

ИЗМЕНЕНИЯ ФОСФАТНОЙ СИСТЕМЫ МИРОВОГО ОКЕАНА КАК КЛИМАТООБРАЗУЮЩИЙ ФАКТОР

**В.И. Михайлов, Б.Б. Капочкин,
Н.В. Кучеренко, А.Б. Капочкина**

Одесский государственный экологический университет
г. Одесса, ул. Львовская, 15
E-mail: tsb1@mail.ru

Рассматривается вопрос влияния круговорота углерода в океане на климат. Показано, что уникальное свойство фосфатов не образовывать фосфины организует процесс саморегуляции в системе переходов Мирового океана от анаэробных к аэробным условиям. В анаэробных условиях переход всей массы фосфатов в водную толщу обеспечивают фотосинтез, формирование аэробных условий и поглощение океаном углекислого газа атмосферы.

Введение. Парниковые газы, к которым относятся углеродсодержащие двуокись углерода и метан с гомологами, влияют на прозрачность атмосферы в инфракрасной области спектра и препятствуют потере тепла земной поверхностью в результате собственного излучения. Углерод в виде угля, жидких, газообразных углеводородов, мертвого органического вещества (торф, древесина) окисляется с образованием газообразного продукта – двуокиси углерода. Важно отметить, что этот естественный, природный процесс в последние 100 лет просто интенсифицирован человеком для получения энергии в бытовых и промышленных целях.

Углекислый газ, как продукт окисления углерода растворяется в водах гидросферы, образует карбонаты. В результате фотосинтеза углекислый газ участвует в синтезе органического вещества и последующем захоронении дегрита в донных отложениях Мирового океана. Органическое вещество, захороненное в Мировом океане, в аэробных условиях опять окисляется с выделением тепла и углекислого газа. При этом выделяющаяся энергия экзотермических реакций повышает температуру вод Мирового океана.

В анаэробных условиях органическое вещество восстанавливается до слаборастворимых газообразных углеводородов, выделяющихся в атмосферу. Газообразные углеводороды окисляются в атмосфере с выделением углекислого газа и энергии, которая в этом случае нагревает не океан, а атмосферу.

Наше исследование посвящено изучению процессов саморегуляции Мирового океана с участием фосфатов в условиях эпизодических вынужденных качественных переходов вод Мирового океана от аэробных условий к анаэробным и назад. Такие переходы возникают в периоды активизации геодеформаций сопровождающихся подводным вулканизмом которому сопутствуют эманации литосферных газов, кислот, изменение редокс-потенциала.

Анализ последних исследований и публикаций. Для формирования климата Земли важным условием является гидрохимический климат Мирового океана, в частности аэробность или анаэробность его вод [1, 2]. В аэробных условиях в результате фотосинтеза углекислый газ атмосферы поглощается океаном и захороняется биологическим путем в виде органического вещества и карбонатного материала.

В анаэробных условиях океан поглощает из атмосферы углекислый газ, а выделяет в атмосферу газообразные углеводороды. В этом случае процесс биологического захоронения углерода в органическом веществе (детрит) и в карбонатном веществе – невозможен. В этих условиях происходит лавинообразное накопление углекислого газа в атмосфере и существенное усиление парникового эффекта.

Согласно известным принципам, в аэробных условиях океан и атмосфера обмениваются двуокисью углерода, причем океан играет роль регулятора содержания углекислого газа в атмосфере. В океане происходит обмен углеродом в форме углекислого газа между раствором и живым органическим веществом. Синтез органических веществ фитопланктоном с помощью солнечной энергии из углекислого газа, воды и минеральных солей, в том числе фосфора, обеспечивает круговорот углерода и концентрацию в атмосфере парниковых газов, в том числе углекислого газа и метана.

93 млн. лет назад в конце Мелового периода, в водах Мирового океана установились анаэробные условия. Ученые Канадского университета Альберты по данным соотношения осмия-187 к осмию-188 установлено, что в это время произошло крупномасштабное усиление вулканической активности. Истощение запасов кислорода привело к массовому вымиранию простейших живых организмов, типа фораминифер. А так как они лежали в основании всех пищевых цепей, то вслед за ними стали вымирать и другие виды.

55 миллионов лет назад, когда был отмечен резкий рост температуры земной поверхности на 5 °C, в атмосферу попали примерно 4,5 триллиона тонн метана и углекислоты. Этот выброс продолжался около 10 тысяч лет. При этом концентрация углекислого газа в атмосфере превышала современную на два порядка. Можно предположить, что эти условия так же могли сформироваться при возникновении в Мировом океане анаэробных условий.

Современная геологическая эпоха относится к межледниковому периоду и грядущее потепление ожидается именно в связи с поступлением эндогенного тепла [3].

Постановка задачи и ее решение. Можно предположить, что в Меловый период, в условиях отрицательных значений Eh – фосфориты донных отложений и форфаты захороненного органического вещества перешли в водную толщу, так как фосфин в природных условиях не встречается. Это, возможно, в последующем спровоцировало вспышку развития фитопланктона в фотическом слое Мирового океана. Как результат фотосинтеза должны были установиться аэробные условия.

Известно [4], что растения суши и Мирового океана в течение года усваивают $4.0 \cdot 10^{10}$ т углерода, разлагают $1.2 \cdot 10^{11}$ т воды, выделяют $1.0 \cdot 10^{11}$ т кислорода и запасают $16.8 \cdot 10^{20}$ Дж солнечной энергии, что на порядок превышает годовое потребление энергии на Земле. В рамках стереохимической модели [4] разложение гидролиз и окисление органического вещества происходят с выделением углекислого газа, воды, нитратов и фосфатов. После исчерпания запаса кислорода окисление органического вещества может происходить с выделением углекислого газа, воды, азота и фосфатов, за счет кислорода нитратов (процесс денитрифи-

кации). После исчерпания нитратов процесс окисления органического вещества может происходить за счет кислорода сульфатов (процесс сульфатредукции) с выделением углекислого газа, сульфидов, аммиака, воды, и фосфатов. Фосфаты не преобразуются в природных условиях в фосфин.

Минеральные соединения фосфатов Мирового океана, в отличие от органических форм, являются химической основой для синтезируемых органических веществ. На глубинах более 1000 м органические формы фосфора уже отсутствуют. Общее количество фосфатов аккумулированных в океанских водах достигает $9.88 \cdot 10^{10}$ т [4]. Извлечение фосфора фитопланктоном составляет $1.07 \cdot 10^9$ т / 198 общего запаса. Учитывая долю каждого вида фитопланктона установлены соотношения C:Si:N:P=42:28:7:1.

Химический механизм перехода биогенных веществ из донных осадков в океансскую воду рассматривается в работе [4]. На границе аэробной и анаэробной зон в донных отложениях резко уменьшается величина окислительно-восстановительного потенциала – редоксиклина. Редоксиклин отделяет верхний пограничный слой донных осадков, в котором вещества находятся в окисленной форме, от слоя с восстановленными условиями, где образуется из сульфатов – сероводород, из нитратов – аммиак, из органических соединений – неорганические углеводороды, а металлы переходят в низшее валентное состояние. Считается, что в донных осадках на расстоянии нескольких сантиметров от поверхности концентрация окисленных органических и неорганических соединений падает от значительных величин практически до нуля, т.е. отрицательный градиент концентрации окисленных органических и неорганических соединений очень высок, поэтому здесь существует довольно сильный молекулярно диффузационный поток направленный вниз, в толщу осадков. Попав в анаэробный слой, окисленные соединения азота, а затем серы, теряют кислород – восстанавливаются, и тут же перемещаются вследствие диффузии в обратном направлении верх, так как существует столь же значительный положительный градиент концентрации восстановленных соединений тех же элементов.

Попав в аэробный слой с высоким значением окислительно-восстановительного по-

тенциала, эти восстановленные соединения окисляются, и все повторяется сначала. В этом окислительно-восстановительном микроцикле фосфаты не участвуют. В анаэробных условиях они высвобождаются из осадков, и значительная их часть возвращается в водную толщу.

Когда редокс-потенциал падает до критической величины 0,2 мВ, аммиак свободно выделяется в придонный водный слой, ухудшая условия жизни бентоса и кислородный режим придонных вод. Затем начинается генерация сероводорода из сульфатов, редоксиклин отрывается от поверхности осадков и поднимается все выше в толщу вод, оставляя за собой внизу пространство, содержащее сероводород, аммиак и фосфаты. На протяжении всего этого времени концентрации фосфатов в водной толще увеличиваются, так как в результате денитрификации и сульфатредукции органического вещества водная толща насыщается фосфатами [4]. Описанный процесс приводит к тому, что соединения фосфора, в отличие от соединений азота селективно концентрируются в верхнем слое донных отложений. Например, скорость оборачиваемости фосфора в фотической зоне Перуанского апвеллинга за счет прямой регенерации фосфора в фотической зоне – 41 сутки. Важно отметить, что фосфатная система Мирового океана практически всегда недонасыщена. Выведение фосфатов из раствора химическим путем практически невозможно. Именно постоянное наличие в поверхностном слое Мирового океана неорганических форм фосфора, как в аэробных, и тем более в анаэробных условиях, позволяет запускать механизм фотосинтеза, что в конечном итоге способствует понижению концентраций углекислого газа в атмосфере.

Заключение. Выполненное исследование позволило сформулировать вывод о том, что отсутствие соединений фосфора в восстановленной форме создает такие условия, когда в анаэробных условиях, когда весь азот находится в виде аммиака а вся сера находится в виде сероводорода, фосфор остается в минеральной форме солей метафосфорной и ортофосфорной кислот, хорошо усваиваемой фитопланктоном. Именно это позволяет в критических анаэробных условиях запустить процесс протекания фотосинтетических реакций, одним из продуктов которого является кислород.

Если бы в природе существовала восстановленная форма фосфора – фосфин, фотосинтетические реакции в аэробной среде без биогенов были бы невозможны и рассматриваемый процесс был бы необратим. Существование анаэробных условий препятствует утилизации океаном углекислого газа атмосферы, как карбонатной буферной системой так и путем изъятия углекислого газа атмосферы в результате синтеза органического вещества в результате фотосинтеза и его захоронения в виде детрита. В этих условиях растворение углекислого газа в морской воде с образованием диссоциированной слабой угольной кислоты приводит к смещению карбонатного равновесия и трансформации углерода карбонатных отложений в углекислый газ атмосферы. Однако, благодаря наличию в анаэробных морских водах фосфатов, углекислого газа и при наличии Солнечного света такое состояние системы является неустойчивым.

Таким образом рассматриваемый механизм неустойчивости анаэробных условий Мирового океана является причиной трансформации в историческом прошлом и возможно в будущем анаэробных условий в аэробные. Это в свою очередь налаживает систему утилизации Мировым океаном углекислого газа и ослабляет влияние парникового эффекта.

Л и т е р а т у р а

1. В.И. Михайлов, А.Б. Капочкина. Исследование причин вариации гидрохимического климата Мирового океана на примере Черноморского региона // Міжнародна науково-практична конференція Екологічні проблеми Чорного моря. – Одеса, 2007. – С. 244–249.
2. В.И. Михайлов, А.Б. Капочкина. Изменения гидрохимического климата Мирового океана, влияющие факторы. – Международная научная конференция «Ломоносовские чтения 2008 года», – Севастополь, НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – С. 26–27.
3. И.Л. Учитель, В.С. Дорофеев, В.Н. Ярошенко, Б.Б. Капочкин. Геодинамика. Основы динамической геодезии. – Одесса, астропринт 2008. – 312 с.
4. О.А. Алекин, Ю.И. Ляхин. Гидрохимия океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 344 с.