

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЗАКОНА В. И. ВЕРНАДСКОГО О ПОСТОЯНСТВЕ БИОМАССЫ В БИОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

В. Х. Геворкьян

Биомаса Землі формується живою речовиною, яка використовує в трофічних ланцюгах організмів біологічно активні компоненти середовища, головним чином CO_2 . Кількісні параметри біосфери прямо залежать від кількості біогенів. Отже, між цими параметрами існує безпосередній зв'язок, який можна представити як відношення маси біогенів до продукованої біомаси. У продукуванні біомаси реалізується приблизно на порядок більше біогенів, і це відношення є сталою величиною. Таким чином, закон В. І. Вернадського "Про незмінність маси протоплазматичних утворень в біосфері протягом геологічних періодів" потребує певного коригування у назві і може бути сформульований як "Закон постійності відношення біомаси до маси біологічно активних елементів та сполук".

Ключові слова: біомаса, біологічні компоненти, відношення біомаси до біогенів.

Биомасса Земли формируется живым веществом, использующим в трофических цепях организмов биологически активные компоненты среды, главным образом CO_2 . Количественные параметры биомассы напрямую зависят от количества биогенов. Следовательно, между этими параметрами существует непосредственная связь, которую можно представить в виде отношения массы биогенов к продуцируемой биомассе. В продуцировании биомассы реализуется примерно на порядок больше биогенов, и это отношение является величиной постоянной. Таким образом, закон В. И. Вернадского "О неизменности массы протоплазматических образований в биосфере в течение геологических периодов" требует определённой корректировки в названии и может быть сформулирован как "Закон постоянства отношения биомассы к массе биологически активных элементов и соединений".

Ключевые слова: биомасса, биологические компоненты, отношение биомассы к биогенам.

The biomass of the Earth is formed by living matter that uses in the trophic chains of organisms the biologically active components of the environment, mainly CO_2 . The quantitative parameters of the biomass are directly depending upon the relation between the mass of biogens and the producing biomass. During the production of biomass, about an order more quantity of biogens is used, and it is a constant relation. Therefore, the V. I. Vernadsky's law about "The persistence of the mass of protoplasm formations in the biosphere during the geological epochs" needs some correction in its name, and it is possible to formulate it as "The law of the constant relation between the biomass and mass of biologically active elements and combinations".

Key words: biomass, biological components, relations between the biomass and biogens.

В. И. Вернадский считал, что изучение биосферы – главное дело его жизни, основной вклад в науку. Итогом многолетней работы явилась монография "Химическое строение биосферы Земли и ее окружения" [5], которую он называл "главной книгой моей жизни". Заметим, что эта монография была опубликована только в 1965 г., через 17 лет

после кончины ее автора, но со значительными купюрами.

Однако в книге сохранена главная идея В. И. Вернадского о том, что биосфера является мощным геологическим фактором, которому принадлежит решающая роль в геологической истории развития планеты и без учета которого ряд геологических явлений объяснить весьма затруднительно. К понятию биосфера и ее роли в геологи-

ческой истории Земли В.И. Вернадский подходил фундаментально и весьма последовательно, оперируя огромным количеством фактического материала различных областей естествознания.

За годы, прошедшие со дня написания книги [5] и её публикации, прошло более полувека, однако концептуальная постановка проблемы о роли биосферы в геологических процессах сохранилась. Ряд идей В. И. Вернадского требует более глубокого анализа, особенно в свете новых данных, полученных морскими геологами в последние годы. К таким идеям относятся воззрения В. И. Вернадского на то, что в геологический период существования Земли (по представлениям В. И. Вернадского, геологический период начался с появлением жизни) газовый состав атмосферы относительно стабилен, атмосферные газы преимущественно биогенного происхождения, климатические условия меняются в крайне незначительных пределах, биомасса живого вещества постоянна. Эти, на первый взгляд парадоксальные положения, связаны В. И. Вернадским в единый комплекс действий биосферных факторов, исходя из тех данных, которыми можно было оперировать в годы написания книги.

Обоснованию этих положений В. И. Вернадский уделил огромное внимание, проведя детальный анализ развития "пленки жизни", скорости размножения организмов различного уровня организации, темпов их распространения на поверхности Земли, интенсивности обменных процессов живого вещества с окружающей средой.

Однако они не были восприняты геологической наукой того времени и во многом не воспринимаются и в настоящее время. Даже А. П. Виноградов, ученик и последователь В. И. Вернадского, в редакционной статье к пятому тому избранных сочинений В. И. Вернадского отмечает, что "...с некоторыми утверждениями В. И. Вернадского нельзя согласиться, например "о постоянстве массы живого вещества на Земле в течение всей геологической истории" [4, с. 3]. Это наиболее уязвимое положение, которое лежит практически в основе всего учения о биосфере и, на первый взгляд, находится в противоречии с результатами палеобиологических исследований, неоднократно пов-

торяется. "Количество жизни на земной поверхности неизменно в геологические периоды (от архея до настоящего времени)" [5, с. 46]; "количество живого вещества остается неизменным в течение всего геологического времени" [5, с. 47]; "неизменность массы протоплазматических образований в биосфере в течение геологических периодов"; "химическое строение биосферы Земли и ее окружения" [5]. Согласно этому положению В. И. Вернадского, биомасса Земли является величиной конечной и строго определённой.

Однако, чем определяется конечная величина биомассы океана и Земли в целом, не было обосновано. В результате эта гениальная догадка В. И. Вернадского имела схоластический характер, неоднократно подвергалась критике как идеалистическая, не отвечающая духу диалектического материализма. И в конечном счете была отклонена как несостоятельная.

Результаты морских геологических исследований, проведенных Институтом геологических наук НАН Украины в последние годы, позволяют с принципиально новых позиций рассматривать спорные положения учения В. И. Вернадского о биосфере.

По представлениям В. И. Вернадского, биосфера – "одна из многих других" [5, с. 52] геологических оболочек Земли, которая отличается от иных оболочек тем, что "в ней господствуют проявления живого вещества" [5, с. 34], "это среда нашей жизни" [5, с. 63]. "Живое вещество по весу составляет ничтожную часть планеты – тонкая пленка жизни" [5, с. 325]. Но "биогенные породы (т. е. созданные живым веществом) составляют огромную часть ее (Земли) массы" [5, с. 325]. "Живые организмы являются функцией биосферы и теснейшим образом материально и энергетически с ней связаны, являются огромной геологической силой, ее определяющей" [5, с. 52].

Отметим, что "живое вещество", по В. И. Вернадскому, "есть совокупность живых организмов. Это не что иное, как научное, эмпирическое обобщение всем известным и легко и точно наблюдаемым бесчисленным, эмпирически бесспорным фактам" [5, с. 324]. Живое вещество (биокосная материя, по В. И. Вернадскому) в жизни планеты является колоссальной буферной систе-

мой, биогеохимическими процессами уравновешивающая и стабилизирующая взаимодействие между внутренними и внешними геологическими сферами Земли. Этим и определяется планетная роль живого вещества [5, с. 151]. Таким образом, в основе учения о биосфере лежит биогеохимия [5, с. 328].

Большую роль в образовании и развитии живого вещества Земли В. И. Вернадский отводил газам [5]. Ведущим механизмом формирования и эволюции биосферы В. И. Вернадский считал "газовый обмен организмов с окружающей средой" [5, с. 48]. Газовый обмен организмов – их дыхание, главная часть механизма биосферы [5, с. 49]. Поэтому утверждение В. И. Вернадского: "среда, лишенная газов, не может являться областью жизни" [4, с. 35], вполне обосновано.

Наиболее активным, наиболее древним компонентом живого вещества планеты являются бактерии, одноклеточные растительные организмы, следы которых в виде слепков и отпечатков обнаружены в породах, возраст которых достигает 4 млрд лет. "...Бактерии всегда дышат, т. е. проявляют газовый обмен, поэтому обладают "максимальной для живого вещества кинетической, геохимической энергией" [5, с. 315], [4, с. 93]. Выражается это в максимальной скорости размножения бактериальной микрофлоры. Так, по расчетам В. И. Вернадского, заселение всей поверхности Земли микрофлорой *Vibrio cholerae* составляет 1,25 суток, суточный прирост клеток достигает значений $(2,2-6,4) \cdot 10^{18}$ [5, с. 317]. Скорость распространения одноклеточных живых организмов на порядок ниже, и в целом для планктона она составляет 168–183 суток. Отметим, что современными исследованиями эти расчеты подтверждаются.

Таким образом, биогеохимическая энергия роста и размножения – следствие газового обмена живого вещества с окружающей средой. "В мире организмов, в биосфере идет жесточайшая борьба за существование – не только за пищу, но и нужный газ, и эта последняя борьба более основная, так как она нормирует размножение" [4, с. 35]. "Кругом идет между живыми существами, неподвижными растениями жестокая борьба за существование, ... прежде

всего борьба за газ, за дыхание" [5, с. 304]. В первую очередь – биологически активных газов, в том числе диоксида углерода, первичным и наиболее активным потребителем которого являются бактериальная микрофлора и растительность.

Распространение бактериальной микрофлоры (и в целом – всей живой органики) и производимой биомассы ограничивается главным образом наличием в достаточных количествах веществ, используемых в трофических цепях организмов, т. е. продуктов питания. Как пишет В. И. Вернадский, "...Теоретически... есть предел количеству поколений в сутки, связанный с тем, что организмы обладают той или иной формой газового обмена" [5, с. 302].

Первичным консументом минеральных компонентов из газов или растворов является живое вещество биосферы, использующее в своих трофических цепях неорганические соединения в качестве объекта питания, создавая первичную биомассу. Процесс создания первичной биомассы связывается главным образом с жизнедеятельностью бактериальной микрофлоры, обладающей наибольшей кинетической энергией роста. Хотя размер бактериальных клеток весьма мал – лежит в пределах $n \cdot 10^{-4}$ – $n \cdot 10^{-6}$ см, а вес единичных индивидуумов крайне незначителен, но их количество в процессе размножения растет в геометрической прогрессии, что создает в совокупности за весьма краткий промежуток времени огромную биомассу, эквивалент которой более высокоорганизованное живое вещество может накопить за десятки – сотни лет.

Определенную роль в этом процессе играют микрофаунистические ассоциации, которые в условиях достаточного обеспечения трофических цепей биологически активными компонентами и отсутствия внешних "врагов" достигают гигантских (для простейших) размеров. По данным Л. Ф. Плотниковой, размер оболочки этих одноклеточных организмов на начальных этапах формирования биосферы достигал 3 см и более [21, 32].

Наиболее вероятно, что в формировании первичной биосферы принимали участие субмелкие неклеточные формы жизни – вирусы и бактериофаги. Так, относительно

крупный вирус табачной мозаики в поперечнике имеет размеры $15 \cdot 10^{-8}$ до $300 \cdot 10^{-8}$ см по длине. Число атомов в молекуле этого вируса составляет $5 \cdot 10^6$. Вирус ящура имеет сферическую форму в диаметре до $20 \cdot 10^{-8}$ см и содержит $70 \cdot 10^3$ количество атомов. Формы – шаровидные, призматические, нитевидные. Призматические и цилиндрические имеют отросток в виде хвостика. В оболочку цилиндрических форм упакован спиральный фрагмент белковой молекулы. При выделении из несущей матрицы и обезвоживании образуют паракристаллы, которые могут существовать весьма длительное время и сохранять свойства живой органики пока сохраняется их кристаллическая структура. Предполагалось, что они отличаются строгой специфичностью и не могут существовать без "хозяина". Но исследования последних лет показали, что вирусы активно мутируют в зависимости от конкретных условий обитания.

Еще более мелкие размеры имеют бактериофаги – патогенные вирусы, обнаружены для всех видов бактерий. Размеры их варьируют от $0,4 \cdot 10^{-8}$ до $90 \cdot 10^{-8}$ см. Бактериофаги отличаются строгой специфичностью и обнаружены для всех видов бактерий.

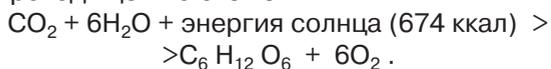
Природа этих образований до настоящего времени остаётся загадочной. Высказывается предположение, что это вообще не живое вещество, так как образует кристаллические формы. Наиболее обоснованным является определение вирусов как неклеточной формы жизни деградированных бактерий. На наш взгляд, правомочна обратная постановка вопроса: вирусы – начальный этап эволюционного развития бактерий.

Роль вирусов в формировании биосферы и создании первичной биомассы совершенно не изучена, но вполне вероятно, что вирусы являются ограничительным фактором в безудержном развитии бактериальной биомассы. Отметим, что молекулярный вес некоторых выявленных нами аминокислот составляет 1 500 000, что примерно соответствует количеству атомов в молекуле некоторых вирусов. Эти данные косвенно подтверждают представления, что решающим фактором в возникновении жизни были вулканические поставки абиогенной органики.

Отметим, что трофические цепи бактериальной микрофлоры не ограничиваются только газами. С. И. Виноградский еще в конце прошлого столетия [6] открыл способность нитрифицирующих и некоторых других видов бактерий окислять неорганические соединения и использовать выделяющуюся при окислении неорганических веществ энергию на усвоение углекислоты, марганца, железа для построения своего тела. Трудными многими исследователями в последующие годы такой способ усвоения и концентрации вещества и перевода его в нерастворимые или труднорастворимые соединения был выявлен у силиконовых, сульфатредуцирующих, метанооксиляющих и других бактерий, а также и у грибковых организмов [2].

Кроме того, как показал Г. А. Заварзин [14, 15], авто- или литотрофные (по Г. А. Заварзину) бактерии, кроме способности накапливать в своей оболочке минеральное вещество, создают на своей поверхности условия, способствующие его осаждению. Не отрицая роли физико-химических процессов в накоплении рудного вещества, Г. А. Заварзин полагает, что этот процесс может происходить и без бактерий, но только скорость его протекания в этом случае будет многократно меньше. Эту особенность формирования скоплений марганца в современных условиях отметил В. Ф. Чухров [30, 31]

В формировании биосферы принимают участие различные газы, однако ведущая роль принадлежит CO_2 , главным потребителем которого является фотосинтезирующая деятельность растительности. В 1957 г. А. Полдерваарт [21] впервые предпринял попытку дать численную оценку ежегодных темпов фиксации углерода фотосинтезом, которая составила $160 \cdot 10^9$ т. Из них $140 \cdot 10^9$ т приходится на фитопланктон. Отметим, что фотосинтез – это энергозатратный процесс: наземные и водные растения участвуют в фотосинтезе органического вещества за счет энергии солнечного излучения, проходящей по схеме:



КПД фотосинтеза очень низкий и лишь в редких случаях превышает 1%, однако в органических продуктах фотосинтеза накоп-

ливаются огромные запасы химической энергии – до 112 ккал при усвоении одной грамм-молекулы CO_2 .

Следовательно, только фотосинтетические реакции изымают из атмосферного резервуара $590 \cdot 10^9$ т CO_2 , который расходуется на создание годовой массы живого вещества в $360 \cdot 10^9$ т, из них $200 \cdot 10^9$ т продуцируется в океане, $160 \cdot 10^9$ т – на суше. Из приведенного вполне понятен вывод А. П. Виноградова [6] о пятилетнем сроке пребывания CO_2 в атмосфере: $2330 \cdot 10^9 : 590 \cdot 10^9 = 4$ года.

По современным данным [10], растительный покров переводит в состав органического вещества ежегодно $175 \cdot 10^9$ т углерода. В пересчёте на углекислый газ из атмосферы извлекается $641,67 \cdot 10^9$ т CO_2 . Однако эти расчётные параметры, на наш взгляд, являются заниженными. О темпах потребления диоксида углерода растительной органикой может служить тот факт, что только сельскохозяйственные культуры ежегодно переводят из атмосферы в растения до $50 \cdot 10^9$ т углекислоты; причем более $25 \cdot 10^9$ т выводится необратимо в виде золы и минерализованной органики. Кроме того, не учтены расходы диоксида углерода на процессы выветривания ($0,832 \cdot 10^9$ т/год) и его ассимиляции вне зоны фотосинтеза.

Н. П. Семененко [25] приводит такие данные о накоплении углерода в год только за счёт фотосинтеза: $36 \cdot 10^{13}$ кг. Цикл обращения CO_2 и CH_4 составляет 10 лет, вода в океане обновляется каждые два года, а цикл обращения азота составляет 10 000 лет.

Значительная часть диоксида углерода извлекается необратимо; балансовыми расчётами установлено, что ежегодный дефицит только атмосферного CO_2 составляет не менее $223,217 \cdot 10^9$ т [10].

В ходе необратимой эволюции процессов литогенеза биологически активные газы атмосферы и гидросферы, используемые в трофических цепях организмов, были связаны биосом в нерастворимые или трудно растворимые соединения: карбонаты, фосфаты, гипсы и др. Постоянное необратимое извлечение газовой компоненты атмосферы и гидросферы осуществлялось на протяжении всей геологической истории Земли. Масштабы этих процессов таковы, что вода, диоксид углерода, кислород воздуха долж-

ны были бы исчерпаться в ходе литогенеза. Вполне понятно, что существование такой геологически неустойчивой системы длительное время невозможно. Очевидно, должны существовать процессы, компенсирующие возникающий дисбаланс газов в атмосфере, гидросфере и дефицит углекислого газа, в частности.

До последнего времени считалось общепризнанным, что основным источником CO_2 на поверхности Земли является вулканизм. Так, в 50-е годы XX ст. установлено, что количество подводных вулканических очагов значительно превышает количество их наземных аналогов, которых, по данным В. И. Влодавца, насчитывается 850. Морские геологические исследования показали, что практически все подводные горы и гайоты являются подводными вулканами разной степени активности, количество которых только в Тихом океане превышает 10 000 (по данным Г. У. Менарда), в том числе более 1000 действующих вулканов, изливающих на поверхность $11 \cdot 10^9$ т в год вулканического материала. В Северной Атлантике – более 1500 подводных гор вулканического типа, общая оценка деятельности которых даже приблизительно не известна. Учитывая данные по вулканической активности за последние 20 лет в Исландском, Азорском и Ян-Майенском регионах, можно полагать, что только в Северной Атлантике ежегодно изливается около 5 км^3 базальта. Р. G. Wyllie и J. Elder [32, 34] показали, что в год из верхней мантии к поверхности поступает до 12 км^3 магматического материала (без учёта газовой-жидкостной составляющей).

Отсутствие чётких данных о соотношении жидкостно-газовой компоненты и твёрдых продуктов вулканических извержений позволяет принять оценку интенсивности современного поступления вулканической CO_2 , по В. Е. Закруткину, в $0,3 \cdot 10^8$ т в год, что явно недостаточно для восполнения потерь CO_2 [17].

Н. М. Страхов [28] полагал, что восстановление потерь CO_2 , O_2 , воды происходит вследствие контрпроцессов, их порождающих: 1) вулканизма; 2) контактового метаморфизма: "осадочные породы, насыщенные водой, под действием температуры теряют воду, карбонаты превращаются в силикаты, выделяя CO_2 , – "газовое дыхание"

Земли. Этот процесс является основным, поддерживая массу гидросферы и CO_2 , возвращая воду и CO_2 , расходуемые при выветривании; 3) жизнедеятельность организмов в основном поддерживает массы O_2 . Ювенильные воды и газы имеют подчинённое значение... За последние $(2-2,5) \cdot 10^9$ лет именно глубинный метаморфизм стал главным поставщиком запасов H_2O и CO_2 на поверхности планеты, вулканические процессы стали лишь второстепенным фактором. "Газовое дыхание" Земли целиком метаморфогенное.

А. В. Сидоренко [26] также предполагал, что "углекислое дыхание" связано с метаморфическими процессами преобразования глинисто-карбонатных пород в амфиболиты. Количественная оценка масштабов таких выделений углекислоты составляет $1,6 \cdot 10^{17}$ т за всю геологическую историю планеты.

Однако метаморфогенная концепция не обоснована энергетически. Переход карбонатов в силикаты с образованием волластонита возможен в присутствии свободного SiO_2 при огромных энергетических затратах – 19,9 ккал/моль при комнатной температуре. На основании термодинамических расчётов Дж. Ферхуген показал, что региональный глубинный метаморфизм протекает только при эндотермических реакциях и требует огромных энергетических затрат, составляющих 523 Дж, или 125 кал на 1 г вещества, что на порядок выше существующих потоков глубинного тепла. А это ставит под сомнение возможность глубинного метаморфизма карбонатных толщ платформенных областей, в пределах которых преобладают отложения такого типа. Кроме того, кислород, углекислота и вода являются активными реакционно-способными компонентами и весьма сомнительно, чтобы они в "чистом" виде поступали из глубин Земли в атмосферу и гидросферу.

Учитывая темпы потребления CO_2 , вполне очевидно, что необходим анализ воздействия всех факторов, влияющих на геохимический баланс гидросферы и атмосферы. К ним могут быть отнесены потоки глубинного вещества, связанного с флюидами различного генезиса, ведущее значение среди которых имеют процессы глубинной дегазации [10, 13].

Необходимо отметить, что сведения о количественных характеристиках процессов дегазации крайне противоречивы. Так, В. И. Виноградов [7] полагает: "Дегазация Земли и формирование ее газовой оболочки закончилось на самых ранних этапах существования планеты. Поэтому сегодня или совсем не обнаруживаются признаки продолжающейся дегазации мантии, или обнаруживаются в некоторых случаях признаки ее ничтожной дегазации. В основном в составе современных термопроявлений участвует вещество, которое находится в циклическом круговороте в пределах поверхностных оболочек земной коры". По мнению автора, круговорот углерода происходит по схеме: "органическое вещество – карбонаты через CO_2 атмосферы и фотосинтез".

Эта точка зрения, после открытия многочисленных газовыделений и газогидротермальных источников на различных глубинах ложа океана, в том числе и в Чёрном море, вряд ли оправдана. Состав газов, интенсивность потоков вещества свидетельствуют в пользу того, что процессы глубинной дегазации идут и в настоящую геологическую эпоху в особой форме в виде эффекта "холодного дыхания" Земли [10]. Последнее происходит практически повсеместно по всей поверхности планеты, включая ложе океанов и морей. Процесс пульсирующий, проходил во время всей геологической истории Земли, и в отдельные эпохи в атмосферу планеты могло поступать около $0,14 \cdot 10^{17}$ т CO_2 [26]. Например, по некоторым данным, в позднем мелу количество CO_2 в атмосфере превышало современные значения в 2–6 раз.

"Холодное дыхание" приурочивается к наиболее благоприятным по геологическим условиям "глубинным каналам" (разломным зонам), в том числе и расположенным на континентах в стабильных в тектоническом отношении областях древних и молодых платформ. Такие газовыделения широко развиты и зафиксированы во многих районах океанических и морских бассейнов, где проводящими каналами глубинных флюидов являются подводные горы и поднятия.

Важно отметить, что эпохи тектономагматической активизации сопровождаются "холодной дегазацией" глубинных горизон-

тов Земли, которая, на наш взгляд, является более широко распространенным процессом, чем гидротермальные проявления. По мнению Н. Ф. Балуховского [3], именно сочетание указанных факторов определило цикличность и ритмичность в осадконакоплении и климатические вариации.

С глубинными флюидами в осадочную толщу поступает огромное количество метана. Как полагает Н. П. Семенов [25], наиболее глубинным компонентом эндогенных газов является метан, который образуется уже во внешнем ядре Земли и глубинных горизонтах нижней мантии при отсутствии кислорода, мигрируя вплоть до нижних горизонтов литосферы преимущественно в виде газогидратов [10, 13].

В виде газовой компоненты метан поступает в атмосферу во время вулканических извержений, участвует в магматических процессах и, очевидно, является начальным звеном в образовании abiогенных углеводородных соединений. Последнее доказывалось прямыми исследованиями наличия углеводородов и газовых включений в базальтах. Было установлено, что количество углеводородов варьирует в очень широких пределах – от 0 до 250 мг на 1 кг исследуемой породы; при этом в составе abiогенной органики преобладают парафины, присутствуют аминокислоты [11].

Масштабность потоков метана, пути трансформации позволяют рассматривать его в качестве основного источника пополнения углекислотного резерва атмосферы и водных ресурсов гидросферы. Это положение обосновывается тем, что в зоне кислородного каркаса верхней мантии метан окисляется, продуцируя углекислый газ и воду.

В литосфере трансформация метана и переход его в наиболее усвояемую многими живыми организмами форму CO_2 могут идти двумя путями: химическим и биохимическим. Как указывал В. В. Руби [23], химическое окисление метана и его разложение на CO_2 и H_2O происходит даже при малых содержаниях кислорода в морской воде. Непосредственными измерениями установлено, что абиссальные воды Атлантического океана на глубинах 4–5 км, как правило, обогащены кислородом, количество которого в пределах котловин Лабрадорской,

Ангольской, Сьерра-Леоне, Сом и других достигает значений 5 мл/л. Учитывая это, не исключено, что процесс химического окисления метана возможен, однако он требует определённых энергетических затрат, особенно при низких температурах глубинных вод, что крайне ограничивает возможность осуществления этого процесса. Есть все основания предполагать, что в водной толще, как и в атмосфере, метан немедленно вовлекается в процессы бактериогенного биохимического окисления [18], продуктами разложения которого также являются углекислота и вода.

Наиболее сложной и достаточно спорной является проблема пополнения кислородного резерва, прежде всего атмосферы. Массовая доля кислорода в атмосфере составляет гигантскую величину – $11,841 \cdot 10^{20}$ т [23]. Кислород практически полностью необратимо изымается из атмосферы, участвуя в процессах выветривания и окисления. Кроме того, как показывают расчеты динамики биосферных процессов, фотосинтезирующие растения оборачивают весь кислород атмосферы примерно за 2000–3000 лет. Вполне очевидно, что восполнение потерь только атмосферного кислорода может быть обеспечено весьма мощным источником. Такой источник в земных условиях имеется.

Формирование газовой оболочки Земли, её атмосферы, А. П. Виноградов связывает с процессами дегазации глубинных недр Земли, прежде всего пород мантии [6]. Это вполне обоснованная точка зрения поддерживается многими исследователями и является господствующей в настоящее время. Однако время формирования этой оболочки Земли трактуется весьма неоднозначно. По представлениям В. А. Рудника и Э. В. Собботовича [24], атмосфера и гидросфера формировались одновременно вместе с земной корой вследствие дегазации протокоры и закончились примерно 4 млрд лет назад. Легкие газы (в том числе H_2O и CH_4) диссипировали, тяжелые (CO_2 , CO , NOH) оставались в поле притяжения Земли. На заключительном этапе аккреции включились в "работу" магматические процессы и началось накопление газов в атмосфере, создав определенный экран процессам диссипации.

Таким образом, на начальных этапах развития Земли компонентный состав атмосферы мог меняться в значительных пределах (метановая, углекислотная, азотная атмосферы), но кислород в первичной атмосфере, по мнению многих исследователей, отсутствовал. Так, по расчётам С. Г. Неручева [20], атмосфера Земли в течение всего докембрия и значительной части фанерозоя оставалась практически бескислородной, и лишь к концу мезозоя ее параметры существенно приблизились к современным.

Это вряд ли соответствует действительности, так как наличие кислорода в составе атмосферы связано не только с процессами дегазации глубинных горизонтов, в том числе и мантии, но и с диссоциацией паров воды, которая сопутствует любым магматическим процессам и присутствует в составе практически всех видов изверженных пород.

Пары воды не были инертной составляющей атмосферы, а активно реагировали на ультрафиолетовое излучение Солнца, разлагаясь на кислород и водород. Наиболее интенсивно процесс фотодиссоциации начался при появлении зеркала воды на поверхности Земли. Время появления жидкой фазы воды на поверхности Земли можно определить по времени начала формирования пород аквального осадочного комплекса. Наиболее древние осадочно-вулканогенные образования, содержащие хорошо окатанную гальку и валуны, обнаружены в юго-западной Гренландии (район Амйтсок), возраст которых определен в 3760 млн лет [1]. Следовательно, уже около 4 млрд лет назад на поверхности Земли существовал водный бассейн.

С образованием водного зеркала интенсивность процессов фотодиссоциации возрастает. В современных условиях, по данным Д. П. Койпера [24], ультрафиолетовое излучение Солнца разлагает $7,7 \cdot 10^{-6}$ моля воды с 1 см^2 поверхности водной массы в 1 с, или $2,5 \cdot 10^8$ кг в год. Разложение воды за счет ультрафиолетового излучения Солнца на водород и кислород позволило Э. Бютнеру рассчитать, что содержание кислорода в атмосфере может достигнуть 20% за 30 млн лет, т. е. достигнуть его современного содержания в атмосфере.

Однако Э. Бютнер не указывает на два важных обстоятельства: 1) какова первичная плотность атмосферы в момент появления водного зеркала и 2) на какую площадь водной поверхности воздействовало солнечное излучение. Мы провели несколько вариантов аналогичных расчётов, предполагая весьма условно, что плотность первичной атмосферы, темп процессов фотодиссоциации и активность солнечного излучения примерно соответствуют современным параметрам. Именно в этом крайнем случае оказалось, что водной поверхности Чёрного моря вполне достаточно для 20%-ного насыщения атмосферы кислородом всего 10 млн лет.

Н. М. Страхов из всего учения о биосфере выделил только одну идею: "...особенно важной и плодотворной оказалась идея В. И. Вернадского о биогенном происхождении кислорода" [28]. Однако это не совсем точная формулировка идеи. В. И. Вернадский писал о стабилизации содержания кислорода в атмосфере (и гидросфере) биосом, первичный генезис которого мог быть совершенно другим.

Пополнение углеродного резерва атмосферы и гидросферы должно происходить непрерывно. В. И. Вернадский в этом вопросе придавал решающее значение деятельности биосферы, обращая внимание на то, что между атмосферой и биосферой существует тесная связь. "В результате – жизнь – живое вещество создает тропосферу и непрерывно ее в динамическом равновесии поддерживает около некоторого статического равновесия" [5].

В. И. Вернадский не исключал поступление газов в атмосферу вследствие дегазации глубинных горизонтов Земли – "газового дыхания" планеты, но при этом подчеркивал, что "живое вещество удерживает состав атмосферы в ее динамическом равновесии" [4]. "Мы имеем дело с неизменно существующими в течение геологического времени динамическими равновесиями" [5]. Это динамическое равновесие обусловлено деятельностью "пленки жизни", через которую "прокачиваются" все компоненты атмосферы, морские и океанические воды, чутко реагируя на любые изменения в их составе и выводя из оборота "избыточные" компоненты.

О значении регулирующей роли наземной растительности в стабилизации геохимического режима атмосферы можно судить по данным Ю. В. Тесленко [29]. Уменьшение содержания CO_2 в атмосфере с 0,03 до 0,01% оказывает отрицательное воздействие на процессы фотосинтеза, вплоть до их полной остановки. Обратное явление, увеличение до 0,04%, повышает активность фотосинтезирующих растений вдвое. Для большинства высших растений скорость фотосинтеза возрастает при увеличении концентрации CO_2 до 0,5%, что является порогом углекислотного насыщения, выше которого фотосинтетические реакции наземной растительности прекращаются. Иными словами, в первом случае растения перестанут извлекать CO_2 из атмосферы, во втором – активно переводить его в биомассу вплоть до восстановления первичного равновесия.

Что касается низших растений, например синезеленых водорослей, то для них не существует порога углекислотного насыщения, и высокая концентрация CO_2 не выступает в роли фактора, лимитирующего процесс фотосинтеза [16].

Для морского биооса такого рода численной оценки активности в потреблении CO_2 нет. Однако вполне очевидно, что рост содержания диоксида углерода в морской среде будет способствовать росту биомассы теплолюбивых карбонатпродуцирующих организмов, главным образом простейших. С периодами похолодания связывается уменьшение количества потребляемого CO_2 и, соответственно, понижается продуцирование карбоната кальция, выпадающего в осадок главным образом в виде скелетных остатков фораминифер. При этом вполне естественным является возрастание биомассы кремнийпотребляющих организмов. При этом В. И. Вернадский отмечает исключительную консервативность протоплазматических образований и приводит примеры форм живой материи, "...которые не менялись в заметной степени, например *Lingula* с кембрийского времени, т. е. в течение 500 млн лет по крайней мере. В Британии и Чехословакии найдены остатки радиолярий альгонкского времени, не отличимые по форме от современных" [5, с. 285].

Состав атмосферы и газовый режим океана находятся в тесной взаимосвязи, обуславливая их квазистационарное состояние. По представлениям Ю. П. Казанского, "...количество растворенного в морской воде CO_2 древних морских бассейнов было того же порядка, что и в современном океане" [18]. Поэтому существует вполне обоснованное мнение, что состав атмосферы и гидрохимический режим океанов существенно не менялись, по крайней мере за последние 500 млн лет состав атмосферы и гидросферы не испытывал существенных изменений и мало отличался от нынешнего. В. И. Вернадский полагал, что состав газов "количественно неизменен в ходе геологического времени" [5, с. 238] от момента появления жизни на Земле до настоящего времени.

Количество живого вещества в любой экологической системе определяется темпом его развития, наличием жизнеобеспечивающих биологически активных компонентов и зависит от величины чистой продукции [11]. Последняя – результат функционирования взаимосвязанных процессов фотосинтеза и дыхания. Если учесть, что скорость фотосинтеза в первом приближении пропорциональна концентрации CO_2 , то окажется, что скорость образования чистой продукции в мировом масштабе, а следовательно, и биомасса пропорциональны концентрации углекислого газа. Иными словами, масса продуктов, используемых в трофических цепях живых организмов, определяет массу живого вещества планеты.

Таким образом, можно сделать вполне обоснованный вывод, что масса живого вещества определяется главным образом массой газовой компоненты атмосферы и гидросферы; причем состав атмосферы и газовый режим океана находятся в тесной взаимосвязи, обуславливая их квазистационарное состояние.

Это положение нашло подтверждение в исследованиях В. Е. Закруткина, касающихся проблемы формирования древнейших карбонатных пород и роли живого вещества в этом процессе [17]. Он показал, что если скорость фотосинтеза в первом приближении пропорциональна концентрации CO_2 , то скорость образования чистой биопродук-

ции в мировом масштабе, а следовательно, и биомасса пропорциональны концентрации углекислого газа.

При такой оценке геохимических параметров атмосферы и гидросферы, остававшихся практически неизменными как минимум с кембрийского периода, заключение В. И. Вернадского о том, что со дня появления органической жизни на Земле биомасса является величиной конечной и строго определенной, не кажется столь парадоксальным.

Таким образом, масса продуктов, используемых в трофических цепях живых организмов различного уровня развития, определяет массу живого вещества планеты. Это положение может быть выражено следующей формулой:

$$M \text{ биогены} \cdot K_1 = M \text{ биомасса} \cdot K_2,$$

где K_1 – коэффициент пропорциональности, учитывающий особенности живого вещества; K_2 – коэффициент, учитывающий наличие и виды биологически активного минерального вещества.

Зависимость биомассы от количественной характеристики потоков глубинного вещества можно выразить в виде отношения биомассы к жизнеобеспечивающим биологически активным компонентам. При этом следует учитывать тот факт, что количество потребляемого вещества в 10 раз больше продуцируемого. То есть на 1 кг продуцируемой биомассы должно уходить из атмосферы не менее 10 кг биоактивных газов – CO_2 , CH_4 и некоторых др. Следовательно, отношение массы биоактивных компонентов среды к продуцируемой биомассе – есть величина постоянная, и это можно выразить следующей формулой:

$$M_1/M_2 = K \cdot \alpha,$$

где M_1 – масса биоактивного вещества; M_2 – биомасса; α – коэффициент, учитывающий пропорциональность массовых соотношений; K – постоянная биомассы.

Величину "K" мы назвали постоянной биомассы; коэффициент "α" должен учитывать пропорциональность массовых соотношений. Вполне очевидно, что данное формализованное выражение постоянства биомассы не является совершенным и требует значительного усовершенствования. В частности, необходимо учитывать живое (биокожное) вещество и отмершую органику; вероятно, надо разделять биомассу рас-

тительности, гидробионтов, фитопланктона; не менее важно разделять общее количество глубинного вещества и его биологически активную часть. Важно подчеркнуть, что закономерности развития биосферы определяются этим соотношением.

В настоящее время можно говорить, что установились метастабильные параметры водных толщ и атмосферы, допуская возможность их вариаций в определённых пределах, которые обусловлены деятельностью биоса и его массой. Однако эти пределы оценить весьма затруднительно. Исходя из этого, можно полагать, что интенсивности поступления биологически активных минеральных компонентов соответствует интенсивность их потребления в биосфере Земли в целом.

Однако резкие изменения в темпах поставки глубинного вещества как в региональном плане, так и в масштабах всей планеты вызывают существенные изменения не только в среде обитания живых существ, но и физических процессов во внешних оболочках Земли. Биомасса Земли обладает огромной инерцией, что не позволяет мгновенно реагировать на спонтанные изменения. Эта инерция приводит к постепенной стабилизации геохимических параметров на протяжении миллионов лет, но достаточно кратковременной в геологическом масштабе времени.

Это явление отражается на смене фаунистических и флористических комплексов и, в определённой мере, на смене состава осадочных толщ и формирований переходных толщ. В качестве примеров – зелёные глауконитовые пески на границе позднего мела и палеогена, граница нижнего и верхнего сармата, пески полтавской свиты и др.

При таком подходе к оценке деятельности наземной фауны и флоры, живого населения морей и океанов возникает кажущийся маловероятным парадокс, что сохранение современных геохимических параметров атмосферы и гидросферы оставалось практически неизменным со дня появления органической жизни на Земле. Таким образом, можно сделать вывод, что состав атмосферы в геологический период истории Земли менялся, но в крайне незначительных пределах как в абсолютном, так и в процентном отношениях.

Биос, выступающий стабилизатором в процессах поглощения избыточного, относительно метастабильного фона, количества биологически активных компонентов глубинных флюидов, активно наращивает свою массу. Однако этот процесс идёт с некоторым запаздыванием. В связи с этим в атмосфере повышается количество "парниковых" газов. CO₂ является поглотителем уходящего ИК-излучения (имеется в виду собственный тепловой поток Земли), и рост его содержания обуславливает повышение поверхностной температуры.

Чисто гипотетически он предполагает, что увеличение концентрации CO₂ в 2 раза может привести к повышению глобальной температуры на 2°C. Это, безусловно, приводит к росту средней температуры в приземном слое, что, в свою очередь, способствует развитию теплолюбивых форм растительности и расширению их ареала далеко за пределы тропической зоны. Заметное увеличение фотосинтеза при повышенных концентрациях углекислого газа обычно рассматривают как свидетельство приспособления автотрофных растений в ходе их эволюционного развития к более высоким концентрациям углекислоты, свойственным прошлым геологическим эпохам. В то же время справедливо отмечается, что в этих процессах совершенно не известна роль океанов и облачного покрова.

Таким образом, закон В. И. Вернадского о постоянстве биомассы связывается с геологическими процессами дегазации Земли, получает дополнительное обоснование, но требует определённой корректировки в названии и сформулирован как "Закон постоянства отношения биомассы к массе биологически активных элементов и соединений".

Список литературы

1. Аллорт Я. Древние супракристалльные породы с возрастом свыше 3760 млн лет и ассоциирующие с ними полосчатые железистые кварциты, район Исуа, центральная часть западной Гренландии // Ранняя история Земли. – М.: Мир, 1980. – С. 188–201.
2. Балашова В. В. Микоплазмы и железобактерии. – М.: Наука, 1974. – 65 с.

3. Балуховский Н. Ф. Геологические циклы. – Киев: Наук. думка, 1966. – 168 с.
4. Вернадский В. И. Избранные сочинения. Т. 5. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 422 с.
5. Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. – М.: Наука, 1965. – 374 с.
6. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. – М.: Наука, 1967. – 216 с.
7. Виноградов В. И. Изотопный состав элементов и проблема дегазации мантии и формирование газовой оболочки Земли // Дегазация Земли и геотектоника. – М.: Наука, 1980. – С. 23–30.
8. Виноградский В. С. О железобактериях // Микробиология почв. – М.: Изд-во АН СССР, 1952. – С. 56.
9. Вудвелл Дж. Круговорот энергии в биосфере // Биосфера. – М.: Мир, 1972. – С. 41–59.
10. Геворкьян В. Х. Газовое дыхание планеты и баланс диоксида углерода в атмосфере и гидросфере // Геол. журн. – 2003. – № 2. – С. 77–91.
11. Геворкьян В. Х., Ковалюх Н. Н. Органическое вещество в базальтах Атлантического и Индийского океанов // Геология морей и океанов: Тез. докл. X Междунар. шк. мор. геологии. Т. 2. – М., 1992. – С. 157–158.
12. Геворкьян В. Х., Сокур О. Н. Газогидраты – продукт мантийной дегазации // Геология и полез. ископаемые Мирового океана. – 2012. – № 1 (27). – С. 52–65.
13. Геворкьян В. Х., Сокур О. Н. О глубинном происхождении метана в газогидратах // Геол. журн. – 2011. – № 4. – С. 105–115.
14. Горюнова С. В., Рожанова Г. Н., Орлеанский В. А. Синезеленые водоросли. – М.: Наука, 1969. – 229 с.
15. Заварзин Г. А. Бактерии и состав атмосферы. – М.: Наука, 1984. – 193 с.
16. Заварзин Г. А. Литотрофные микроорганизмы. – М.: Наука, 1972. – 324 с.
17. Закруткин В. Е. О роли живого вещества в формировании древнейших карбонатных пород // Проблемы осадочной геологии докембрия. – М.: Наука, 1981. – С. 137–143.
18. Казанский Ю. П. Седиментология. – Новосибирск: Наука, 1976. – 272 с.
19. Малашенко Ю. Р., Лялько В. И., Чугунный Ю. Г. и др. Геологическая деятельность углеводородокисляющих микроорганизмов // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1978. – № 4. – С. 305–309.

20. *Неручев С. Г.* Опыт количественной оценки параметров древних атмосфер Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1977. – № 10. – С. 9–22.
21. *Полдерваарт А.* Химия земной коры // Земная кора. – М.: Изд-во иностр. лит., 1957. – С. 130–157.
22. *Плотникова Л. Ф.* Вендские фораминиферы Подолии // Геол. журн. – 1991. – № 3. – С. 35–42.
23. *Руби В. В.* Эволюция гидросферы и атмосферы // Земная кора. – М.: Изд-во иностр. лит., 1957. – С. 650–671.
24. *Рудник В. А., Собботович Э. В.* Ранняя история Земли. – М.: Недра, 1984. – 350 с.
25. *Семененко Н. П.* Кислородно-водородная модель Земли. – Киев: Наук. думка, 1990. – 248 с.
26. *Сидоренко А. В., Розен О. М., Теняков В. Л. и др.* Метаморфизм осадочных толщ и "углекислое дыхание" земной коры // Сов. геология. – 1973. – № 5. – С. 3–11.
27. *Страхов Н. М.* Развитие литогенетических идей в России и СССР. – М.: Наука, 1971. – 624 с.
28. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 536 с.
29. *Тесленко Ю. В.* Некоторые аспекты эволюции наземных растений // Геология и геофизика. – 1967. – № 1. – С. 58–64.
30. *Чухров В. Ф., Ермилова Л. П., Горшков А. И. и др.* Гипергенные окислы железа в геологических процессах. – М.: Наука, 1975. – 206 с.
31. *Чухров В. Ф., Горшков А. И., Рудницкая Е. С. и др.* О вернадите // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1978. – № 6. – С. 5–20.
32. *Elder J.* The bowels of the Earth. – London: Oxford University Press., 1976. – 222 p.
33. *Plotnikova L .F.* Reanimated precambrian (?) microfossils // Геол. журн. – 2001. – № 1. – С. 78–79.
34. *Wyllie P. G.* The dynamic Earth. – N. Y., 1971. – 416 p.

Ин-т геол наук НАН Украины,
Киев
E-mail: geoj@bigmir.net

Статья поступила
03.07.13