—300 м) ущелья, продвинувшиеся путем регрессивной эрозии на расстояние в несколько километров. Вместе с тем выше этих долин на днищах и бортах боковых трогов сохранились следы ледниковой штриховки, имевшей изначальную глубину максимум 2—3 мм. Это свидетельствует о том, что скорость врезания долин превышает скорость снижения поверхности путем выветривания и плоскостного смыва примерно в 100 000 раз, как это и утверждал Крикмей.

Поступление осадков в океаны, начиная с позднего мела, происходило за счет бокового срезания раннемелового пенеплена при образовании эоцен-олигоценовой, миоценовой и плиоценовой поверхностей выравнивания, но главным

образом за счет размыва крупных валлообразных поднятий на пассивных окраинах континентов, образующихся после их раскола и начала формирования океанов атлантического типа.

2. Образование краевых поднятий пассивных окраин континентов и осадконакопление у подножия континентального склона

До последнего времени некоторые исследователи придерживаются мнения, что образование сводовых поднятий предшествует образованию рифтовых долин и последующему раскрытию океанов.

Например, в работе, посвященной вопросам макромасштабной геоморфологии, Саммерфельд [28] указывает, что сначала образуется сводовое поднятие, длина которого измеряется тысячами, а ширина сотнями километров, затем в апикальной части возникает система из трех сочленяющихся рифтов и в них закладывается радиальная речная сеть. Далее происходит раздвижение, причем на окраинах расходящихся континентов остаются горы-полусводы с крутым обращенным к морю склоном и более пологим, наклоненным в сторону континента. По склонам, наклоненным в сторону континента, стекают реки, которые затем перехватываются реками, заложившимися позднее на крутом (морском) склоне поднятий. Аналогичных взглядов придерживается Конюхов [25], считающий, что на краях рифтовых грабен, превращающихся затем в молодые океанические впадины, долгое время сохраняются эпирифтовые поднятия, которые затем разрушаются и на их месте формируются платформенные пенеплены.

Эти представления ошибочны, поскольку до образования рифтов на месте Гондваны и Лавразии уже существовал меловой пенеплен, и во время образования рифтов сначала происходило растяжение, затем разрыв и лишь много позднее начиналось образование на краях континента обширных валлообразных поднятий с более крутым склоном, обращенным к морю, и пологим — в сторону континента [5].

Таким образом, образование берегов пассивного типа проходит, как это указывает Кеннет [29], три стадии развития: предрифтовую, рифтовую и послерифтовую. На первой стадии происходит постепенное растяжение и утонение континентальной литосферы и возникают обширные плоские депрессии, в которых накапливаются континентальные или мелководные морские отложения. Например, до отделения Африки от Южной Америки на месте будущего разрыва возникла плоская меридиональная депрессия, в которой отлагались озерные и аллювиальные осадки. После раскола западный борт этой депрессии располагается на восточном побережье Бразилии (Серджили-Алагоас), а восточный — на западном побережье Африки (в Габоне), о чем свидетельствует сходство микрофлоры и особенно макрофауны с одними и теми же видами пресноводных остракод [5]. И севернее Габона, на месте будущего тройного сочленения рифтовых долин, как в районе современной долины р. Бенуэ, так и низовой Нигера, располагались обширные плоские депрессии, в которых вплоть до альба отлагались озерные и аллювиальные осадки.

На Индостанском полуострове, на месте тройного сочленения рифтов в плоских депрессиях Нарбада-Сан, Годовари и Маханади, также отлагались континентальные осадки.

В рифтовую стадию, когда Атлантический и Индийский океаны имели незначительную ширину, в последнем отлагались мелководные осадки, среди которых преобладали терригенные фации, в том числе и «черные глины», свидетельствующие об их накоплении в условиях стагнации [30]. Атлантический океан в позднем мелу также представлял лишь узкий линейный бассейн, в южной части которого, расположенной между Африкой и Южной Америкой, существовала котловина, ограниченная барьерами с юга и севера. Гряды Вальвус и Сан-Пауло формировали его южный барьер, а экваториальная разломная зона — северный. В этом бассейне шло отложение эвапоритов, прерванное в конце апта, когда произошел раскол вдоль современных внешних границ диапировых зон Бразилии и Анголы [5]. Второй период стагнации имел место в туроне-коньяке, о чем



Рис. 2. Подобие крупных тектонических форм для разных континентов (по Оллиеру, из работы Лобковского и Хаина [32])

свидетельствуют черные сланцы, вскрытые скв. 356 и 354, расположенными сейчас на противоположных берегах Атлантики.

В послерифтовый период, когда океаны достигли уже значительной ширины, началось образование валообразных поднятий на пассивных окраинах континентов. На это явление впервые обратил внимание Л. Кинг. В дальнейшем этапы развития этих поднятий изучались рядом геологов и геоморфологов [5, 31], а Лобковским и Хаином [32] дано одно из последних объяснений этого явления на основе концепции двухъярусной тектоники плит. На рис. 2 в статье Лобковского и Хаина дана схематическая картина подобия этих крупных морфотектонических элементов для разных континентов.

Для южных континентов облик и амплитуды валообразных поднятий, установленные на основе современного гипсометрического положения сохранившихся на них участков раннемелового пенеплена, удалось отразить изобазами [5]. В основном поднятия не превышают по высоте 0,5—1 км, и только на участках, где раннемеловая поверхность была сформирована на территории бывших орогенов каледонской и герцинской эпох горообразования, она несколько большая — до 2 км в Драконовых горах Африки и 1,5 км — в Большом водораздельном хребте Австралии.

В предрифтовую и рифтовую стадии развития пассивных окраин, как отмечалось выше, в океаны атлантического типа поступало незначительное количество кластических отложений, но после начала образования валообразных поднятий началось их интенсивное расчленение долинами и у континентальных склонов как в Атлантическом, так и Индийском океанах накопились огромные (до 8—10 км) линзы осадков, вызвавших изостатическое прогибание прилегающих участков океанического дна.

В Атлантическом океане особенно большое количество рыхлых осадков отлагалось у побережий Северной и Южной Америки, а также и Африки, в Индийском океане — у берегов Африки, Азии и Антарктики, в Тихом океане — на его границах с Антарктикой [33].

На рис. 1(В) видно, что по мере размыва поднятий уменьшалось количество материала, поступающего в океаны, вплоть до начала палеогена. Небольшое увеличение поступления материала в эоцене-олигоцене связано с формированием эоцен-олигоценовой поверхности выравнивания, а новое значительное увеличение в миоцене — с возникновением и размывом хребтов андийского и альпийского типа.

3. Рост хребтов на активных окраинах континентов и образование в океанах мощных конусов выноса (фэнов)

В Тихом океане мощность осадков определяется возрастом ложа океана и закономерно увеличивается от срединных хребтов к активным окраинам, но она невелика и обычно не превышает 1—1,5 км. Только близ самых окраин на изменение мощности влияет циркумконтинентальная зональность в связи с накоплением материала у основания материкового склона за счет поступления большого количества материала с суши [33].

В Тихом океане Колюхов [25] выделяет активные окраины андийского, невадского типа и зоны перехода, осложненные вулканическими дугами. На окраинах андийского типа дно океанов имеет молодой (эоценовый) возраст, так как более древние осадки были вовлечены в зоны субдукции и слагают хребты Кордильер.

Как свидетельствует работа об истории развития рельефа материков-фрагментов Гондваны [5], в северном (Колумбийско-Эквадорском) секторе Анд Центральная Кордильера, сформировавшаяся еще в домеловое время в результате деформации триасовых и юрских, преимущественно континентальных отложений, существовала в течение всего раннего мела в виде цепи островов и полуостровов, лишь на короткое время погружавшихся под уровень моря. С приращением Западной Кордильеры к Восточной и одновременным их воздыманием, начиная от середины коньяка до раннего сантона, происходило поднятие Главной Кордильеры Аргентины и Чили, которые вместе с Западной Кордильерой Перу превратились в активную окраину океана.

К западу от Центральной Кордильеры вплоть до среднего эоцена существовали глубоководные условия. Здесь шло накопление мощных толщ турбидитов и ассоциирующихся с ними толеитовых базальтов. Но и Центральная и Западная Кордильеры были срезаны при образовании наиболее древнего для Анд эоценового пенепплена.

В Перуанском сегменте Анд на пенеппленизированной эоценовой поверхности залегают эоценовые отложения вулканического комплекса Калипуи и такие же вулканиты залегают на пенеппленизированной поверхности Чилийского сегмента. В миоцене к востоку от Центральной Кордильеры, в пределах которой сохраняются участки эоценового пенепплена, была выработана миоценовая поверхность выравнивания, а в пределах Западной Кордильеры, вышедшей из-под уровня моря в плиоцене, вершинная поверхность имеет плиоценовый возраст.

В конце плиоцена и в плейстоцене вся пенеппленизированная территория Анд была вовлечена в гигантское сводовое поднятие, амплитуда которого достигает 4 км. В это же время вдоль огромного глубинного разлома, прослеживающегося в Чилийско-Боливийских Андах и Андах Эквадора, возникли многочисленные андезитовые конусы вулканов, сливающиеся в почти непрерывную цепь.

На активных окраинах Анд, как отмечает Колюхов [25], преобладают берега эрозионного типа. Важную роль в поступлении материала в океан играют реки, но они не образуют дельт. На продолжении их русла в подводной части окраин обычно находятся промоины и каньоны, хотя и отрезанные от устьев рек, но питающиеся приносимой ими взвесью, которая по ним сбрасывается непосредственно в глубоководный желоб. Мощность отложений обычно невелика, и наиболее мощный чехол (до 1000 м) в виде своеобразного конуса выноса наблюдали А. Андервуд и Д. Кариг в непосредственной близости одного из каньонов [25].

Активный вулканизм, свойственный Андам, сказывается в присутствии в морских осадках продуктов вулканической деятельности.

Активные окраины невадского типа представляют собой, как отмечает Колюхов, гипертрофированные до гигантских размеров аккреционные призмы. По его данным, уже в раннеюрскую эпоху завершилось развитие островной вулканической дуги на континентальном субстрате (погруженное состояние окраины) и стали расти складчатые сооружения. Этот этап аналогичен поздне меловому в Перуанских Андах.

В конце поздней юры, в мелу и палеоцене накопление основной массы осадочного материала происходило в Калифорнийском секторе тихоокеанской окраины США в бассейне Грейт-Вэлли. Бассейн заложился в пределах аккреционного орогена, причем в прилегающей части материковой окраины размывались породы океанического генезиса. В меловое время впадина стала расширяться за счет опускания соседних участков суши, в связи с чем блоки, в которых ранее размывались офиолиты, погрузились и начали размываться вулканические и осадочные породы, слагающие уже отмершую вулканическую дугу.

Другой областью интенсивной седиментации долгое время оставался глубоководный желоб на западной окраине Северо-Американского континента, где в основном отлагались турбидиты.

В эоцене в пределах Калифорнийского сектора невадийской окраины произошла еще одна крупная структурно-тектоническая перестройка, связанная с погружением под край Северной Америки обширного сегмента срединно-океанического хребта. Калифорнийская переходная зона стала с этого времени областью преимущественно сдвиговых дислокаций, приуроченных к древнему разлому Сан-Андреас. Началось смещение относительно друг друга отдельных блоков, входивших в состав окраины и аккреционной призмы. В неогене с этими движениями было связано образование многочисленных небольших, но довольно глубоких впадин, в подводной части которых отлагались турбидиты, а в надводных — осадки пролювиальных конусов выноса. Мощность осадков, заполняющих эти впадины, не превышает 600 м [25].

В более северных частях тихоокеанской окраины Северной Америки сформировалось материковое подножие, образованное слившимися конусами выноса рек Монтеррей, Делгада и др. Но в целом на окраинах андийского и невадского типа мощных накоплений осадочных пород не происходило. Однако на берегах пассивных окраин Атлантики возникновение западных прибрежных хребтов Южной и Северной Америки сказалось в выносе огромного объема осадков, произошедших от размыва этих гор.

Например, подводный конус выноса Амазонки, сформировавшийся после возникновения Анд, за 8—10 млн. лет протянулся вплоть до Срединно-Атлантического хребта, причем в дельте мощность осадочного чехла достигает 8—15 км. Огромное количество осадков было отложено и в Мексиканском заливе за счет выноса материала р. Миссисипи. Возникновение Альпийско-Гималайской горной системы и ее расчленение долинами привело к возникновению огромных подводных конусов выноса (фэнов).

Одним из самых крупных является конус выноса рек Ганга и Брахмапутры. Его длина (с севера на юг) более 2500 км, мощность отложений (на севере) до 15 км [33]. Современная структура Бенгальского конуса начала формироваться в олигоцене, а основные этапы формирования приурочены к границе среднего и позднего миоцена, причем эти этапы осадкообразования, отмеченные несогласиями, отражают неравномерное поднятие Гималаев [30].

Конус выноса р. Инд начал формироваться в среднем олигоцене и основные фазы его развития были связаны с активизацией поднятия Гималаев в среднем и позднем миоцене, а также и в плейстоцене.

Размыв Альп и Кавказского хребта привел к образованию в Адриатическом, Черном, Азовском и Каспийском морях осадочных толщ, превышающих 3 км [33].

Именно с размывом гор альпийского цикла горообразования связан пик скорости осадкообразования в миоцене, отраженный на рис.1(В). Однако из этого нельзя делать вывод, что в это время происходило общее срезание поверхности континентов, потому что как в Альпах, так и на Кавказе в наиболее высоких частях гор сохранились остатки пенепленизированной поверхности, образовавшейся еще до начала поднятия этих хребтов.

Так, Е. Е. Милановский [34] установил, что в центральных частях Кавказа на высоте 3750 м сохранились остатки сарматской поверхности выравнивания, погребенные плиоценовыми эффузивами [30]. Такие же остатки сарматской

поверхности сохранились, по данным исследователей Альп, в пределах Высокого Тауэра, в хр. Карвендаль, в горах Западного Альто-Лагорио и во многих других местах [4].

Значительные изменения в осадкообразование океанов внесли оледенения конца кайнозоя. Они вызвали резкие гляциоэстатические колебания уровня океана и образование на обнажившихся шельфах ныне затопленного моренного рельефа, а также отложение характерных морских ледниковых осадков, но это уже выходит за рамки данной работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кинг Л. Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
2. Борисевич Д. В. Поверхности выравнивания Среднего и Южного Урала и условия их формирования//Вопросы географии. № 36. М.: Географгиз, 1964. С. 182—206.
3. Борисевич Д. В. Геоморфология, мезозойские и кайнозойские отложения и новейшая тектоника Урала. М.: ВИНТИ, 1990. 401 с.
4. Борисевич Д. В. Поверхности выравнивания Европы//Итоги науки и техники. ВИНТИ. Сер. Геоморфология. 1973. Т. 2. С. 15—76.
5. Борисевич Д. В. История развития рельефа материков — фрагментов Гондваны. М.: Наука, 1985. 117 с.
6. Twidale C. R., Bourne J. A., Smith D. M. Age and origin of paleosurfaces on Eyre Peninsula and the southern Gawler Ranges, South Australia//Ztschr. Geomorphol. 1976. Bd. 20. N 1. S. 28—55.
7. Гудошников В. В. Мезозойские, кайнозойские отложения и коры выветривания Орского Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Саратов, 1968. 24 с.
8. Fairbridge R. W., Finkl C. W. Geomorphic analysis of the rifted cratonic margins of Western Australia//Ztschr. Geomorphol. 1978. Bd. 22. N. 4. S. 369—389.
9. Казн Л. Геология Бельгийского Конго. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. 538 с.
10. Donnet N. Contribution à l'étude géomorphologique d'un contact socle couverture creuse en zone tropicale humide: Le Nord et le Nord-Est du plateau de Carnot (Empire Centrafricain)//6^e Reun. annu. sci. terre. Orsay, 1978. P. 147—148.
11. Безруков П. Л. К открытию мезозойских отложений на Уфимском плато//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1938. № 5—6. С. 699—708.
12. Маккавеев Н. И., Хмелева Н. В., Заитов И. Р., Лебедев Н. В. Экспериментальная геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1961. 194 с.
13. Hag V. U., Hardenool J., Vail P. R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic//Science. 1987. V. 235. N 4793. P. 1156—1166.
14. Пайдин Д. П. О колебаниях уровня Мирового океана в мезозое и кайнозое//Комплексные исследования природы в океане. М.: Изд-во МГУ, 1972. Вып. 3. С. 85—103.
15. Hallam A. Secular changes in marine inundation of USSR and North America through the Phanerozoic//Nature. 1977. N 269. P. 769—772.
16. Cogley J. G. Late Phanerozoic extent of dry land//Nature. 1981. V. 291. P. 56—58.
17. Фишер А. Два субцикла фанерозоя//Катастрофы и история Земли. М.: Мир, 1986. С. 133—155.
18. Donovan D. T., Jones E. J. W. Causes of world-wide changes in sea level//J. Geol. Soc. 1979. V. 136. Pt. 2. P. 187—191.
19. Борисевич Д. В. Корреляция возраста поверхностей выравнивания материков Северного и Южного полушарий//Геоморфология. 1989. № 1. С. 17—25.
20. Борисевич Д. В. Этапы развития рельефа суши и осадкообразования в океанах//Океанология. 1990. Т. 39. Вып. 5. С. 821—825.
21. Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н. Атлас литолого-палеогеографических карт Мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов//Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени, седименто- и литогенез. М.: Наука, 1989. С. 146—154.
22. Ясаманов Н. А. Климаты рифей и фанерозоя Земли//Осадочная оболочка в пространстве и времени, седименто- и литогенез. М.: Наука, 1989. С. 26—32.
23. Caldera Ken, Ramino Michael R. The mid-Cretaceous super plume, and global warming//Geophys. Res. Lett. 1991. V. 18. N 6. P. 987—990.
24. Монин А. С., Шишков Ю. А. История климата. Л.: Гидрометеониздат, 1979. 407 с.
25. Конохов А. Н. Осадочные формации в зонах перехода от континентов к океану. М.: Недра, 1987. 222 с.
26. Leclaire L. Hypothese sur l'origine des silifications dans les grands bassins oceaniques. La role des climats hydrolisants//Bull. Soc. geol. France. 1974. V. 16. N 2.
27. Crickmay C. H. Discovering a meaning in scenery//Geol. Mag. 1972. V. 109. N 2. P. 171—177.
28. Summerfield M. A. Macroscale geomorphology//Area. 1981. V. B. N 1. P. 3—8.
29. Kennett J. P. Paleo-oceanography: global ocean evolution//Rev. of geophys. and space physics. 1983. V. 21. N 5. P. 1250—1274.
30. Левитан М. А. Дочетвертичная палеоокеанология Индийского океана. Дис. ... докт. геол.-минер. наук. Ин-т океанологии АН СССР. М., 1990. 641 с.
31. Ollier C. D. The Great Escarpment of Eastern Australia: Tectonic and geomorphic significance//J. Geol. Soc. Austral. 1982. V. 29. P. 13—23.

32. Лобковский Л. И., Хаин В. Е. Некоторые особенности строения и развития пассивных окраин и рифтовых зон континентов и возможное объяснение//Геотектоника. 1989. № 2. С. 28—39.
33. Лисицын А. П. Общие закономерности строения осадочной толщи океана//Геология океана. Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. С. 36—104.
34. Милановский Е. Е. Основные вопросы новейшей тектоники Кавказской области//Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964. С. 24—76.

Институт океанологии РАН

Поступила в редакцию
08.09.92

INTERRELATION BETWEEN THE RELIEF EVOLUTION ON CONTINENTS AND OCEAN FLOOR

D. V. BORISEVICH

Summary

An interrelation is considered between an appearance of mid-oceanic ridges, global transgressions and climatic changes, as well as between global transgressions and formation of planation surfaces on continents at that time. Volume of material eroded from the planation surfaces is compared with sediments volume which was brought into oceans and with variations in mineral composition of the sediments produced by erosion of weathering crusts on the surfaces of different age. Connections are traced between swells on passive continental margins and thick sedimentary prisms near continental slopes and huge submarine fans resulting from erosion of mountain ranges of the Alpine and Andean types.

УДК 551.462

© 1993 г. А. С. ИОНИН, Ю. А. ПАВЛИДИС, Ф. А. ЩЕРБАКОВ

ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ ШЕЛЬФОВ

В последнее десятилетие в области изучения рельефа шельфа и строения осадочных образований, слагающих его поверхность, произошла существенная переоценка взглядов на их генезис. Это было связано с применением в исследованиях нового поколения высокоразрешающей аппаратуры для непрерывного акустического зондирования и сканирования морского дна. Переоценка особенно коснулась развития в плейстоцене гляциальных шельфов, проблемы геоморфологии, четвертичной геологии и палеогеографии которых служат предметом дискуссии [1, 2]. Кроме того, в настоящее время происходит буквально лавинообразное накопление данных о строении рельефа и осадочных толщ высокоширотных шельфов в связи с их детальным картографированием при помощи самых современных методов, в первую очередь с целью поисков и добычи здесь углеводородного сырья.

Гляциальными называют шельфы, которые в четвертичное время в той или иной степени подвергались воздействию материковых оледенений и связанных с ними процессов рельефообразования и осадконакопления. В соответствии с таким определением мы предлагаем различать три основных типа гляциальных шельфов или их отдельных участков: типично гляциальные, на поверхность которых во время последнего оледенения распространялись покровные ледники; гляциально-морские, находившиеся длительное время под покровом шельфовых (плавающих) ледников или многолетних паковых льдов, и, наконец, перигляциальные, в значительной степени осушенные в эпоху последней гляциоэвстатической регрессии Мирового океана, пространства которых, находившиеся на