

14. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
15. Ушаков С. А. Стрoение и развитие Земли. М.: ВИНТИ. Сер. Физика Земли. Т. I. 269 с.
16. Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 446 с.
17. Ушаков С. А.; Федынский В. В. Рифтогенез как механизм регулирования теплопотерь Земли//Докл. АН СССР. 1973. Т. 208. № 5. С. 107—110.
18. Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Роль лунных приливов в энергетическом балансе Земли. В сб. «Жизнь Земли». М.: Изд-во МГУ, 1988. С. 24—46.
19. Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Происхождение Луны и ее влияние на глобальную эволюцию Земли. М.: Изд-во МГУ, 1989. 111 с.
20. Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Литосфера Земли. Ч. 1. Кинематика плит и океаническая литосфера. М.: ВИНТИ, 1978. Т. 3. 272 с.
21. Minster J. B., Jordan T. H., Molnar P. et al. Numerical modeling of instantaneous plate tectonics//Geoph. J. Roy. Astr. Soc. 1974. V. 36. P. 541—571.
22. Сорохтин О. Г. Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения литосферных плит//Докл. АН СССР. 1973. Т. 208. № 6. С. 1338—1341.
23. Parker R. L., Oldenburg D. W. Thermal models of oceanic ridges//Nature. Phys. Sci. 1973. V. 242. N 122. P. 137—139.
24. Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Литосфера Земли. Ч. 2. Континентальная литосфера. М.: ВИНТИ. 1979. Сер. Физика Земли. Т. 4. 222 с.
25. Монин А. С., Сорохтин О. Г. Планетарная эволюция Земли. В сб. «О. Ю. Шмидт и советская геофизика 80-х годов». М.: Наука, 1983. С. 112—140.
26. Le Pichon X., Francheteau S., Bonnin J. Plate Tectonics/Elsevier. Amsterdam. 1973. N 7. 237 p.
27. Дубинин Е. П. Трансформные разломы океанической литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1987. 180 с.
28. Bonatti E. Vertical tectonism in oceanic fracture zones/Earth. Planet. Sci. Lett. 1978. V. 37. P. 369—379.

Московский государственный университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
09.03.94

NATURE OF GENERAL FEATURES OF THE OCEAN FLOOR TOPOGRAPHY (PLATE KINEMATICS, RIFTOGENIC RIDGES AND TRANSFORM FAULTS IN THE OCEANIC LITHOSPHERE)

S. A. USHAKOV

S u m m a r y

In the article the history of establishment of the plate tectonics theory and its influence on modification of knowledge of the endogenous sea floor geomorphology is stated briefly. Kinematics of main plates and age of sea floor, or more exactly — the time of cooling of the oceanic lithosphere, are examined as the principal plate tectonics reasons determined the nature of general features of the Earth's face. It is noted that a location of riftogenic mid-ocean ridges in young spreading ocean basins is determined by the character of tension and the lithosphere breaking up in rifting zones. It is considered an influence of transform faults on the pattern of the sea floor topography of the World Ocean.

УДК 551.4.04

© 1994 г. В. М. ЛИТВИН

ОЦЕНКА РОЛИ ПРОЦЕССОВ ДЕНУДАЦИИ И АККУМУЛЯЦИИ В ФОРМИРОВАНИИ ГЛОБАЛЬНОГО РЕЛЬЕФА ЗЕМЛИ

Как известно, основные экзогенные факторы — денудация и аккумуляция — играют решающую роль в преобразовании и моделировании сформированных эндогенными процессами форм рельефа Земли. Денудация в результате плоскостного смыва, дефлюкции, речной эрозии, береговой абразии, экзарации, золотого выноса и других процессов приводит к разрушению горного рельефа,

снижению высот, отступанию склонов и непленнизации поверхности континентов, образованию поверхностей выравнивания. При этом сносятся более молодые отложения и обнажаются древние породы фундамента и платформенного чехла. Аккумуляция сносимого материала в понижениях рельефа континентов и особенно на дне океанов и морей ведет к заполнению прогибов и котловин и формированию осадочного чехла, который при нарастании мощности также служит фактором выравнивания земной поверхности.

Надо отметить, что накопление осадочных толщ на континентах и создание платформенных равнин не является конечным этапом в процессе транзита рыхлых отложений, поскольку они, находясь здесь в относительном покое в течение длительного времени, все равно подвергаются воздействию эрозионных, абразионных, экзарационных и других факторов. Следовательно, на континентах развиты преимущественно процессы денудации, а на дне океана — процессы аккумуляции, что обусловлено в первую очередь их различным высотным положением на земной поверхности. В связи со сказанным представляет интерес количественная оценка роли процессов денудации и аккумуляции в формировании глобального рельефа. Она выполнена на основании анализа геоморфологических, геологических и геофизических материалов о строении земной коры, опубликованных в различных изданиях.

Процессы денудации. Разрушение и снос материала с поверхности континентов зависит от многих зональных и азональных факторов. Оценки модулей терригенного сноса и скоростей денудации можно осуществлять по материалам наблюдений на специальных полигонах. Однако это частные случаи, не дающие, вследствие малого их количества, возможности судить об общей картине. Более надежны данные о твердом стоке рек, особенно крупных, являющиеся интегральным показателем сноса осадков с водосборных бассейнов. Последние, если не считать бессточных областей и районов покровного оледенения, охватывают почти всю поверхность суши. Рассчитанные отношения твердого стока рек к площадям водосборов позволяют определить модули денудации в $t/км^2$. Вычисленные по ним средние показатели снижения поверхности водосборов колеблются от 0,01 до 1,4 мм/год [1—3]. Эти колебания, как можно заметить, связаны не с размером рек, а с морфоструктурными и ландшафтными особенностями бассейнов.

Наиболее интенсивно процессы денудации протекают в горных областях субтропической и тропической зон: в Юго-Восточной Азии (максимальные значения), вдоль молодых горных систем Южной Азии и в Западном Средиземноморье, в южной части Северо-Американских Кордильер и северной части Анд. Также довольно большие показатели денудации отмечаются на равнинах Китая и США, где развиты лёссовые отложения. На обширных пространствах Африки, Австралии, Южной Европы, восточной части Южной Америки и значительной части Северной Америки модули денудации имеют умеренные значения. И минимальные показатели приурочены к районам Северной Европы, обширным пространствам Сибири и Дальнего Востока, северной части Северной Америки и самого юга Южной Америки.

Специальные наблюдения, выполненные в разных районах, свидетельствуют о больших различиях в скоростях денудации [3—8]. Например, в Альпах они колеблются от 0,4 до 1,0 мм/год, в Гималаях — от 0,72 до 0,98 мм/год, в районах горных истоков Амазонки — до 0,18 мм/год. В местах выходов карбонатных пород денудация горных районов составляет от 0,07 до 0,15 мм/год. В целом же средние скорости денудации горных областей мира колеблются от 0,092 до 0,915 мм/год, т. е. различаются между собой на порядок. На равнинных территориях скорости денудации, естественно, меньше. Средние показатели колеблются от 0,012 до 0,195 мм/год. Например, для территории США средняя скорость денудации оценивается в 0,034 мм/год. Следует также отметить, что в более ранние геологические эпохи эти скорости имели тот же порядок, что и сейчас. На основании специальных расчетов

установлено, что скорость денудации в Скалистых горах в раннем мелу составляла 0,183 мм/год, а на востоке Северной Америки она была ~0,025 мм/год. К названным показателям необходимо добавить материалы об объемах сноса и скорости ледниковой экзарации в дьяциальных областях. Средняя скорость экзарации в Антарктиде оценивается в 0,5 мм/год, а общая масса сносимого материала составляет здесь более 1 млрд. т/год. Кроме того, в океан с континентов поступает материал в виде растворенного стока рек, за счет абразии берегов и эолового выноса.

Вслед за Н. И. Маккавеевым [4] нами были приняты следующие исходные данные для расчетов средних модулей и скоростей денудации для континентов и всей суши в целом, млрд. т/год: твердый сток рек — 17,0, растворенный сток — 3,5, эоловый вынос — 1,1, ледниковый снос — 1,9, абразия берегов — 0,3. В итоге денудационный снос с континентов составляет 23,8 млрд. т/год. Если взять средний объемный вес залегающих сверху рыхлых отложений и осадочных пород, а также в определенной степени и кристаллических пород, обнажающихся на щитах и в горных массивах, который принимается равным $2,0 \text{ т/м}^3$, то суммарный объем денудации континентов составляет $11,9 \text{ км}^3/\text{год}$. Учитывая общую площадь континентов и прилегающих островов, оцениваемую нами в 144,1 млн. км², мы получили общий модуль денудации равным $165,2 \text{ т/км}^2$ и среднюю скорость денудации 0,0826 мм/год. Затем, исходя из величины средней скорости денудации на платформенных равнинах 0,035 мм/год как наиболее вероятной, на основании известных данных о площадях равнинно-платформенных областей и горных сооружений суши, составляющих соответственно 91,9 и 52,2 млн. км² [9], была рассчитана средняя скорость денудации горного рельефа — 0,170 мм/год. Необходимо при этом отметить, что полученная средняя скорость денудации относится ко всем горным областям суши, включая молодые высокогорные районы, возрожденные и омоложенные среднегорные сооружения, отдельные низкогорные хребты и массивы. Кроме того, расчет средней скорости денудации основан на количестве выносимого осадочного материала в океан, тогда как значительная часть смытого с гор вещества оседает в межгорных и предгорных впадинах и на платформенных равнинах. Поэтому истинная средняя скорость денудации в горных сооружениях заметно выше и составляет, по оценкам ряда исследователей, не менее 0,5 мм/год.

Аналогичные расчеты средних модулей и скоростей денудации выполнены нами для каждого континента на основе данных в основном о речном стоке и ледниковом выносе [1,2], а также о площадях континентов. При этом Гренландия была включена в состав Северной Америки, острова Шпицберген и Земля Франца-Иосифа — в состав Европы, острова, окаймляющие Азию с севера и востока, в том числе Индонезийский архипелаг, — в состав этого континента, Мадагаскар — в состав Африки, Новая Гвинея и Новая Зеландия — в состав Австралии. Средние высоты континентов приняты согласно общеизвестным данным, за исключением Антарктиды, где средняя высота взята без учета ледникового покрова (табл. 1).

Анализ результатов расчетов позволяет сделать некоторые выводы. При средней скорости снижения поверхности суши за счет денудации 0,083 мм/год в условиях тектонического покоя все континенты должны были превратиться в низменности за 9—10 млн. лет, т. е. в течение плиоцена и плейстоцена. При этом надо подчеркнуть что хотя расчеты модулей и скоростей денудации основаны на процессах, происходящих в настоящее время, они справедливы, несомненно, для всего новейшего периода, включая плиоцен и плейстоцен, а также, по-видимому, имеют тот же порядок и для более ранних эпох, о чем указывалось выше. Однако новейшие тектонические движения и особенно продолжающееся на неотектоническом этапе горообразование превалировали в целом над темпами денудации, и поэтому размеры суши, по ряду оценок, даже несколько увеличились.

Средние скорости денудации на платформенных равнинах практически совпадают со средними скоростями вертикальных тектонических движений,

Скорости современной денудации континентов

Континент	Площадь, млн. км ²	Средняя высота, м	Скорость денудации, мм/год
Европа	10,5	340	0,068
Азия	43,5	960	0,115
Африка	30,1	750	0,0060
Северная Америка	24,2	720	0,086
Южная Америка	17,8	590	0,070
Австралия	8,9	340	0,065
Антарктида	9,1	860	0,050
Вся суша	144,1	745	0,083
Равнинно-платформенные области	91,9	315	0,035
Горные сооружения	52,2	1530	0,170

что обуславливает в районах длительного воздымания определенный баланс этих противоположно направленных процессов и сохранение равнинного рельефа. В случаях некоторого превышения скоростей подъема над скоростями денудации формируются возвышенные плато, массивы и плоскогорья. В горных сооружениях картина другая. Здесь практически везде скорости вертикальных движений заметно преобладают над скоростями денудации, несмотря на то, что последние в таких районах повышены. Особенно это заметно в молодых горных системах. Они продолжают расти, а рельеф их усложняется за счет интенсивных процессов денудации, которые ведут к эрозионному расчленению с образованием глубоких ущелий, островерхих водораздельных гребней, крутых склонов. Последующее развитие этих процессов при увеличении возраста сооружений и снижении активности вертикальных движений вызывает постепенное расширение горных долин, снижение водораздельных гребней и выполаживание склонов, т. е. приводит к сглаживанию рельефа.

Процессы аккумуляции. Сносимый с горных хребтов, массивов, плато и возвышенностей осадочный материал в течение всей геологической истории накапливался в понижениях рельефа как на суше, так и на дне водоемов, образуя либо континентальные, либо морские отложения. Они формировали геологические тела, структура которых находит свое отражение в современном рельефе. В областях преимущественного погружения накопились толщи отложений переменной мощности в виде горизонтально залегающих или слабодеформированных слоев, образующих чехол континентальных платформ, включая эпиконтинентальные платформы шельфовых областей, а также чехол океанических котловин. В геосинклинальных прогибах интенсивная аккумуляция происходила на первых этапах их развития. Затем они подверглись воздействию горизонтальных и вертикальных тектонических движений, были смяты в складки, испытали метаморфизацию и внедрение интрузивных пород.

В дальнейшем древние складчатые сооружения, подвергшиеся интенсивной денудации и погружению, были перекрыты осадочным чехлом, образуя для него складчато-метаморфический фундамент. На ложе океана фундаментом для осадочного чехла служит слой вулканогенных пород, преимущественно базальтов. Возраст чехла в океанах не превышает 150—160 млн. лет, т. е. океанические платформы являются молодыми. На континентах возраст осадочного чехла на древних платформах обычно протерозойский — более 600 млн. лет. На молодых континентальных платформах возраст чехла палеозойский — от 200 до

400 млн. лет, а в пределах эпиконтинентальных платформ шельфов — в основном триасово-юрский, не превышающий 180 млн. лет. В пределах молодых горных сооружений отложения, заполняющие межгорные и предгорные прогибы, имеют палеогеновый и неогеновый возраст [10, 11].

Аккумулятивные процессы на континентах существовали всегда, но их масштабы и интенсивность менялись в разные геологические эпохи, то усиливаясь, то ослабляясь, с общей тенденцией к снижению объемов аккумуляции и возрастанию процессов денудации в течение фанерозоя и особенно с позднего мезозоя до настоящего времени. На древних платформах, за исключением докембрийских щитов, испытывавших неуклонное воздымание, происходили колебательные движения, причем преобладали процессы погружения, сопровождавшиеся интенсивным осадконакоплением. При этом неоднократно осуществлялась смена режимов морской и континентальной аккумуляции, которая на разных платформах проявлялась по-разному. В большинстве случаев в разрезах осадочного чехла либо преобладают морские мелководные отложения, либо они уступают, хотя и незначительно, континентальным отложениям. На молодых платформах участие морских отложений в осадочном чехле еще более заметное, однако начиная с конца палеогена и особенно в неогене везде, в том числе и на древних платформах, стали преобладать процессы поднятия, сопровождавшиеся глобальной регрессией океана. Поэтому новейшие отложения здесь преимущественно континентальные [12].

На континентальных окраинах осадочный чехол, судя по смене фациального состава от прибрежно-лагунных до шельфовых морских отложений, формировался в условиях длительного погружения. Оно прерывалось иногда кратковременными поднятиями, о чем свидетельствуют перерывы в осадконакоплении. В предконтинентальных прогибах, окаймляющих почти повсеместно подножия материковых склонов, накопились огромные толщи терригенных отложений в виде непрерывного осадочного разреза. То же самое наблюдается в котловинах краевых морей, отделенных от океана островными дугами, что свидетельствует о направленности процессов аккумуляции. На ложе океана строение осадочного чехла, распределение его мощностей и особенности возраста свидетельствуют о том, что процессы аккумуляции прямо зависят от расстояния от оси срединно-океанических хребтов. В рифтовых зонах хребтов осадочный покров очень маломощен либо отсутствует совсем, а в океанических котловинах его мощность и возраст увеличиваются по мере приближения к континентальным окраинам. Все это хорошо укладывается в концепцию тектоники литосферных плит. Непрерывность разреза почти на всем ложе океана, исключая поднятия, свидетельствует о постоянном и направленном режиме процессов аккумуляции, а закономерное увеличение мощности при удалении от оси срединно-океанических хребтов указывает на все возрастающую роль аккумулятивного выравнивания по мере раздвижения литосферных плит [13].

Учитывая, что осадочный чехол на континентальных окраинах и в переходных зонах не старше триаса — юры и юры — мела, а на ложе океана еще моложе, при сопоставлении темпов и объемов аккумуляции на океаническом дне и континентах для последних следует рассматривать отложения, сформировавшиеся с середины мезозоя до настоящего времени. На основе данных о площадях платформенных равнин суши, за исключением древних щитов, и средних мощностях морских и континентальных мезозойско-кайнозойских отложений, а также о площадях различных морфоструктур дна океана и мощностях осадочного чехла, нами были определены объемы материала, принимавшего участие в процессах аккумуляции на геоморфологическом этапе развития Земли. Сопоставление с другими данными позволяет сделать определенные выводы о темпах аккумуляции в течение позднего мезозоя и кайнозоя, причем при вычислении средних скоростей учитывалось уплотнение нижних слоев отложений, особенно на платформах и континентальных окраинах (табл. 2).

Объемы осадочного чехла и средние скорости аккумуляции в позднем мезозое и кайнозое

Морфоструктуры	Площадь, млн. км ²	Средняя мощность чехла, км	Объем чехла, млн. км ³	Средняя скорость аккумуляции, мм/год
Докембрийские платформы (без щитов)	51	0,6	31	0,007
Молодые платформы	23	2,0	47	0,018
Континентальные окраины и предконтинентальные прогибы	74	3,5	230	0,030
Переходные зоны	33	2,5	85	0,027
Ложе океана и срединно-океанические хребты	254	0,8	155	0,011

Анализ полученных результатов показывает, что объем мезозойско-кайнозойских отложений на древних платформах меньше, чем на молодых, хотя площадь первых заметно больше. Это связано с тем, что наиболее интенсивное прогибание и накопление осадков на древних платформах было в палеозое, а в мезозое и палеогене оно сменилось колебательными движениями. На молодых платформах интенсивное прогибание и накопление отложений относится именно к мезозою и частично к палеогену. Однако в неогене и в четвертичном периоде повсеместно происходило поднятие платформенных областей, за исключением краевых прогибов, что привело к резкому сокращению объемов аккумуляции и в ряде случаев к денудации. Поэтому средние скорости аккумуляции в мезозое — кайнозое на древних платформах в несколько раз меньше, чем на молодых, а если исключить неоген-четвертичный этап развития, то и те и другие должны быть увеличены на 15—20%. Следует также подчеркнуть, что в составе платформенных чехлов почти везде преобладают морские мелководные отложения, составляя в целом около 3/4 их разреза. Это еще больше подчеркивает роль выноса осадочного материала с суши и аккумуляции его в подводных условиях.

Объем отложений в пределах современных континентальных окраин, предконтинентальных прогибов и котловин краевых морей, где накапливаются преимущественно терригенные осадки, более чем в 4 раза превосходит объем осадочного чехла континентальных платформ. Средние скорости аккумуляции в мезозое — кайнозое здесь примерно в 1,5 раза выше, чем на молодых платформах. Если сопоставить объем этих отложений с объемом пород суши выше уровня океана, то первый превосходит второй почти в 3 раза, что дает дополнительные свидетельства неуклонного поднятия континентальных массивов в позднем мезозое и кайнозое.

На ложе океана, включая срединно-океанические хребты, где преобладают биогенные отложения, общий объем осадочного чехла меньше примерно в 2 раза по сравнению с пограничными областями между континентами и океанами, хотя площадь здесь намного больше. Средняя скорость аккумуляции на ложе океана с учетом изменения мощности и возраста в обе стороны от рифтовых зон не превышает 0,011 мм/год. Однако, судя по данным глубоководного бурения, она менялась в различные периоды геологической истории, будучи минимальной в мезозое и заметно увеличиваясь в неоген-четвертичное время, что связано, несомненно, с поднятием континентов и усилением процессов денудации [14]. Об этом же свидетельствует сопоставление темпов денудации суши и аккумуляции осадков на континентах и дне океана. Приведенные в таблицах цифры показывают, что первые в 1,7 раза выше вторых, но это вполне объяснимо. Ведь скорости денудации рассчитаны для современного

периода и относятся, как мы полагаем, к плиоцен-четвертичному времени, а скорости аккумуляции осреднены для мезозоя — кайнозоя.

В заключение необходимо подчеркнуть, что аккумулятивное выравнивание рельефа на континентах и дне океана имеет свои особенности. В горных системах суши на вершинах и склонах хребтов идет интенсивная денудация, а на дне межгорных и предгорных долин и впадин — аккумуляция сносимого материала, причем скорости накопления довольно высоки. На платформах аккумуляция происходит на поверхности денудационного среза складчато-метаморфического фундамента, первоначально в виде облегающего покрова, затем в виде последовательно накапливающихся субгоризонтальных слоев отложений, мощности которых заметно увеличивается в прогибах. На ложе океана осадочный покров залегает на неровной поверхности базальтового фундамента с характерным блоково-грядовым расчленением. Денудации этого фундамента практически не происходит, а осадки на срединно-океанических хребтах вначале заполняют межгрядовые ложбины, затем в зонах абиссальных холмов перекрывают рельеф фундамента облегающим покровом, а в пределах абиссальных равнин океанических котловин полностью захороняют неровности первичного рельефа слоистой толщей горизонтально залегающих осадков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дедков А. П., Мозжерин В. И. Эрозия и сток наносов на Земле. Казань: Изд-во Казан. гос. ун-та, 1984. 264 с.
2. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
3. Экзогенные процессы и окружающая среда. 19-й Пленум Геоморфол. комиссии АН СССР. Казань, 1988. М.: Наука, 1990. 190 с.
4. Маккавеев Н. И. Денудационная составляющая баланса вещества в системе океан — суша и ее роль в формировании пенепленов//Вод. ресурсы. 1982. № 3. С. 147—155.
5. Оллиер К. Тектоника и рельеф. М.: Недра, 1984. 460 с.
6. Dewey J. F., Bird J. M. Mountain belts and new global tectonics//J. Geophys. Res. 1970. V. 75. № 14. P. 1125—1130.
7. Schumm S. A. The disparity between present rates of denudation and orogeny//US Geol. Surv. Prof. Paper. 1963. V. 454-N. P. 36—44.
8. Young A. Present rate of land erosion//Nature. 1969. V. 224. P. 851—853.
9. Рельеф Земли (морфоструктура и морфоскульптура). М.: Наука, 1967. 331 с.
10. Беляевский И. А. Строеение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. М.: Наука, 1981. 432 с.
11. Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки). М.: Наука, 1984. 176 с.
12. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.
13. Литвин В. М. Морфоструктура дна океанов. Л.: Недра, 1987. 275 с.
14. Борисевич Д. В. Этапы развития рельефа суши и осадкообразования в океанах//Океанология. 1990. Т. 30. Вып. 5. С. 821—826.

Калининградский государственный университет

Поступила в редакцию
14.09.93

AN APPRAISAL OF IMPORTANCE OF DENUDATION AND SEDIMENTATION PROCESSES IN THE FORMATION OF THE EARTH'S GLOBAL RELIEF

V. M. LITVIN

Summary

The average rates of denudation over the whole land surface and on every continent, together with average rates of sedimentation on the land plains and ocean bottom have been calculated on the basis of geomorphological and geological-geophysical data. The average rates of denudation are: on the whole land — 0,082 mm/year, on platformian plains — 0,035 mm/year, in mountains — 0,17 mm/year. Average rates of sedimentation on continental platforms amount to 0,007, to 0,018 mm/year, on continental margins and transition zones — about 0,03 mm/year, on the ocean bottom — 0,011 mm/year.