

УДК 551.461

КАПЛИН П. А.

ТИПЫ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ОКЕАНА *

Изменения уровня морей и океана сильно влияют на динамику шельфа и побережий. Они способствуют достаточно быстрым преобразованиям береговой зоны, размыву или, напротив, нарастанию побережий, затоплению суши или осушению дна. Незначительное потепление климата Земли может привести к полному или частичному распаду ледниковых щитов, что повлечет за собой катастрофическое повышение уровня океана и затопление многих густонаселенных побережий. Поэтому хозяйственное освоение побережий, строительство портов, проведение берегозащитных мероприятий, планирование морских курортных зон, разведка и добыча прибрежно-морских полезных ископаемых невозможны без исследования долговременных тенденций перемещения уровня океана и без возможности прогнозирования будущих миграций береговой линии.

С 1976 г. проблема изучается в рамках осуществляемой ЮНЕСКО Международной программы геологической корреляции (проекты МПГК-61 и МПГК-200, см. [1]). Одна из важнейших задач проектов — выявление причин изменений уровня океана, определение их различных типов. Исследования по проектам позволили изучить влияние на колебания уровня океана большого количества факторов, которым прежде не уделялось внимание, в том числе таким, как гидроизостазия, деформации геоида, изменения солёности океанических вод, дрейф литосферных плит и др. Полученные результаты нуждаются в определенной систематизации и хотя бы приблизительной количественной оценке.

В таблице сведены современные представления о типах колебания уровня океана, их причинах, взаимных влияниях, скоростях и амплитудах. Многие из показанных явлений и процессов, связанных с изменениями уровня и влияющих на них, еще плохо изучены. Поэтому оценки скоростей и амплитуд перемещений береговых линий весьма приблизительны и имеют общий «прикидочный» характер, а сама таблица нуждается в достаточно подробном объяснении.

1. Согласно современным представлениям о природе Мирового океана, его объем в геологическом прошлом постоянно пополнялся за счет притока воды из недр планеты [2]. Вода выделяется из мантии Земли в процессе ее разогрева, плавления и дифференциации вещества. Процесс этот идет постоянно с момента образования Земли как планеты и до наших дней. Правда, А. П. Виноградов [3] считал, что со временем интенсивность процесса поступления воды падает, так как дегазация мантии протекала в строгой зависимости от процесса разогрева вещества планеты под действием распада радиоактивных элементов. По мере уменьшения их количества, видимо, сокращался и приток воды. Однако приток мантийных вод происходит и в наши дни. Об этом свидетельствуют поступления ювениальных вод из термальных источников, выходы глубинных вод или рассолов на дне морей и океанов (например, в Красном море), выделение огромных масс водяных паров при вулканических извержениях.

Современное поступление мантийных вод, по оценке А. П. Виноградова, приводит к подъему уровня со скоростью 1 мм/тыс. лет. С этой оценкой согласны многие исследователи [2]. Следовательно, за кайно-

* В статье не рассматриваются современные короткопериодные изменения уровня морей, такие, как приливы, сейши, цунами и др.

Типы	Скорость, мм/тыс. лет	Амплитуда (м) за кайнозой
Гидрокра́тический¹		
1. Поступление воды из мантии	1	+65
2. Уход водяных паров в атмосферу	1	—?
3. Изменение объема океана:		
а) в результате образования и таяния ледниковых покровов в Америке и Евразии (колебания Макларена)	9 000	±110
б) при изъятии воды океанов на образование ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии	7,5	—67
4. Изменение объема океана в результате изменения свойств воды (температуры, солености, плотности)	10 000	±10
5. Изменение глобального водообмена в результате климатических колебаний (сток поверхностных и грунтовых вод, испарение и осадки)	1 500	±10
Геогра́тический¹		
6. Увеличение объема океанических впадин в результате погружения океанического дна (регрессия Зюсса)	18	—1200
7. Изменение объема океанических впадин в результате преобразования рельефа дна (возникновение хребтов и «замыкание» впадин переходных зон)	4	+260
8. Процессы, связанные с движением литосферных плит	0,2	—13
9. Заполнение дна океана осадками	0,4	+26
10. Колебательные тектонические движения суши:		
а) платформенные	5	+1000
б) геосинклинальные	300	+8000
в) сейсмогенные	500 000	±110
11. Изостатические движения		
а) гляциоизостазия	50 000	—700
б) гидроизостазия	1 000	+25
в) седиментоизостазия	100 000	+5000
г) антропогенная изостазия	700 000	+10
12. Изменение формы геоида (геоидальная изостазия)	40 000	+200
13. Изменения скорости вращения Земли	100—300	+60; —30

¹ Термины предложены А. П. Павловым [10].

зой (65 млн лет) уровень океана за счет притока воды из недр планеты должен был повыситься на 65 м.

2. В условиях определенного влагосодержания атмосферы, по мнению Г. П. Калинина и др. [4], часть воды в газообразном или молекулярном состоянии должна уходить в космическое пространство. Действительно, вполне вероятно, что до возникновения биосферы вода терялась первичной атмосферой Земли. Появление биосферы привело к трансформации газового состава атмосферы и образованию стратосферной «ловушки» (что связано с присутствием озона), препятствующей диффузии паров воды вверх. Это замедлило процесс выноса воды в космос и создало более благоприятные условия для ее накопления на земной поверхности. К сожалению, этот механизм изучен плохо, и нет возможности привести какие-либо цифры, характеризующие уход водяных паров в космос. Г. П. Калинин полагал, что он равен приходу воды из мантии Земли. Однако в таком случае не происходило бы накопления воды в океане, т. е. можно принять, что падение уровня Мирового океана за счет потери водяных паров из атмосферы меньше, чем 1 мм/тыс. лет.

3. Наиболее изучены колебания уровня, связанные с изменением объема океана в результате образования и таяния ледниковых покровов. Как известно, в плейстоцене ледниковые покровы неоднократно занимали огромные пространства суши в Северной Америке и Евразии. При максимальных стадиях оледенения в ледниковых щитах аккумуляровалось около 35 млн км³ воды. В периоды межледниковий эта вода

возвращалась обратно в океанические впадины, т. е. регрессии сменялись трансгрессиями. Амплитуда гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана достигала примерно 110 м: в периоды регрессий уровень опускался ниже современного на 100 м, а максимальные трансгрессии затапливали сушу не более чем на 10-метровую высоту [5].

Особо следует сказать о гляциоэвстатической регрессии, протекавшей при формировании ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии. Образование ледника Антарктиды происходило в основном между 25 и 16 млн лет назад и должно было вызвать гляциоэвстатическую регрессию с амплитудой около 60 м, а образование 5 млн лет назад ледникового щита Гренландии привело к понижению уровня океана на 7 м. В дальнейшем в течение всего плейстоцена ледники Антарктиды и Гренландии менялись мало и почти не влияли на колебания уровня океана [2].

4. О колебаниях объема океана в результате изменения свойств воды (температуры, солености, плотности) известно очень мало. Впервые на этот фактор серьезное внимание обратил Дж. Скофилд [6]. Уровень моря за счет колебания плотности морских вод изменяется быстро — примерно на 1 м за 100 лет, но, видимо, по амплитуде не может превышать 10 м. Очевидно, изменения температуры и солености и вследствие этого плотности океанских вод особенно резко происходили при сменах ледниковых и межледниковых периодов, и колебания уровня, вызванные этим явлением, суммировались с гляциоэвстатическими трансгрессиями и регрессиями.

5. Изменения глобального водообмена исследовал последнее время Р. К. Клиге [7, 8]. Он показал, что в результате климатических изменений в разные периоды истории Земли достаточно резко колебался речной грунтовый сток, объемы озер, содержание влаги в атмосфере. В результате этих изменений неодинаков был водообмен между океаном и остальной гидросферой. Потепление климата в конце прошлого столетия на 1°C вызвало повышение испарения озер и увеличение жидкого стока в океан. Некоторые исследователи [9] считают, что потепление климата должно прогрессивно развиваться в результате накопления в атмосфере CO_2 , т. е. возникновения «парникового эффекта». Прогнозные исследования показали, что вследствие развития «парникового эффекта» уровень океана может подняться к 2100 г. на 3,45 м [9]. Правда, наряду с потеплением происходят и другие процессы, ведущие к изъятию воды из океана (испарение с поверхности океана, разбор воды на хозяйственные нужды и т. п.). Однако суммарно за счет изменений водного баланса уровень океана, по мнению Р. К. Клиге, поднимается в настоящее время со скоростью 1,5 мм/год. При похолоданиях, видимо, наблюдается обратная картина — уменьшается поступление воды с суши и происходит падение уровня океана. Амплитуда таких колебаний уровня не превышает нескольких метров.

6. По мнению многих исследователей, в числе которых следует упомянуть К. К. Маркова [10], О. К. Леонтьева [11], Г. Менарда [18], для всего периода мезозоя и кайнозоя характерно общее относительное повышение средней высоты суши и углубление океанических чаш. Эту тенденцию развития океанов подметил еще Э. Зюсс, и поэтому К. К. Марков предложил опускание уровня в результате процесса углубления океана называть регрессией Зюсса. О. К. Леонтьев [13] считает, что показателями прогибания дна Мирового океана служат данные о глубинах над гайотами и мощностях кайнозойских коралловых известняков, слагающих атоллы. Бурение на атоллах, определения абсолютного возраста кораллов позволяют делать О. К. Леонтьеву вывод, что за кайнозой (65 млн лет) дно океана, а вслед за ним уровень опустились на 1200 м. Правда, по теории тектоники плит большие глубины над гайотами свидетельствуют не о прогибании дна, а о движении бывших атоллов вместе с дном океана по наклонной от срединно-океанических хребтов к зонам субдукции.

7. Г. Менард [12] и О. К. Леонтьев [11, 13], рассматривая колебания уровня Мирового океана, придают большое значение изменениям в геологическом прошлом рельефа океанического дна. На уровень, несомненно, влияли воздымания срединно-океанических и других хребтов, преобразование, «замыкание» геосинклинальных впадин. О. К. Леонтьев предполагает, что за счет названных причин уровень за кайнозой поднялся на 260 м.

8. Согласно концепции новой глобальной тектоники, движения литосферных плит влияют на изменения рельефа срединно-океанических хребтов и зон Беньофа, вызывая, таким образом, регрессии и трансгрессии [14, 15]. Их амплитуду, видимо, можно оценивать той же цифрой, которая приведена в пункте 7.

Вместе с тем О. Г. Сорохтин показывает, что в зонах Беньофа, протяженность которых составляет около 60 тыс. км, происходит опускание в мантию океанической литосферы, коры и осадочных пород со средней скоростью около 5 см/год. Если принять среднюю толщину заглубляющегося осадочного слоя 3—4 км, то в мантию должно погружаться 9—12 км³ морских отложений. Изъятие такого объема донных отложений должно вызвать снижение уровня океана примерно на 0,2 мм/тыс. лет.

По всей видимости, с движением литосферных плит связаны и другие явления, обуславливающие изменения уровня океана. Например, при смыкании плит в районе Тетиса были изолированы от океана Каспийское море и ряд других водоемов, а при раскрытии океанов, напротив, возникли Красное море, Калифорнийский залив и др. Происходило изменение контуров и объема океанов. Однако нет количественной оценки этих явлений и соответственно конкретных цифр.

9. На протяжении всей истории океана на его дне происходит накопление осадков. Они вытесняют воду, и процесс осадконакопления приводит к повышению уровня океана. Об этом факторе писали еще Э. Зюсс и А. Пенк. Последний считал, что накопление осадков повышает уровень океана со скоростью 8 см/тыс. лет [10]. Цифра эта, безусловно, завышена. Г. Менард оценивает подъем уровня в результате осадкообразования в 0,4 мм/тыс. лет.

10. В преобразовании рельефа Земли большую роль играют тектонические вертикальные движения земной коры, которые обуславливают относительные изменения уровня морей и океанов. Тектонические движения разнообразны по амплитудам, знаку, скоростям, по охвату пространства земной поверхности. Существуют многочисленные классификации вертикальных тектонических движений. Более всего отвечает нашим целям выделение В. Е. Хаиным [16] платформенных и геосинклинальных типов вертикальных тектонических движений. В платформенных областях амплитуда кайнозойских движений достигала, как считает В. Е. Хаин, 1—1,5 км, а средняя скорость — 0,005 мм/год. В пределах геосинклинальных поясов размах поднятий и погружений за это же время составил 6—8 км, а средняя скорость движений достигала 0,3 мм/год. Максимальные скорости тектонических подвижек могут быть около 3—3,5 см/год. Однако известно, что тектонические перемещения, связанные с проявлениями сейсмичности, могут быть очень быстрыми, практически мгновенными. Подобные сейсмогенные подвижки блоков суши хорошо известны. В районе г. Ниигата на берегу Японского моря во время землетрясения 1964 г. участок берега за несколько минут опустился на 1—2 м. Это опускание хорошо заметно по погруженным под уровень моря берегоукрепительным конструкциям [17]. Землетрясение 1899 г. на Аляске по сведениям Береговой и Геодезической службы США, вызвало поднятие одного из участков зал. Якутат на 14 (!) м.

11. Уровень моря локально и регионально изменяется на некоторых побережьях в результате проявления изостазии. Наиболее широко изостатическими движениями охвачены области современного и древнего оледенений. Энергичные поднятия этих областей компенсируют полное или частичное исчезновение ледниковой нагрузки. Районы изостатиче-

ских движений хорошо очерчиваются изобазам и в Скандинавии и в Северной Канаде, по контурам они согласуются с бывшими ледниковыми щитами. Скорости поднятий, связанных с ледниковой разгрузкой территорий, отличаются большими величинами, чем скорости обычных тектонических движений.

Дж. Скофилд [18] подсчитал, что максимальная абсолютная скорость воздымания Канадского щита в период между 8 и 6 тыс. лет назад достигала 50 м в тысячелетие. Для Фенноскандии (р-н г. Осло) скорость абсолютного поднятия в период между 10 и 8 тыс. лет назад была 45 м в тысячелетие, между 4 тыс. лет назад и современной эпохой — 9 м. Суммарная величина поднятий областей древнего оледенения достигает 700 м [17].

Однако способность земной коры реагировать на нагрузки проявляется не только при ледниковом воздействии. Интересным и малоизученным процессом является гидроизостазия, т. е. прогибание коры под нагрузкой водной массы, например при поступлении талых ледниковых вод в какой-либо бассейн. Последние годы этот процесс рассматривался главным образом теоретически М. Криттенденом, А. Блумом, Р. Уолкоттом, Дж. Чеппелом, Л. Кэтлзом [19]. А. Блум, например, пришел к выводу, что прогибание шельфов в результате действия водной нагрузки в послеледниковое время составило около 1/3 эффективного столба воды. Рассмотрение на модели Земли с различными параметрами вязкости воздействия образовавшегося дополнительного столба талых вод позволило Л. Кэтлзу установить, что величина среднего гидроизостатического углубления бассейнов за последние 18 тыс. лет варьирует (в зависимости от того, какие параметры вязкости принимаются при расчетах) от 25,4 до 13,8 м.

Изостатический эффект сказывается также при накоплении мощных толщ осадков. Особенно наглядно это проявляется в дельтовых районах. Правда, при накоплении отложений кроме изостатического опускания происходит уплотнение осадка и проседание его кровли. Трудно разделить эти два процесса, и они рассматриваются совместно. Опускание поверхности в областях активного осадконакопления может достигать 20—30% от мощности горизонтов отложений, а скорость — нескольких сантиметров в год. Например, дельта р. По проседает со скоростью 0,2 см/год, дельта р. Нигер — 2, р. Миссисипи — 4,3, р. Хуанхе — 10 см/год [20]. Катастрофический характер проседание рыхлых толщ осадочных пород приобретает при землетрясениях.

Проседания земной поверхности происходят и усиливаются в результате хозяйственной деятельности человека. Дополнительная тяжесть городских строений г. Шанхая усугубляет уплотнение древних дельтовых отложений р. Янцзы. Хорошо известно погружение Венеции, расположенной в дельте р. По. При хозяйственной деятельности человека значение имеет не только нагрузка сооружений, но и откачка подземных вод или нефти. Показателен в этом отношении пример района Лонг Бич в Калифорнии. Здесь в результате нефтедобычи за период с 1928 по 1971 г. максимальное опускание поверхности прибрежной равнины составило 9,3 м. Максимуму нефтедобычи соответствует наивысшая скорость проседания земной поверхности — 71,9 см/год [20].

12. Последние годы получены принципиально новые выводы о колебаниях уровня океана вследствие изменения гравитационного поля Земли [19, 21—24]. Гравитационное поле изменяется при перераспределении масс на поверхности и в недрах Земли — на границе ядра и нижней мантии, либо в астеносфере, а также при таянии материковых льдов на ее поверхности. В результате этих процессов происходят деформации геоида.

Поверхность океана является уровенной поверхностью потенциала силы тяжести. Это означает, что во всех пунктах водной поверхности потенциал равен одной и той же величине. При деформациях геоида океанская масса воды вынуждена реагировать на изменения потенциала силы тяжести колебаниями уровня, неравномерными в разных районах.

Вследствие изменения гравитационного поля, например, поступающая в океан талая вода ледниковых щитов должна была растекаться неравномерным слоем [19, 22]. Деформации геоида могут приводить к изменениям уровня на 2—4 м за 100 лет [24]. Колебания уровня, вызванные деформациями геоида, изменением гравитационного поля, Н.-А. Мернер предложил называть геоидальной изостазией.

В настоящее время из-за неоднородности гравитационного поля Земли водная поверхность отступает от правильной фигуры вращения, которая соответствует среднему уровню океана. Океан имеет свой рельеф, где впадины чередуются с поднятыми куполами. Амплитуда неровностей около 200 м. Неровности обусловлены неоднородностью строения глубоких слоев Земли и неодинаковым вследствие этого распределением силы тяжести [21]. Н.-А. Мернер считает, что эти аномалии нестабильны во времени и пространстве. Вместе с их миграциями сдвигаются в горизонтальном и вертикальном направлении депрессии и выпуклости водной поверхности океана, изменяя форму палеогеоида. Такие смещения в рельефе геоида могут вызывать за короткое время локальные трансгрессии и регрессии довольно значительной амплитуды.

13. Неведение исследования со спутников позволили получить новые сведения о нашей планете. Лазерные наблюдения в течение нескольких лет за искусственным спутником Лагос показали, что происходит замедление вращения Земли, равное $3 \cdot 10^{-11}$ год⁻¹ [25]. Уменьшение скорости вращения Земли требует движения массы по направлению оси вращения, сокращающего разницу между экваториальным и полярным моментами инерции. Проще говоря, Земля как бы распрямляется. На это явление прежде всего реагирует водная масса океана. Ю. А. Таракановым подсчитано, что замедление вращения Земли с указанной скоростью должно привести к понижению уровня на экваторе со скоростью 1 см/столетие и, напротив, повышению в приполярных областях на 3 см/столетие.

Полученные цифры правомерны для определенного периода времени, так как известны сложные нерегулярные изменения скорости вращения Земли [26]. Поэтому уровень на полюсе и экваторе, видимо, в разные периоды менялся по-разному. Совершенно очевидно, что проблема изменения уровня океана в связи с рассматриваемым процессом требует специального изучения.

Перечисленными в таблице типами колебания уровня океана, возможно, и не исчерпаны все их виды, и не все причины изменения водной поверхности названы. Необходимо дальнейшее более углубленное исследование проблемы. Неравноценен, конечно, и вклад каждого из типов колебания в результирующий общий процесс изменения поверхности океана. Одни виды колебаний уровня имеют глобальный характер, другие проявляются локально. Часть из них охватывает длительные геологические эпохи, некоторые кратковременны, периодичны или даже случайны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Каплин П. А. Международные исследования изменений уровня океана.— Океанология, 1984, т. XXIV, вып. 4, с. 709.
2. Богданов Ю. А., Каплин П. А., Николаев С. Д. Происхождение и развитие океана. М.: Мысль, 1978. 157 с.
3. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 212 с.
4. Калинин Г. П., Клизе Р. К., Шлейников В. А. Основные проблемы палеоокеанологии.— В кн.: Проблемы палеоокеанологии. М.: Наука, 1976, с. 7.
5. Марков К. К., Сутова И. А. Эвстатические колебания уровня океана.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965, с. 143.
6. Schofield J. C. Postglacial sea level maxima a function of salinity?— J. Geosci., 1967, № 10, p. 1605.
7. Клизе Р. К. Уровень океана в геологическом прошлом. М.: Наука, 1980. 109 с.
8. Клизе Р. К. Изменение глобального водообмена. М.: Наука, 1985. 247 с.
9. Greenhouse effect and sea level rise/Ed. Barth M., Titus J. N. Y.: Van Nostrand Reinhold Company, 1984, p. 325.
10. Марков К. К. Палеогеография. Изд. 2-е М.: Изд-во МГУ, 1960. 268 с.

11. Леонтьев О. К. Морская геология. М.: Высш. шк. 1982. 343 с.
12. Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 271 с.
13. Леонтьев О. К. Об изменениях уровня Мирового океана в мезокайнозое.— Океанология, 1970, № 2, с. 321.
14. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 181 с.
15. Сорохтин О. Г. Тектоника литосферных плит и природа глобальных трансгрессий.— В кн.: Проблемы палеогеографии. М.: Наука, 1976, с. 59.
16. Хашин В. Е. Общая тектоника. М.: Недра, 1964. 497 с.
17. Каплин П. А. Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1973. 264 с.
18. Schofield J. C. Postglacial sea levels isostatic uplift.— New Zealand Journ. Geol. and Geophys., 1964, v. 7, № 2, p. 231.
19. Бадюков Д. Д. Влияние изменения формы геоида и деформаций твердой Земли под действием водной нагрузки на изменения уровня моря в послеледниковое время.— В кн.: Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет/Под ред. Каплина П. А., Клиге А. Л., Чепалыги А. Л. М.: Наука, 1982, с. 51.
20. Уровень, берега и дно океана/Под ред. Сомова Н. В., Леонтьева О. К. М.: Наука, 1978. 190 с.
21. Тараканов Ю. А. Отражение внутреннего строения Земли в рельефе водной поверхности океана.— В кн.: Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет/Под ред. Каплина П. А., Клиге Р. К., Чепалыги А. Л. М.: Наука, 1982, с. 23.
22. Clark J., Farrell W., Peltier W. Global changes in postglacial sea level: a numerical calculation. Quaternary Research, 1978, v. 9, p. 265.
23. Mörner N.-A. Eustasy and geoid changes.— J. Geology, 1976, v. 84, p. 123.
24. Mörner N.-A. Differential Holocene sea level changes over the Globe: evidence for glacial eustasy, geoidal eustasy and crustal movements. International Symposium on coastal evolution in the Holocene. Tokyo, 1983, p. 93.
25. Kauba W. M. The changing shape of the Earth.— Nature, 1983, v. 303, p. 756.
26. Сидоренков Н. С. Неправильности вращения Земли как возможные показатели глобального водообмена.— В кн.: Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет/Под ред. Каплина П. А., Клиге Р. К., Чепалыги А. Л. М.: Наука, 1982, с. 85.

Московский государственный университет
 Географический факультет

Поступила в редакцию
 5.XI.1985

TYPES OF THE OCEAN LEVEL CHANGES

KAPLIN P. A.

Summary

The paper summarizes quantitative data obtained up to now on rates and amplitudes of 13 types (causes) of hydrocratic and geocratic ocean level changes during the Cenozoic. Some types of the level changes are of global character and long duration, others are local and short-term.