

РЕЖИМ ЗЕМНОЙ ГИДРОСФЕРЫ ФАНЕРОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ ИЗ ОЦЕНКИ ЕЕ ЭНДОГЕННЫХ ПОСТУПЛЕНИЙ ФОТОЛИТИЧЕСКИХ ПОТЕРЬ

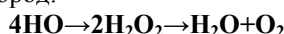
Орленок В.В.

Российский государственный университет имени И. Канта, orlenok@albertina.ru

Количественное определение эндогенных поступлений и фотолитических потерь земной гидросферы было произведено автором для кайнозойского этапа глобального вулканизма около четверти века назад [5, 6, 8].

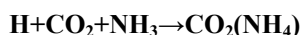
Фотолиз характеризует процесс диссоциации молекулы воды под действием жесткого солнечного излучения в верхних слоях атмосферы. Диссоциация идет по следующей схеме: $\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H} + \text{OH}$

Далее гидроксильные радикалы (ОН), взаимодействуя друг с другом, образуют перекись водорода, которая тут же диссоциирует на воду и кислород:



Молекула кислорода (O_2) будет в поле тяготения Земли опускаться в атмосферу, а молекула водорода (H_2), будучи в 16 раз легче атомного веса кислорода, диссипирует в окружающее космическое пространство. Образующаяся при этом новая молекула воды будет немедленно диссоциирована под действием жесткого излучения по указанной схеме. Таким образом, появление кислорода в атмосфере Земли на раннем этапе ее эволюции (в отсутствии биосферы) происходило исключительно за счет фотолиза.

Кроме фотолиза вода расходуется на увлажнение почв, растительности, атмосферы, формирование полярных ледников Гренландии и Антарктиды. Часть водорода образует органическое вещество в соответствии с реакцией:



Однако, наибольшее количество H_2 попадает в атмосферу через глубинные разломы в виде водородных струй и, не участвуя в реакциях, диссипирует в окружающее космическое пространство. Ввиду важности использования фотолиза для численной оценки потерь воды при испарении с поверхности морских и океанических бассейнов, приведем методику расчета величины F.

По глубине залегания и возрасту мелководных осадков позднеюрского – миоцен – плиоценового возраста, обнаруженных к 1985 году бурением «Гломар Челленджер» в 220 скважинах на дне Мирового океана, автором рассчитаны скорости опускания дна океана [7, 8]. Еще раньше по аналогичной методике были произведены расчеты скорости опускания дна по глубине залегания плосковершинных гайотов и атолам, с учетом возраста покрывающих их мелководных осадков [5, 7, 8].

При этом установлено, что средняя скорость опускания дна (и одновременного поступления эндогенной воды) за период 70×10^6 лет, начиная с позднего мела, составила 0,1 мм/год, что в пересчете на массу будет равно:

$$320 \times 10^{16} \text{ см}^2 \times 1 \times 10^{-2} \text{ см} \times 70 \times 10^6 \text{ лет} = 2,24 \times 10^{24} \text{ г}$$

В современном Мировом океане сосредоточено $1,42 \times 10^{24}$ г воды. Полученная разница $0,82 \times 10^{24}$ г включает воду, пошедшую на увлажнение морских осадков ($0,12 \times 10^{24}$ г), ($0,04 \times 10^{24}$ г) – на формирование полярных льдов Гренландии и Антарктиды, ($0,01 \times 10^{24}$ г) на увлажнение почв, ($0,01 \times 10^{24}$ г) – гидросферы суши, другие неучтенные статьи баланса.

Оставшаяся величина $0,63 \times 10^{24}$ г – это вода утраченная при испарении и последующем фотолизе в верхних слоях атмосферы за последние 70×10^6 лет.

Таким образом стало возможным подсчитать ежегодные фотолитические потери (F) с современной площади Мирового океана, равной $360 \times 10^6 \text{ км}^2$:

$$F = 0,63 \times 10^{24} \text{ г} / 70 \times 10^6 \text{ лет} = 9 \times 10^{15} \text{ г/год}$$

По объему это составляет $9 \text{ км}^3/\text{год}$.

Поскольку фотолиз, как ранее отмечалось, есть функция площади (S) зеркала вод испаряемого бассейна, то появляется возможность определить своего рода «константу фотолиза» в $\text{г/км}^2 \cdot \text{год}$ (Fn):

$$F_n = 9 \times 10^{15} \text{ г} / 3,6 \times 10^{18} \text{ см}^2 = 2,5 \times 10^{-3} \text{ г/см}^2 \cdot \text{год}$$

Полученная величина соответствует значению $2,5 \times 10^7 \text{ г/км}^2 \cdot \text{год}$. Это и есть константа фотолиза, зависящая от площади (S) любого морского или океанического бассейна.

Таким образом, получен очень важный инструмент, позволяющий по известной или предполагаемой площади морских бассейнов в различные периоды геологической истории, корректировать представления о существовании таких морей и океанов при известном уровне вулканизма и выносимых с ним масс воды, которые как правило, не превышают 10% от массы твердых продуктов извержений.

Однако величина фотолиза зависит не только от площади водного бассейна, но также от состояния Солнца, которое в процессе своей эволюции изменяло температуру от 3500K на фотосфере – состоянии Солнца в конце катархей – начале протерозоя [9] до 6000K – температура фотосферы современного Солнца.

Если пронормировать найденную константу фотолиза (F_n) по градусам Кельвина (K) фотосферы временного Солнца, то получим коэффициент (ΔF_n), позволяющий внести поправки в значение F_n на температуру фотосферы, меняющихся состояний Солнца за последние $4,5 \times 10^9$ лет:

$$\Delta F_n = 2,5 \times 10^7 \text{ г/км}^2 \cdot \text{год} / 6000 \text{ K} = 4,2 \times 10^3 \text{ г/км}^2 \cdot \text{год} \cdot \text{град K}.$$

Теперь для определения F_n нужно найденное значение ΔF_n умножить на температуру T фотосферы, соответствующую спектральному классу Солнца:

$$F_n = \Delta F_n \times T (\text{г/км}^2 \cdot \text{год} \cdot \text{град K}).$$

Результаты расчетов нормированной константы приведены в табл..

Нормированное значение константы фотолиза (F_n) в зависимости от состояния Солнца

Температура (K) и спектральный класс Солнца	6000 желтый	5000 оранжевый	4500 красный	3500 Типа Т-Тельца переменного блеска
Нормированная константа фотолиза F_n (г/км ² ·год·град·K)	$2,5 \cdot 10^7$	$2,1 \cdot 10^7$	$1,9 \cdot 10^7$	$1,3 \cdot 10^7$
Время действия константы $F_n \times 10^6$ лет	0-400	400-600	600-2300	2300-4000

Расчеты показали, что величина F_n , в зависимости от спектрального класса Солнца в ходе эволюции менялась не более, чем два раза. Даже в начальной стадии Т – Тельца фотолиз был в состоянии диссоциировать молекулы воды и тем самым продуцировать первый атмосферный кислород в отсутствие биосферы.

ОЦЕНКА ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ФАНЕРОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОНСТАНТЫ ФОТОЛИЗА

Как следует из палеогеографических реконструкций Н.М. Страхова [12], первые достаточно обширные мелководные моря появились в конце венда – кембрии, то есть около 600×10^6 млн. лет назад. В течение большей части фанерозоя, по геологическим данным произошло около 30 наиболее крупных платобазальтовых извержений в пределах современной суши общим объемом $30 \times 10^6 \text{ км}^3$. Никаких свидетельств о подобном или еще большем вулканизме в секторах будущих океанов нет.

Используя разработанный аппарат фотолиза, оценим напряженность вулканизма и вероятные площади морских бассейнов на протяжении большей части фанерозоя. Определим вначале массу вулканического материала, вынесенного на поверхность, за последние 500 млн. лет (до KZ):

$$30 \times 10^6 \text{ км}^3 \times 2,7 \text{ г/см}^3 \times 10^{15} \text{ см}^3 = 8,1 \times 10^{23} \text{ г}$$

Отсюда найдем количество вулканического материала, выносимого на поверхность в год:

$$8,1 \times 10^{23} \text{ г} / 500 \times 10^6 \text{ лет} = 1,62 \times 10^{15} \text{ г/год}$$

Из полученного видно, что напряженность вулканизма на протяжении большей части фанерозоя была весьма незначительной, и составляла всего $1,6 \text{ км}^3$ в год, количество выносимой с вулканизмом воды (10%) – $1,6 \times 10^{14} \text{ г/год}$.

Как следует из палеогеографической схемы в поздней юре и меловом периоде [6], площадь морских бассейнов составляла не более $100 \times 10^6 \text{ км}^2$, что позволяет оценить фотолитические потери для этого времени:

$$F = 100 \times 10^6 \text{ км}^2 \times 2,5 \times 10^7 \text{ г/км}^2 \cdot \text{год} = 2,5 \times 10^{15} \text{ г/год}$$

Сравним полученные фотолитические потери с найденной годовой массой воды, выносимой вулканизмом ($1,6 \times 10^{14} \text{ г}$). Приход оказывается более чем на порядок меньше расхода. Им подтверждается, что поступление основной массы воды происходило не за счет вулканизма, а за счет выноса ее по глубинным разломам в районе приподнятой суши секторов будущих океанов. Сформированная к этому времени астеносфера первоначально разгружалась от избытков летучих и тепла не вулканическим путем, а посредством активной дегазации и выноса воды по глубинным разломам. Свидетельство этому является значительное насыщение атмосферы мелового периода вулканическими газами CO_2 , CO , NH_4 , что отразилось в формировании огромных масс карбонатов.

Таким образом, в преддверии кайнозойского глобального вулканизма [9], благодаря мощной дегазации астеносферы, сформировались обширные мелководные морские бассейны мелового периода, определившие крупнейшую трансгрессию фанерозоя в пределах современной суши и в прилегающих окраинах будущих континентов, а также в центральной области Тихого океана.

В палеозое и первой половине мезозоя размеры морских бассейнов в пределах континентальной суши не превышали – $35-50 \times 10^6 \text{ км}^2$. Для морских бассейнов общей площадью $50 \times 10^6 \text{ км}^2$, расчетная величина фотолиза будет $1,25 \times 10^{15} \text{ г/год}$. Это значит, что напряженность вулканизма для производства такого количества воды должна была составлять не менее $4,6 \times 10^{15} \text{ г/год}$, т.е. – $4,6 \text{ км}^3$ /год вулканического материала:

$$12,5 \times 10^{15} \text{ г/год} / 2,7 \text{ г/см}^3 = 4,6 \times 10^{15} \text{ см}^3 = 4,6 \text{ км}^3$$

Однако такого мощного вулканизма на этом этапе фанерозоя – не известно. Это еще раз доказывает, что морские бассейны фанерозоя и венда формировались не за счет вулканизма, а за счет интенсивной дегаза-

ции и выноса ювенильной воды, а также по глубинным разломам из зоны формирующейся астеносферы (транзитной воды). Становится, также, понятна причина чередования режимов трансгрессий и регрессий фанерозоя. Они регулировались периодическими выбросами огромных масс эндогенной воды вследствие усиления дегазации астеносферы, при которых происходило увеличение площади морских бассейнов (трансгрессии). Регрессии в свою очередь вызывались не миграцией воды с континентальной суши в гипотетический океан, как это предполагалось ранее, а вследствие продолжительного сокращения транзитных поступлений эндогенной воды.

В результате фотолитиза, площадь этих мелководных морей быстро сокращалась.

Используя константу фотолитиза, оценим вероятность давно существующей гипотезы о раннем образовании Мирового океана – едва ли не с середины протерозоя ($2,4 \times 10^9$ лет) [2, 3, 4]. Никто из сторонников этой гипотезы не приводит сколько-нибудь убедительных доказательств существования источников, которые привели бы к образованию и длительному существованию огромных масс воды на Земле. Но предположим, что такой океан существовал в районе нынешней Тихоокеанской впадины. Предполагается, что глубина его была более 4 км, а размеры близки к современным. Положим площадь праокеана $S = 300 \times 10^6 \text{ км}^2$, глубину – $h = 4 \text{ км}$. Масса воды в таком океане составит $1,2 \times 10^{24} \text{ г}$.

Подсчитаем ежегодный фотолитиз с площади океана:

$$2,5 \times 10^7 \text{ г/км}^2 \cdot \text{год} \times 300 \times 10^6 \text{ км}^2 = 7,5 \times 10^{15} \text{ г/год}$$

Масса вулканизма для найденного значения воды должна быть не менее $7,5 \times 10^{16} \text{ г/год}$, это соответствует 28 км^3 вулканического материала в год:

$$7,5 \times 10^{16} \text{ г/год} / 2,7 \text{ г/см}^3 = 2,8 \times 10^{16} \text{ см}^3 \text{ год}$$

Столь высокая напряженность извержений наблюдалась только в период кайнозойского глобального вулканизма ($36 \text{ км}^3/\text{год}$) [8]. Подобного интенсивного вулканизма на докайнозойском этапе фанерозоя не существовало.

Найдем потери на фотолитиз за все время существования гипотетического океана, предположительно – с середины протерозоя ($2,4 \times 10^9$ лет) [7, 9]:

$$7,5 \times 10^{15} \text{ г} \times 2,4 \times 10^9 \text{ лет} = 1,8 \times 10^{25} \text{ г}$$

Полученная величина почти на порядок превышает количество воды выработанное Землей и вынесенное на ее поверхность за все время существования ($6,3 \times 10^{24} \text{ г}$).

Таким образом, идея «вечного океана» не имеет под собой серьезного научного обоснования. На Земле просто нет необходимых ресурсов для длительного и непрерывного производства значительных объемов свободной воды.

Однако почему-то не принимаются во внимание данные докембрийской геологии о существовании длительной паузы в вулканизме с конца катархея ($4,0 \times 10^9$), до венда [9, 11] ($0,6 \times 10^9$), когда за $3,4 \times 10^9$ лет на земную поверхность было вынесено всего $4,5 \times 10^8 \text{ км}^3$ вулканического материала или по массе:

$$4,5 \times 10^8 \text{ км}^3 \times 2,7 \text{ г/см}^3 \times 10^{15} \text{ см}^3 = 1,3 \times 10^{24} \text{ г}$$

Отсюда ежегодные поступления вулканического материала составят:

$$1,3 \times 10^{24} \text{ г} / 3,4 \times 10^9 \text{ лет} = 3,8 \times 10^{14} \text{ г/год}$$

Соответственно 10% от этой массы, как всегда приходится на воду, т.е. – $3,8 \times 10^{13} \text{ г/год}$.

Приняв среднее нормированное значение фотолитиза F_n для этого спектрального периода Солнца, равного $1,6 \times 10^7 \text{ г/км}^2 \cdot \text{год} \cdot \text{градK}$, найдем площадь зеркала испаряемого бассейна, с которого фотолитиз «съест» массу воды в год:

$$3,8 \times 10^{13} \text{ г/год} / 1,6 \times 10^7 \text{ г/км}^2 \cdot \text{год} = 2,4 \times 10^6 \text{ км}^2,$$

т.е. площадь такого бассейна будет иметь размеры квадрата $2400 \times 1000 \text{ км}$. Это немного меньше площади Средиземного моря ($2,5 \times 10^6 \text{ км}^2$). Из приведенного следует, что на громадных пространствах Земли в протерозое почти не было воды. Скорее всего, были сотни мелких озер, болот, речек, разбросанных более или менее равномерно по поверхности Земли, которые периодически высыхали или покрывались льдом, так как Солнце было значительно холоднее современного, а пары воды, вулканические газы, обеспечивающие парниковый эффект, практически отсутствовали. Этим можно объяснить, отмечаемую И.А. Резановым [10] длительную задержку в развитии биосферы на Земле после катархея.

ОЦЕНКА ДЛИТЕЛЬНОСТИ СУЩЕСТВОВАНИЯ СОВРЕМЕННОГО ОКЕАНА

Мировой океан возник лишь в конце эволюции нашей планеты. Его образованию предшествовала эпоха мощного вулканизма, начавшегося в конце мелового периода и завершившегося в миоцене – плиоцене. Основная масса океанской воды образовалась в это же время за счет дегидратации опустившейся на 8 км в астеносферу земной коры и последующего выноса ее по глубинным разломам, дегазацией и ювенильным путем. Современный приток воды, составляющий наибольшую за всю историю Земли величину, равную $360 \text{ км}^3/\text{год}$, обеспечивается в основном ее выносом через систему планетарных рифтовых разломов срединно – океаниче-

ских хребтов, протянувшихся на 60 тыс. км. [9]. При этом объем ежегодного вулканизма составляет всего $2-3 \text{ км}^3$. Этот факт – наиболее яркое доказательство того, что источником поступления воды как в стадии формирования астеносферы в палеозое и большей части мезозоя, так и в ходе ее разгрузки во время глобального кайнозойского вулканизма являлся не сам вулканизм, а дегидратация низов земной коры, опустившейся в результате дегазации и вулканизма в разуплотненное пространство астеносферы [7].

По завершению активной фазы глобального вулканизма, в будущем следует ожидать продолжения подъема уровня Мирового океана, увеличения массы воды до $1,5 \times 10^{24} \text{ г}$ и площади океана до $400 \times 10^6 \text{ км}^2$. После этого начнется снижение скорости поступления эндогенной воды. По всей вероятности, такое уменьшение будет проходить по закону, аналогичному ее поступлению во время океанизации, но с обратным знаком, что и зафиксировано графиком:

$$V(t) = ae^{-t/c} + b,$$

где t – млн. лет, a, b и c – коэффициенты, определяемые с графика $V(t)$.

Оценим продолжительность существования кайнозойского океана, приняв в качестве средней площадь $S = 300 \times 10^6 \text{ км}^2$.

Ежегодные потери на фотоллиз при этом составят:

$$300 \times 10^6 \text{ км}^2 \times 2,5 \times 10^7 \text{ г/км}^2 \cdot \text{год} = 7,5 \times 10^{15} \text{ г/год}$$

Время, в течение которого фотоллиз ликвидирует современный океан определится из следующего уравнения:

$$1,5 \times 10^{24} \text{ г} / 7,5 \times 10^{15} \text{ г/км}^2 \cdot \text{год} = 2 \times 10^8 \text{ год}$$

Таким образом, громадный и глубоководный океан, покрывающий две трети поверхности Земли, при прекращении поступления эндогенной воды, исчезнет с земной поверхности всего за 200 млн. лет.

У Земли больше нет и не будет в дальнейшем ресурсов, используя которые, мог бы повториться глобальный вулканизм и его производная – современный Мировой океан.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кесарев В.В. Эволюция вещества селенной. М.: Атомиздат, 1976. 182 с.
2. Мархинин Е.К. Вулканы и жизнь. М: Мысль, 1980. 196 с.
3. Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 273 с.
4. Океанология. Геология океана / Под ред. Мониной А.С., Лисицина А.П. М.: Наука, 1980. 464 с.
5. Орленок В.В. Физические основы эволюции перисферы Земли. – Л.: Изд-во Ленингр. Ун-та, 1980. 248 с.
6. Орленок В.В. Палеогеография Мирового океана позднего фанерозоя // Тихоокеанская геология. 1983. № 4. С. 83-100.
7. Орленок В.В. Физика и динамика внешних геосфер. М.: Недра, 1985. 185 с.
8. Орленок В.В. К расчету баланса эндогенных поступлений и фотолитических потерь земной гидросферы // ДАН СССР, 1987. т. 296. № 5. С. 1191-1196.
9. Орленок В.В. История океанизации и доокеанического прошлого Земли // Океанизация Земли – альтернатива неомобилизма: Сб. научн. Ст. / Отв. Ред. В.В. Орленок. – Калининград: Изд-во КГУ, 2004. С. 54-87.
10. Резанов И.А. Жизнь и космические катастрофы. М.: АГАР, 2003. 235 с.
11. Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982.
12. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 530 с.

МАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОН СОЧЛЕНЕНИЯ КРУПНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР БАЛТИЙСКОГО И УКРАИНСКОГО ЩИТОВ

Орлюк М.И., Пашкевич И.К., Елисеева С.В.

Институт геофизики им.С.И.Субботина НАН Украины, г. Киев, Украина, earth@ijph.kiev.ua

Многочисленными комплексными геолого-геофизическими исследованиями Восточно-Европейской платформы показано, что неоднородность (как по вертикали так и по горизонтали) строения и состава является важнейшей особенностью земной коры.

Глубинные неоднородности определяют основные закономерности строения и динамики тектоносферы, магматизма, генерации и размещения полезных ископаемых. Сведения о любых геофизических глубинных неоднородностях часто свидетельствуют, в частности, о существенно различном тектоническом районировании структур на разных этапах земной коры. Несовпадение, например, глубинных сейсмических неоднородностей с принятым приповерхностным геологическим строением вообще достаточно широко проявлено в пределах Восточно-Европейской платформы. Неоднократно отмечалось [1-5 и др.], что в ряде случаев уже на глубинах ниже 10-20 км положение, размер, конфигурация разломов и сейсмических неоднородностей практически перестает совпадать с