

ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ ПАРНИКОВОГО ЭФФЕКТА И ГАЗООБМЕНА ПОЧВЫ С АТМОСФЕРОЙ

Смагин А.В.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Институт лесоведения РАН. Контактный адрес электронной почты: smagin@list.ru

В связи с проблемой глобальных климатических изменений с критических позиций рассматриваются некоторые альтернативные классической концепции парникового эффекта теории и их физическое обоснование. Подчеркивается значение почвы в глобальной регуляции атмосферы и методологическая сложность количественного исследования и моделирования ее геоэкологической газовой функции. Обрисованы основные проблемы и перспектива дальнейшего развития данного направления в почвоведении и пограничных науках о Земле.

ВВЕДЕНИЕ

Академик Г.В. Добровольский, чей столетний юбилей мы празднуем в этом году, несомненно был и остается наиболее значимой величиной в российском почвоведении на рубеже XX–XXI веков. И факт совпадения его юбилея с Международным годом почв, которым по предложению ООН стал именно 2015 г, по-видимому, не случаен, поскольку трудно назвать другого человека, который бы столько сделал для науки о почвах в нашей стране за последнее время, как в организационном, так и в творческом отношении. В большом и разностороннем творчестве Г.В. Добровольского значительную часть занимает учение об экологических функциях почв (Добровольский, Никитин, 90, 2012). Особое внимание Глеб Всеволодович уделял количественным аспектам изучения экологических функций почв, для чего по его инициативе в Институте экологического почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова была создана отдельная лаборатория по исследованию круговорота веществ и потоков энергии в педосфере. Труды лаборатории активно развивается тема по количественной оценке и моделированию газовой функции почв как источника, стока и резервуара веществ по отношению к атмосфере в связи с педогенной регуляцией ее состава, состояния и глобальных климатических изменений (Смагин, 98, 2000, 2005, 2007^{а,б}, 2011, 2014, Смагин и др., 2000, 2003, 2010, 2011, Смагин, Шнырев, 2014, Глаголев, Смагин, 2004, 2006, Glagolev et al, 99, 2000, Soils..., 2006). Эта обширная тема, инициированная еще в прошлом столетии проблемами парникового эффекта, глобальных изменений климата и загрязнения атмосферы, породила множество научно-исследовательских разработок и публикаций, как в нашей стране, так и за рубежом, проанализировать которые в рамках статьи не представляется возможным. Однако выявить некоторые ключевые, дискуссионные вопросы количественной оценки и моделирования газообмена почвы и атмосферы, критически проанализировать основные тенденции и результаты исследований в данной области, по-видимому, можно, что и является целью данной работы.

ПЕРЕЧЕНЬ ДИСКУССИОННЫХ ВОПРОСОВ

Попытаемся сформулировать те основные вопросы в исследуемой области, на которые пока нет очевидных ответов, по крайней мере, с точки зрения автора, хотя они представляются исключительно важными.

1. Существует ли парниковый эффект как фактор природных и антропогенных климатических изменений; какова потенциальная роль почвы в регуляции состава и состояния атмосферы?
2. Адекватно ли отражает поверхностная эмиссия углеродсодержащих газов их продуцирование в почве и соответствующую диссимиляционную компоненту

- углеродного цикла; возможен ли значительный положительный дисбаланс круговорота углерода (сток) на территории России?
3. Существуют ли мощные выбросы метана (сезонные, локальные) в болотных экосистемах и если да – в чем их причины (физические механизмы)?
 4. Существует ли сток метана в болотах и если да – какова интенсивность этого процесса в сравнении с источником?
 5. Каков вклад бореальных (западносибирских) болот в эмиссию метана болотными экосистемами мира?
 6. Адекватен ли камерный метод оценки потоков на границе почвы и атмосферы с линейной оценкой газовых потоков по трендам концентрационной динамики?

Эти вопросы являются предметом дискуссии, поскольку ответы на них довольно противоречивы, а накопленный различными исследовательскими группами материал далеко не однозначен и не всегда безупречен в методологическом отношении. И в дальнейшем изложении автор попытается высказать свою, возможно субъективную точку зрения по ним, в надежде на отклик всех интересующихся данной проблемой специалистов.

ОБСУЖДЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Очевидная для большинства специалистов проблема парникового эффекта и глобальных климатических изменений стала претерпевать в недавнее время ужесточенные попытки ревизии. Главные причины тому лежат, на наш взгляд, вне сферы науки как таковой и сводятся к следующему. В первую очередь – это отказ ряда индустриальных стран во главе с США взять на себя ответственность за мощные антропогенные эмиссии парниковых газов и вводить ограничения (квоты) на эти выбросы в соответствии с требованиями Киотского протокола. Наиболее удобным легитимным способом обоснования подобной позиции, несомненно, является критический пересмотр концепции парникового эффекта и его роли в глобальных климатических изменениях. Что и произошло в последние 10-15 лет благодаря активному действию аффилированных масс-медиа и всплеску работ в области геофизики, геоэкологии Земли с альтернативными подходами, преимущественно абиотической трактовки глобальных климатических изменений. Тем самым в научной среде произошел негласный передел сфер влияния, и если раньше тема была в основном в ведении отдела Наук о Жизни (биологии, экологии), то в настоящее время она в большей мере становится прерогативой специалистов Наук о Земле (геофизиков, геоэкологов, климатологов, океанологов и др.). Факты, положенные в основу предпринятой в подобных работах ревизии концепции парникового эффекта в основном сводятся к палеореконструкции климата, то есть к сугубо косвенным оценкам, усиленным различными спекулятивными соображениями и внедренным в общественное сознание средствами масс-медиа, включая интернет-образование.

Определим здесь нашу позицию в связи с первым дискуссионным вопросом из обозначенного выше списка. Все попытки ревизии концепции парникового эффекта представляются несостоятельными, что нисколько не умаляет новых, интересных положений об альтернативных механизмах регуляции климата планеты, включая динамику солнечной активности (циклы Миланковича) и иные космические факторы, эндогенные литосферные процессы, роль мирового океана и тд (Сорохтин, 2001, Сорохтин, Ушаков, 2002, Маккавеев, Сорохтин, 2005). Просто неправильно их противопоставлять концепции парникового эффекта, а следует рассматривать в виде единой многофакторной модели (теории) глобальной динамики климатической системы Земли. Парниковый эффект атмосферы планеты невозможно отменить, как это пытаются сделать в околонуучных публикациях масс-медиа или в недалеких реформах школьного образования. Низкая проницаемость атмосферы для теплового инфракрасного противоизлучения в отличие от входящей коротковолновой радиации – хорошо известный научный факт (рис. 1). Именно он лежит в

основе теории парникового эффекта Фурье-Аррениуса, суть которой выражает простая зависимость средней температуры земной поверхности (T_3) от температуры источника ее нагрева в виде Солнца:

$$T_3 = T_c \sqrt[4]{\left(\frac{R_c}{2r}\right)^2 \left(\frac{1-\alpha}{\beta}\right)}, \quad (1)$$

где $T_c=5770\text{K}$, $R_c = 6,96 \cdot 10^8$ м, $r = 149,6 \cdot 10^9$ м – температура, радиус Солнца и расстояние от Солнца до Земли, $\alpha \approx 0,3$ – усредненное альbedo земной поверхности, β – «проницаемость» атмосферы для теплового противозлучения. Несложно убедиться, что при 100% проницаемости ($\beta=1$), средняя температура получится равной всего 255 К или – 18°C, что фактически означает замерзание вод и невозможность высокопродуктивной органической жизни на планете. Это оценка так называемой радиационной (эффективной) температуры Земли. При $\beta = 0,61$, $T_3=288$ К или 15°C, то есть реальная средняя температура земной поверхности. Разница между средней температурой и радиационной (эффективной) $\Delta T=288-255 = 33$ К (+33°C) и составляет количественную оценку парникового эффекта Земли.

Что же предлагается в получившей широкий резонанс у общественности альтернативной так называемой «адиабатической теории парникового эффекта»? Она связана с именем покойного акад. РАЕН Олега Георгиевича Сорохтина (1927-2010), одного из наиболее ярких отечественных ученых геофизиков наших дней. Суть теории близка к тому, что предлагают сегодня для геодинамики Земли сторонники теории тектонического движения литосферных плит, то есть – включить механизм вертикального конвективного массообмена наряду с радиационным излучением в атмосфере. Именно этот механизм, по мнению О.Г. Сорохтина, обеспечивая вертикальную циркуляцию воздушных масс в тропосфере (теплые массы воздуха расширяются и поднимаются, охлаждаясь, а холодные – сжимаются и опускаются, нагреваясь) приводит в соответствии с уравнением Пуассона к адиабатическому распределению температур пропорционально давлению (P) в степени меньше единицы, в отличие от уравнения состояния идеального газа с постоянной температурой:

$$T = C \cdot P^{\left(\frac{k-1}{k}\right)}, \quad (2)$$

где k – показатель адиабаты Пуассона, C – коэффициент пропорциональности (константа). Поскольку для двухатомных газов (N_2, O_2) атмосферы $k=7/5=1,4$, а для трехатомных «парниковых» (H_2O, CO_2, CH_4) $k=4/3=1,33(3)$ (кстати в работе (Сорохтин, 2001), $k=1,3$, что весьма серьезная погрешность с учетом степенного вида функции (2)) то по уравнению (2) получается, никакого парникового эффекта нет – атмосфера из трехатомных «парниковых» газов, напротив будет иметь более холодную температуру. Мы не будем обсуждать очевидные физические проблемы адиабатической теории – безразличное (нейтральное) равновесие при равенстве реального температурного градиента сухоадиабатическому, отличие на самом деле реального градиента температур в тропосфере от адиабатического (–6,45 и –9,8 К/км), относительно малые вертикальные конвективные потоки по сравнению с латеральным движением воздуха, образование широкомасштабных конвективных ячеек и глобальной циркуляции атмосферы и тд. Заметим лишь, что в классической климатологии существующее у атмосферы Земли отличие реального температурного градиента от адиабатического во многом объясняется присутствием водяных паров и это, на наш взгляд, веский аргумент в пользу концепции парникового эффекта. Для большей убедительности попробуем проверить тезис об адиабатическом приближении (2), используя реальный природный эксперимент в виде атмосфер Земли и Венеры, ведь атмосфера Венеры, как раз состоит в основном из CO_2 – то есть трехатомного газа, тогда как в составе земной атмосферы доминируют двухатомные газы – N_2 и O_2 . Если бы давления и плотности

атмосфер Земли и Венеры были равными, то сразу же стала бы очевидной неправомерность адиабатической теории, поскольку хорошо известно, что температура поверхности Венеры (750 К) не меньше, а значительно выше, чем у Земли (288 К). При этом их радиационные (эффективные) температуры отличаются не намного (249-255 К у Земли и 231-233 К у Венеры), и у Венеры эффективная температура даже ниже, чем у Земли, что связано с поглощением и рассеянием солнечной радиации плотной, «не проницаемой» атмосферой. Колоссальная разница между реальной и радиационной температурами у Венеры в 519 К (°С) как раз и обуславливается парниковым эффектом в классическом его понимании. Но вернемся к теории О.Г. Сорохтина. Из (2) легко получить выражение для сравнения температур двух объектов (Венеры и Земли), подчиняющихся адиабатическому приближению:

$$T_B = T_3 \frac{P_B \left(\frac{k_B - 1}{k_B} \right)}{P_3 \left(\frac{k_3 - 1}{k_3} \right)}, \quad (3)$$

где символы «В», «З» обозначают соответствующие параметры для Венеры и Земли. Константы С адиабатического сжатия-расширения здесь сокращаются в соответствии с тезисом О.Г. Сорохтина об их универсальности (равенстве) для планет с разным химическим составом тропосфер. Используя известные данные $T_3=288$ К, $P_3=1$ атм, $k_3=1,4$, $P_B=90$ атм, $k_B=1,33(3)$, получаем $T_B=887$ К. Реально же имеем $T_B=750$ К, то есть различие (ошибка прогноза по адиабатической теории) составляет 137 К (°С). С целью того же сравнения, вместо адиабатического приближения воспользуемся теперь простым уравнением состояния идеального газа (Клапейрона-Менделеева) с прямой пропорциональностью температуры и давления. Для атмосфер двух небесных тел (Венеры и Земли) из уравнения состояния идеального газа получаем:

$$T_B = T_3 \frac{P_B \rho_3 M_3}{P_3 \rho_B M_B}, \quad (4)$$

где ρ , M – соответственно, плотности и средние молекулярные массы атмосфер. Известно, что плотность атмосферы у Венеры в 50 раз больше, чем у Земли ($\rho_B/\rho_3=50$). Средние молекулярные массы, исходя из химического состава атмосфер Земли (78% N_2 , 22% O_2) и Венеры (96,5% CO_2 , 3,5% N_2) составляют $M_3=29,8$ г/моль, $M_B=43,4$ г/моль. Тогда по уравнению (4) получаем $T_B=757$ К или всего на 7 К (°С) выше реальной температуры 750 К. С учетом возможных погрешностей измерения и осреднения температур Венеры, это практически одинаковые величины. Тогда как адиабатическое приближение дает в 20 раз ($137/7 \approx 20$) большую ошибку. На этом можно было бы закрыть тему «ревизии» концепции парникового эффекта с помощью «адиабатической теории», но все же давайте разберемся, почему у О.Г. Сорохтина получились вроде бы неплохие результаты в виде совпадения расчетов температурных градиентов тропосфер Земли и Венеры с реальными с точностью до 1%? Ответ, на наш взгляд, кроется в дополнении собственно адиабатической теории (уравнения 2) положением об отрицательной связи между приземной и радиационной температурами, реализующейся посредством испарения влаги при нагреве, увеличения облачности и, соответственно альbedo вместе с отражательной способностью земной атмосферы (Сорохтин, 2001). С физической точки зрения положение несколько не корректно, поскольку исходно в теории парникового эффекта речь идет об установившихся процессах и градиентах в масштабах планеты с осредненными постоянными характеристиками отражательной способности атмосферы и земной поверхности (альbedo), а не о реакции климатической системы на динамику солнечной активности (радиации). С формальных же позиций О.Г. Сорохтин использует для этого дополнения линейную (прямо-пропорциональную) связь между приземной и радиационной температурами с не

определенным физическим коэффициентом (b), а по сути – подгоночным параметром. С этого момента модель (адиабатическая теория) перестает быть строго физической и становится полуэмпирической. Полученное при этом из (2) выражение:

$$T = T_{bb} (bP)^{\left(\frac{k-1}{k}\right)}, \quad (5)$$

где T_{bb} – максимальная радиационная температура, определяемая по закону Стефана-Больцмана или тождественному ему уравнению (1) при $\alpha=0$, $\beta=1$ позволяет получить близкие к реальным средние приземные температуры или соответствующие температурные градиенты в тропосфере (Сорохтин, 2001). Надо только положить $b=1,186 \text{ атм}^{-1}$. Но, повторим, эта константа лишена физического смысла и выполняет функцию подгоночного параметра, что, по сути, низводит «адиабатическую теорию» на уровень обычной нелинейной регрессии. Кстати, складывается впечатление, что в расчетах (Сорохтин, 2001) вкралась какая-то ошибка, поскольку при $b=1,186$ уравнение (5) для земной поверхности с $P=1 \text{ атм}$, $T_{bb}=278,8\text{К}$ и $k=1,4$ дает величину температуры 293 К . Чтобы получить $T=288 \text{ К}$ надо взять $b=1,12 \text{ атм}^{-1}$. И уж совсем далекая от реальности температура $T=1051 \text{ К}$ получается по (2) при $b=1,186$ для Венеры, где $P=90 \text{ атм}$, $T_{bb}=327 \text{ К}$ и $k=1,33(3)$. Напомним, реальная температура поверхности Венеры 750 К . Судя по всему, автор вместо максимальной радиационной температуры $T_{bb}=327 \text{ К}$ использовал здесь величину с учетом альбедо и рассеяния солнечной радиации плотной атмосферой Венеры ($T_{bb}=233 \text{ К}$), но тогда почему для Земли взята максимальная $T_{bb}=278,8\text{К}$ вместо 255 К ? Заметим, что для правильного расчета по (2), чтобы получить реальную температуру поверхности Венеры 750 К требуется положить $b=0,307 \text{ атм}^{-1}$. То есть никакой «универсальности» констант b для планет с разным химическим составом тропосфер не получается.

Рассмотрим еще одну «нашумевшую» гипотезу О.Г. Сорохтина о роли мирового океана в поддержании концентрации CO_2 в атмосфере Земли, согласно которой динамика концентраций CO_2 в атмосфере является вторичной по отношению к вековой температурной динамике (Сорохтин, 2001). Идея проста – не CO_2 как парниковый газ влияет на температуру, а наоборот, вековые температурные изменения через известную зависимость растворимости газов от температуры приводят к колебаниям концентраций CO_2 в атмосфере. Уменьшается температура – растворимость растет и океан поглощает часть CO_2 из атмосферы, увеличивается температура – наоборот, растворимость падает и CO_2 выделяется из океана в атмосферу. На релаксацию уходит порядка 600 лет и это время запаздывания колебаний CO_2 по сравнению с температурными, которые вроде бы прослеживаются по трендам вековой динамики газов и температуры при их палеорекострукции с использованием ледяных кернов. Казалось бы, все строго физически обосновано в соответствии с законом Генри и зависимостью константы растворимости от температуры. Но давайте обратимся к фактам. Согласно данным палеорекострукции, характерные величины объемного содержания CO_2 в атмосфере до ее антропогенного периода это 200-250 ppm. Причем изменениям в 50 ppm соответствуют изменения температуры порядка 3-5 °С. Пусть исходно в атмосфере было 200 ppm или $0,38 \text{ г/м}^3 \text{ CO}_2$ при 5°С температуре с учетом уравнения состояния идеального газа (Смагин, 2005):

$$C_{[\text{г/м}^3]} = \frac{P_{[\text{Па}]} X_{[\text{ppm}]} M_{[\text{г/моль}]}}{10^6 RT_{[\text{К}]}} , \quad (6)$$

где X – объемное содержание газа, C – его концентрация, M – молярная масса, T – абсолютная температура. R – универсальная газовая постоянная ($8,31 \text{ Дж}\cdot\text{моль}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$).

Растворимость CO_2 (a) при температуре 5°С составляет 1,42, а если учесть образование и диссоциацию угольной кислоты по двум ступеням при щелочной реакции морской воды ($\text{pH}\sim 8$), то максимальная эффективная растворимость будет равной 42,7, согласно формуле (Смагин, 2005):

$$a_{\text{эф}} = a \left[1 + \frac{K_1}{10^{-\text{pH}}} + \frac{K_1 K_2}{10^{-2\text{pH}}} \right] \quad (7)$$

где $K_{1,2}$ – константы диссоциации угольной кислоты по первой и второй ступеням.

Тогда, по закону Генри морская вода, находящаяся в равновесии с атмосферой будет содержать $0,38 \cdot 42,7 = 16,7 \text{ г/м}^3 \text{ CO}_2$. Пусть теперь температура повысилась на 5°C , то есть достигла 10°C . Эффективная растворимость при новой температуре уменьшится до 39,4. Это значит, что из воды выделится $(16,7/42,7 - 16,7/39,4) = 0,033 \text{ г/м}^3 \text{ CO}_2$. Примем взаимодействующие слои атмосферы и океана одинаковыми по характерной мощности и равными 10 км (слой в котором сосредоточено основное количество газов атмосферы). Тогда количество CO_2 на единице площади в таком слое, выделившееся из океана составит $0,033 \cdot 10 = 0,33 \text{ кг/м}^2$. Фактический (по данным палеорекострукции) перепад концентраций в атмосфере при изменении температуры на 5°C , как уже говорилось, это 50 ppm или $0,095 \text{ г/м}^3$, что для слоя 10 км соответствует $0,095 \cdot 10 = 0,95 \text{ кг/м}^2$. То есть теоретически предложенный механизм покрывает не более 35% ($0,33/0,95 \cdot 100\%$) наблюдаемого прироста в атмосфере. На самом деле этот эффект будет значительно ниже. Характерная мощность слоя океана в которой может посредством диффузии распределиться за 600 лет CO_2 из атмосферы не превысит и 6 м. Ее легко оценить, зная коэффициент диффузии CO_2 в воде ($D = 2 \cdot 10^{-9} \text{ м}^2/\text{с}$) и используя известную формулу $H = \sqrt{Dt}$, где τ – характерное время процесса, в нашем случае 600 лет, выраженное в сек. Аналогичная величина для диффузии в атмосфере составит 513 м, поскольку коэффициент диффузии в этой среде на 4 порядка больше, чем в воде. То есть для атмосферы газ успеет распределиться в полукилометровом слое, а в океане – всего в 6 м. Конечно, возможно за счет турбулентной, а не молекулярной диффузии характерные мощности слоев возрастут в обеих средах, но нам важны соотношения, а не абсолютные величины. Поэтому, вводя для океана лимит характерной мощности 6 м вместо исходных 10 км, мы получим выделение из воды уже не $0,33 \text{ кг/м}^2$, а $0,033 \cdot 6 = 0,2 \text{ г/м}^2$, или всего 0,4% от наблюдаемых, вернее реконструируемых, величин прироста CO_2 в характерном полукилометровом слое атмосферы ($0,095 \cdot 513 = 48,6 \text{ г/м}^2$). Несколько большая, но все равно ничтожная доля порядка 3% получается при оценке мощности пограничных слоев по температуропроводности воды и воздуха $H = \sqrt{\aleph \tau}$, где $\aleph = 1,4 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ – температуропроводность воды, а $\aleph = 222 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ – воздуха приводят к значениям мощностей H порядка 50 и 650 м, соответственно. По этой же причине – малых глубин распространения температурных волн в мировом океане несостоятельна гипотеза «метангидратного ружья», связывающая усиление эмиссии метана из придонных отложений с увеличением температуры. Динамика солнечной активности и соответствующий нагрев или остывание атмосферы не способны затронуть глубины океана (отметки несколько тысяч метров), поэтому температурное изменение состояния метангидратов можно связать лишь с усилением активности земных недр, а это, как известно, – локальные процессы, или надо предположить, что земной шар разогревается изнутри, на что, по-видимому, нет оснований.

Сделанная выше оговорка «реконструируемых величин» здесь случайна, поскольку к столь часто используемым в масс-медиа данным о вековых трендах динамики парниковых газов и температуры, на которых базируются современные альтернативные теории глобальных климатических изменений, следует относиться с осторожностью. Не надо забывать, что это сугубо косвенные данные, и никто не мог измерять температуру и содержание газов в атмосфере не только голоцена или еще более ранних эпох, но и даже относительно недавних периодов человеческой цивилизации. По существу то, что мы имеем, это не закономерности изменения температуры, а закономерности пространственной динамики в толще льда (или в донных отложениях) тяжелых изотопов ^{18}O , ^2H и дейтерия (D). И с отклонениями в содержании этих изотопов линейно связываются температурные

изменения, как например, для кернов льда станции Восток отклонение от концентрации в стандартной «средней» морской воде изотопа ^{18}O на 1 промилле соответствует похолоданию на $1,5^\circ\text{C}$, а уменьшение содержания D на 6 промилле – понижению температуры на 1°C . Так ли это на самом деле, никто не знает, тем более, что другие косвенные методы, например метод устьичного индекса (SI), дают нередко весьма отличные результаты от метода ледяных кернов. Метод SI, да и ряд исторических записей (летописей) выявляют более сложную климатическую динамику, там, где керны дают постоянство температуры и концентраций. Равно как нельзя с уверенностью сказать, что состав пузырьков в кернах льда на определенной глубине должен быть идентичным составу атмосферы, возраст которой соответствует данному удалению от поверхности (наслоению льда). Здесь не учитываются возможные межфазные взаимодействия газов с твердыми (лед, пыль) и жидкими фазами, их диффузия, которая может быть быстрой на стадиях образования фирна, предшествующих кристаллизации льда. Так закрепление газовых пузырьков при переходе из фирна в кристаллический лед может «тянуться» 4000-7000 лет, то есть значительную часть голоцена, а до этого диффузия в фирне выравнивает состав и реагирует на новые смены атмосферы. При датировке не учтена изостазия и связанные с ней возможные вертикальные дислокации толщи льда в процессах оледенения и таяния ледников. Могут быть серьезные ошибки в расчетах латеральных перемещений льда, а этот процесс нарушает идеальную стратификацию; неизвестно в каких количествах и с какой скоростью отлагался свежий снег в доисторическое время, то есть на тех глубинах, где в кернах уже пропадают отчетливые «годовые кольца» – границы между сезонными наслоениями.

Важно отметить еще одно обстоятельство, обычно игнорируемое сторонниками новых теорий климатических изменений. Если все же справедливы данные палеорекострукции, получается, что никогда в обозримое доисторическое время (последние 200-400 тысяч лет) в атмосфере Земли не было столь высоких (350-400 ppm) концентраций CO_2 в атмосфере и столь быстрых темпов его прироста, как за последнее столетие. Значит, как минимум, это результат наложения антропогенных эмиссий и парникового эффекта на естественный пик потепления, связанный с вековой климатической динамикой планеты из-за изменений солнечной активности. Именно этот эффект, по всей видимости, маскирует до сих пор ожидаемое похолодание.

Данные реконструкции атмосферы более древних исторических периодов в несколько десятков и даже сотен миллионов лет указывают на возможность значительно более высокого содержания CO_2 в атмосфере от 1000 до 7000 ppm, но тогда и физическое состояние атмосферы (ее плотность, давление), а следовательно, и входящая (радиационная) температура могли быть совсем иными. Косвенно об этом свидетельствуют огромные размеры летающих ящеров и древних птиц, вес которых в 2-3 раза превышал так называемый предел Сато (~40 кг) или максимальный вес животного, выше которого, согласно динамометрическим исследованиям мышечной активности современных птиц, невозможно поддерживать полет в атмосфере при нулевом ветре. К примеру, один из самых больших летающих ящеров Кетцалькоатль (*Quetzalcoatlus northropi*) имел размах крыльев примерно 12 метров, а весил порядка центнера. Получается, гигантские летающие ящеры не могли взлететь, а только планировать с возвышенности, что довольно нелепо для столь крупных животных. То же для миоценового (7-8 млн) предка кондоров самой большой птицы *Argentavis magnificens* – 8 м крылья, 70 кг веса. При более высокой плотности атмосферы, и, соответственно, дополнительной подъемной силе, предел Сато был бы выше.

Резюмируя можно еще раз выделить главную мысль данного раздела – у нас нет никаких сколь либо веских научных причин для ревизии и уж тем более отмены основных положений концепции парникового эффекта. Приведенные выше рассуждения в защиту этой концепции не менее «научны», чем аналогичные спекуляции против нее. Объективно

существует широкий комплекс факторов вековой динамики климатической системы Земли, включающий и солнечную активность, и регуляторную функцию мирового океана и конвекцию в литосфере и тропосфере и множество других явлений абиотической природы. Но наряду с ними существенное значение имеет биогенная динамика состава атмосферы и связанный с ней парниковый эффект. Роль абиотических макропроцессов требует больших временных интервалов, и они просто не успевают компенсировать катастрофические темпы прироста антропогенного CO_2 . Наивно и опасно полагать, что это якобы не повлияет катастрофическим образом на геоэкологические условия планеты уже в ближайшем будущем.

В связи с вышеизложенным, в завершении раздела коснемся роли почв в регуляции атмосферы как резервуара, источника и стока основных парниковых газов и образующих их веществ, руководствуясь ранее опубликованными по данной проблеме работами (Смагин, 2001, 2005, Soils..., 2006). Вклад почвенного покрова в состояние атмосферы или геоэкологическая газовая функция почв весьма велики и нисколько не уступают таковым для мирового океана или растительности. На рис. 2 приведены лишь некоторые примеры. Так эмиссия углеродсодержащих газов – диоксида углерода и метана почвами составляет не менее трети от глобальных источников этих газов, включая антропогенные. Еще более весом вклад почв в эмиссию закиси азота, превышающий вместе с выделением N_2O из содержащих азот удобрений 70% величину. Весьма значительна роль почвенного покрова в обратном процессе – поглощения газообразных веществ из атмосферы, как это видно на примере педогенного стока окиси углерода (65% или втрое больше чем фотолиз в атмосфере). И это лишь приблизительная, образно говоря, «поверхностная» оценка роли почв, базирующаяся на исследованиях потоков газообразных веществ на границе почвы с атмосферой.

Ниже мы подробнее коснемся проблематичности подобной общепринятой методологии, по существу занижающей значение почв в глобальной регуляции атмосферы и климата, а здесь приведем один только пример. Так для метана, в отличие от CO , сток в почвах (30 ± 15 Тг(млн.т)/год) признается не существенным по сравнению с фотолизом в атмосфере (490 ± 50 Тг/год) и составляет лишь 6% от глобального. Но эти данные, повторяем, характеризуют лишь поверхностные потоки – непосредственное поглощение почвами, преимущественно автоморфными, метана из атмосферы. А роль внутрипочвенного метанотрофного фильтра, который по некоторым данным (Yagi, 97, Glagolev et al., 2000, Глаголев, 2010) поглощает до 80% биогенного метана, образующегося в болотных почвах и рисовниках и практически полностью блокирует глубинные эмиссии CH_4 из углеводородных месторождений и их подземных хранилищ (Можарова, Беляева, 2005)? Если принять верхнюю оценку 80% эффективности метанотрофного фильтра при средней величине глобальной эмиссии CH_4 из ветландов в 180 Тг/год получаем, что общее количество метана, производимое этими почвами равно 900 Тг/год: $\{(x - 0,8x) = 180, \text{ откуда } x = 180 / 0,2 = 900\}$. Из них $900 \cdot 0,8 = 720$ Тг поглощается метанотрофным фильтром, а остаток ($900 - 0,2 = 180$ Тг) эмитирует в атмосферу. Но тогда роль почвы в выделении метана, это уже не 33%, а значительно больше (порядка 70%), и в его поглощении – не 6%, а уже 60% от глобального стока $\{720 / (490 + 720) \cdot 100\% = 60\}$. Пример нарочито утрирован, но он призван показать возможность серьезной недооценки глобальной геоэкологической функции почв и так, впрочем, весьма значимой. Здесь, мы вплотную подошли ко второму дискуссионному вопросу о методологии исследований газовой функции почв, которому, наряду с сопутствующими вопросами 3-5, будет посвящен следующий раздел.

Количественное изучение газовой функции почв как источника, стока и резервуара веществ по отношению к атмосфере были начаты в конце прошлого века в связи с проблемой парникового эффекта и глобальных климатических изменений. При этом и в нашей стране и за рубежом сложилась в целом одинаковая методология исследований в виде

количественной оценки потоков на границе «почва-атмосфера», на основании которой и судят о вкладе почвенного покрова в регуляцию состава и состояния атмосферы в том или ином территориальном масштабе, вплоть до глобального. С поразительным единодушием и отечественные и зарубежные ученые продолжают идти по этому пути, совершенствуя методы определения таких потоков и модели, позволяющие интерполировать местные (локальные и спорадические оценки) на более масштабные пространственные и временные отрезки. При этом насущный в эпоху переживаемых климатических изменений вопрос об ответной реакции дыхания почв и иных газовых эмиссий решается преимущественно на базе эмпирических моделей, связывающих потоки на поверхности с контролирующими гидротермическими факторами. В ряде обобщающих публикаций, правда в последнее время в основном в отечественных, выносятся вердикт о принадлежности той или иной территории, вплоть до государства в целом к категории «источников» или «стоков» газов по отношению к атмосфере. Для газов углеродного цикла с этой целью рассматривается баланс между ассимиляционной (фотосинтез) и диссимиляционной (дыхание) компонентами, причем в последней на экспериментальном уровне оценивается почвенное дыхание, иногда совместно с эмиссией метана.

В этой связи рассмотрим крупный обобщающий результат докторской диссертации в.н.с. ИФХиБПП РАН (Пушино) И.Н. Кургановой из тему «Эмиссия и баланс диоксида углерода в экосистемах России» (2010), вошедший в коллективную монографию «Пулы и потоки углерода в наземных экосистемах России» (2007). В нем Россия представлялась как «безусловный сток углерода» в размере порядка 1 Гт/год или около 25% от первичной продукции фотосинтеза. Автор был официальным оппонентом данной работы и на защите высказал сомнение по поводу данного результата (вывода), несколько, впрочем, не умаляющее проделанного диссертантом большого труда и уверенности в его полном соответствии искомой ученой степени. Что же это? Реальный результат или все же артефакт, связанный с методологией исследований. С логической точки зрения трудно предположить, что существует столь высокий дисбаланс (четверть от ежегодной первичной продукции) в сторону ассимиляции углерода на территории почти 1/8 суши планеты. Если это постоянное явление, значит, в масштабах эволюции оно должно было бы привести к гигантским резервуарам углерода на поверхности. В работе (Пулы..., 2007) указывается, что с конца ледникового периода Россия накопила более 300 Гт C_{org} . Но это соответствует при возрасте голоцена в 10000 лет 0,03 Гт/год, а никак не 1 Гт. Дисбаланс в 1 Гт предполагает ежегодную аккумуляцию на сухопутной территории России оцененной в 1,7 млрд га (Пулы..., 2007), около 60 гС/м². Ни зарастание заброшенных пашен, ни аккумуляция в болотах не могут покрыть и 10% от указанной величины. Может быть речь идет о какой-то вспышке продуктивности, как отклика на повышение CO_2 в атмосфере? Но как показывают работы К.И. Кобак (1988) и А.В. Наумова (2004), распространенные в России лесные и болотные экосистемы достаточно автономны по круговороту углерода и используют свой же эмитированный CO_2 . Кроме того, повышение продуктивности пропорционально приросту концентрации CO_2 в атмосфере может быть при прочих оптимальных факторах (влажность, световой, тепловой режимы, минеральное питание), а здесь в масштабах страны тенденции неоднозначные в эпоху переживаемых климатических изменений. Наконец, оценки NPP в 4,5-4,7 Гт/год не учитывали напрямую этот фактор, и многие из них были получены в ту пору, когда уровень CO_2 в атмосфере был в пределах 300-320 ppm (0,03%). Если считать, что полученный результат дисбаланса в 1 Гт/год это не временное, а некое постоянное явление, то либо за 300 лет пул органического углерода в почвах России (296 Гт по (Орлов, Бирюкова, 95)) должен удваиваться, либо за столетний период – пул углерода торфяников (115 Гт по (Ефремова с соавт., 97)). Это, несомненно, нашло бы отражение в исследованиях и публикациях указанного периода совсем недавней истории. Если депонирование происходит только в растениях (прирост продуктивности) – лесной пул (40 Гт по данным (Исаев,

Коровин, 99)) должен был удвоиться всего за 40 лет, то есть на наших с вами глазах площадь лесов России (поскольку рост в высоту и ширину древостоя ограничен) должна была увеличиться в два раза.

Не логичнее все же принять гипотезу артефакта и попытаться проанализировать породившие ее причины? Одна из них очевидна – очень малое количество данных по дыханию почв для плохо изученных регионов Сибири и Дальнего Востока (всего 12 точек в пределах от 100 до 180°Е, составляющих почти половину протяженности страны), согласно (Курганова, 2010). Вторая – использование в большинстве случаев «классического» метода камер с абсорбцией CO₂, который может существенно занижать оценку эмиссии, как впрочем и метод камер вообще. Но это предмет отдельного обсуждения в конце статьи. Третья неоднократно высказывалась автором настоящей статьи научному сообществу, занимающемуся оценкой газовой функции почв, но почему-то не получила должного отклика ни позитивного, ни критического. Эмиссия с поверхности чаще всего не тождественна gross-продуцированию газа в объеме почвы. (Смагин, 98, 2000, 2005, Soils..., 2006).

Рассмотрим это положение подробнее, тем более что именно gross-продуцирование за вычетом корневого дыхания надо сравнивать с ассимиляционной составляющей углеродного цикла. Эмиссия с поверхности это своего рода «верхушка айсберга» – результат комплекса сложных и до сих пор не исследованных в должной мере внутрипочвенных процессов из следующего основного перечня:

1. Биологические и биохимические источники/стоки газообразных веществ.
2. Распределение и транспорт как самих газообразных веществ, так и их источников/стоков и промежуточных веществ (субстратов) для их получения (трансформации).
3. Абиотические источники и стоки физической, химической и физико-химической природы.

Биологические и биохимические источники/стоки в контексте обсуждаемых дискуссионных вопросов это дыхание корней и микроорганизмов, включая ризосферные (трудно идентифицируемый от собственно корневого дыхания источник), ферментативное разложение, а также метаногенез и деятельность метанотрофных организмов (почему-то игнорируемые в работе (Курганова, 2010)) в виде соответствующих функций распределения по профилю, зависимостей от переменных гидротермических и иных факторов почвенной среды. Метанотрофный фильтр – мощнейший внутренний сток метана в болотах, как уже отмечалось, может блокировать до 80% восходящего к атмосфере газа. Значит gross-продуцирование этого газа, очевидно, может в 5 раз превышать эмиссию с поверхности ($100/(100-80)=5$). Но тогда при характерных потоках CO₂ в $100 \text{ мгС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{час}^{-1}$ и метана в $10 \text{ мгС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{час}^{-1}$ мы имеем не 10% а 50% вклад метана в gross-продуцирование газообразного углерода. Казалось бы, какая разница, ведь измеряя камерой почвенное дыхание и эмиссию метана, мы все равно уловим весь поступающий в атмосферу из почвы углерод. Но, давайте посчитаем. Пусть реальная продукция метана $50 \text{ мгС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{час}^{-1}$, а CO₂ – $60 \text{ мгС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{час}^{-1}$. «Выходят» на поверхность после метанотрофного фильтра $10 \text{ мгС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{час}^{-1}$ метана и $60+40 = 100 \text{ мгС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{час}^{-1}$ CO₂ (считаем, что окисление идет по циклу Зендера-Брока до CO₂). По новым оценкам (Курганова, 2010) доля корневого дыхания существенно увеличена относительно «классических» 30% до 50%, а в болотах – до 70-80%, и это, кстати, тоже одна из возможных причин обсуждаемого артефакта дисбаланса в 1 Гт/год. Так вот, микробная составляющая при оценке по потокам с поверхности это $(100 - 0,8\cdot 100) + 10 = 30 \text{ мгС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{час}^{-1}$, а реально, по gross-продуцированию в объеме: $(60 - 0,8\cdot 60) + 40 + 10 = 62 \text{ мгС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{час}^{-1}$. Разница в два раза. Допустим, реальная нетто-продукция фотосинтеза это $62 \text{ мгС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{час}^{-1}$, как и должно быть в сложившейся (инвариантной) экосистеме. Оценка по эмиссии с поверхности в этом случае даст «сток» в $62-30 = 32 \text{ мгС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{час}^{-1}$, а без учета эмиссии метана еще больше: $62-20 = 42 \text{ мгС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{час}^{-1}$, то есть 52-68% от NPP, что при

большой доли болотных экосистем в России, видимо, может объяснить определенную часть дисбаланса круговорота углерода в 25% от NPP. Тоже утрированный пример, но ведь есть повод для размышлений?

О внутрипочвенных потоках (транспорте) газообразных веществ. Опубликованные в Nature данные нашего выпускника к.б.н. М.А. Мастепанова с соавторами (Mastepanov et al., 2008) о неожиданном всплеске эмиссии в 4-6 и более раз (вплоть до $112 \text{ мг CH}_4 \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$) при последовательном промерзании верхней 0-15 см почвенной толщи, видимо, также возможно частично объяснить ингибированием метанотрофного фильтра при соответствующем фазовом переходе «вода-лед». Но автору, как физику почв, больше импонирует другой подход, тем более, что на его основе уже были получены оценки мощных выбросов, или, как мы их обозначили «конвективной разгрузки» газов в атмосферу из болотных почв, причем не только в холодное, но и в теплое время года, когда метанотрофный фильтр должен функционировать (Смагин, 2005, 2007^a, Функционирование...., 2013). О возможности спорадических «залповых» выбросов газов из болота в атмосферу пишут известные крупные специалисты (см, например, (Земцов, 2000)). В наших исследованиях использовался балансовый расчет динамики запасов газов, заключенных в толще торфяника (экспериментальные данные на западносибирском Бакчарском болоте были получены экспедиционной группой под руководством в.н.с., к.б.н. М.В. Глаголева). Этот расчет выявил пульсационный режим функционирования болотной экосистемы с периодической сменой фаз аккумуляции и разгрузки углеродсодержащих газов (рис. 3). Выброс газов на стадии разгрузки во много раз (на порядок и более) выше эмиссии, в чем несложно убедиться, сравнивая интегральную эмиссию с убылью запасов газа за период продолжительности данной стадии. Причем, поскольку запасы, как и эмиссия, рассчитываются относительно единицы площади, нет необходимости учета пространственной частоты таких «неэмиссионных» преимущественных потоков, поскольку известно общее количество газа, выделяемое этим способом в атмосферу с данной площади, и оно, повторяем, значительно превышает фоновую эмиссию, измеряемую камерами (рис. 3).

Собственно говоря, любые почвы, включая автоморфные, характеризуются наряду с фоновой эмиссией в атмосферу, накоплением (аккумуляцией) газов в составе всех трех фаз почвенной толщи в летнее время с постепенным выходом этого запаса (разгрузкой) в холодное время года. Уместно сравнение почвенного резервуара с легкими животного, частота глубокого «дыхания» которого («вдох» и «выдох») обычно не выше 1 раза в год. Но для болот с ограниченным объемом «легких», подобное «дыхание» учащается. Генерируемые внутри торфяника газы, не имея возможности выйти в атмосферу обычным диффузным путем через обводненный поверхностный слой, аккумулируются в глубине в виде газовых резервуаров значительной протяженности (десятки метров) с запасом до 30-60 г/м² углерода CO₂ и CH₄, приводя к локальной ненасыщенности влагой почвенной толщи. По достижении критического эндогенного (пневматического) давления или при случайном внешнем воздействии (нагрузка на поверхность от животных и человека), происходит разгрузка (выброс) в атмосферу значительного количества накопленного болотного воздуха конвективным путем, посредством барботирования наиболее широких каналов в структуре органогенной пористой среды, включая, видимо, зазоры вдоль стеблей и корней растений, пронизывающих торфяную залежь. Фаза разгрузки вновь сменяется аккумуляцией газов внутри почвы и так до 6-10 раз за сезон и выше (рис. 3). При промерзании воды, вероятно, появляется возможность более свободного выхода аккумулированного газа, поскольку в отличие от чистого, не проницаемого для газов льда в водоемах, в болотах всегда будут включения в виде твердой фазы торфа, стеблей и корней растений, трещины и другие проводящие элементы структуры.

В целом же указанный потенциальный механизм газообмена с атмосферой практически невозможно исследовать традиционным камерным методом, поскольку вероятность

попадания камеры на участок, где возникнет подобный выброс, крайне мала. По-видимому, М.А. Мастепанов с соавторами (2008) – первые, кому удалось определить подобные потоки прямым путем на поверхности почвы, так как был применен фактически непрерывный мониторинг эмиссии шестью автоматическими камерами с частотой измерений раз в 1 час с июня по октябрь включительно. Но все равно эта методология, в отличие от расчета динамики запасов газа внутри почвы, не дает на наш взгляд, возможности оценить реальный масштаб наблюдаемого явления, ведь не исследована частота встречаемости подобных выбросов на единицу площади. Шести камер и даже гораздо большего числа при полностью автоматизированных непрерывных измерениях все же, скорее всего не достаточно, чтобы «поймать» все подобные преимущественные потоки. Этим можно объяснить отсутствие выбросов по данным мониторинга в летнее время, тогда как по нашим расчетам динамики запасов болотного воздуха получается, что они существуют и летом и осенью (Смагин, 2005, 2007^a, Функционирование...., 2013).

Возвращаясь к проблеме внутрипочвенных потоков, отметим следующее. Традиционно в исследованиях движения газообразных веществ особенно в автоморфных почвах приоритет отдается изотермической диффузии. Однако есть повод усомниться в ее доминирующем значении, ведь механизмы вынужденной и естественной конвекции могут на порядки превосходить молекулярный транспорт при очень слабом (в несколько Па/м) градиенте пневматического давления (в том числе и биогенного), который пока не умеют измерять в полевых условиях, или при небольших различиях в плотности почвенного воздуха (Смагин, 2005). В последнем случае естественная конвекция в поле силы тяжести будет способствовать гравитационному стеканию воздуха с тяжелыми компонентами (CO₂, N₂O, SO₂) и подъему – с легкими (H₂, H₂O, CH₄). Для хорошо растворимых газов (CO₂), особенно в болотах, где диффузия затруднена, существенный (до 20% от фоновой эмиссии) вклад может иметь конвективный транспорт в жидкой фазе с выходом в атмосферу при эвапотранспирации (Смагин, 2005). Вопрос об аналогичном транспорте С-газов и иных форм углерода с потоками грунтовых (болотных) вод также остается пока открытым, а его известные оценки в первые проценты от эмиссии могут быть, на наш взгляд, занижены по причинам не учитываемых разгрузок на геохимических барьерах (гидрокарбонаты, карбонаты) и выхода растворенных газов в атмосферу по мере конвективного массопереноса. Наши грубые, и, возможно, некорректные примеры оценок иногда дают для латеральных потоков в болотах весьма существенные величины на уровне эмиссии (Смагин и др., 2000, Смагин, 2007^a). На возможность альтернативных, более быстрых, чем диффузия конвективных механизмов массопереноса газов в почвах также указывает до сих пор не решенная до конца проблема количественного описания процесса испарения. Даже комбинированный паро-жидкостный перенос не дает оценок, близких к реальным величинам испарения порядка 10 мм/сут, а диффузный транспорт не покрывает и 1% от этой величины (Глобус, 87, Смагин, 2005).

Но если для автоморфных почв вклад диффузии, скорее всего, преувеличен, то для болот есть основания считать его неоправданно заниженным. Так М.В. Глаголев (2010) вслед за (Yagi, 97) пишет о крайне незначительном вкладе в 0,3% относительно всех механизмов массопереноса болотного газа, беря за основу расчет потоков по эффективному коэффициенту диффузии в воде. Однако здесь же он приводит механизм «растительного транспорта» с вкладом до 40-60% (по (Yagi, 97) – до 90% для рисовых плантаций). Но как газы перемещаются в растениях, особенно если речь идет о плохо растворимом метане? Это ведь не открытые с двух сторон и далеко не всегда полые трубки, где можно говорить о вынужденной конвекции. Скорее всего, вынужденная конвекция имеет место по гидрофобной поверхности стеблей и корней, а внутри растений, вероятнее всего имеет место именно диффузия по аэропаренхиме и полым каналам (о градиенте концентраций метана в аэропаренхиме см., например, (Knapp, Yavitt, 92)), возможно усиленная естественной

конвекцией метана, как легкого газа. Автор справедливо отмечает, что вклад различных механизмов меняется посезонно (Глаголев, 2010). И, наверное, именно диффузия становится ведущим механизмом фоновой эмиссии не только осенью, но и в зимний период, а ведь это большая часть года. И уж конечно, роль диффузии резко возрастает для осушенных болот или повышенных элементов ландшафта (гряды). К этому добавим феномен поверхностной диффузии, увеличивающий по нашим данным проводимость в несколько раз при насыщенном состоянии почвы (Смагин, 2005). В обзорной части (Глаголев, 2010) высказано сомнение по поводу этих экспериментальных данных, но теоретически, согласно (Фролов, 88), мы получаем еще более высокие значения. Эффективный коэффициент диффузии $D=D_w+KD_s$, где D_w и D_s – диффузивность в объеме и по поверхности, K – константа Генри для сорбции газа, которая варьирует в пределах 8-18 для метана, и 20-40 для CO_2 (Смагин, 2007⁶). Значит при близкой плотности воды в адсорбционном слое и в свободном состоянии, или равенстве величин D_w и D_s , эффективный коэффициент диффузии D возрастает в 9-41 раз относительно такового в воде. То, что мы экспериментально получили более низкие величины, скорее всего результат извилистости порового пространства и, возможно, несовершенства методики опыта. Так что нельзя снимать со счетов механизм диффузии в болотах.

А вот механизм «пузырькового транспорта», который, судя по работам (Yagi, 97, Мастепанов, 2004, Глаголев, 2010, Степаненко и др., 2011) достигает 30% вклада и более для автора данной статьи остается не очевидным. Каким образом пузырек воздуха с характерным размером порядка 1-2 мм, судя по работе (Глаголев, 2010), может пробиться через извилистое поровое пространство насыщенного водой торфа или плотного ила донных отложений, да еще и мгновенно, согласно модели (Степаненко и др., 2011)? Это ясно, когда идет речь о слое воды, где наблюдается простая естественная конвекция пузырьков из-за разности плотностей воды и воздуха с минимальным сопротивлением движению со стороны гомогенной водной среды, но совсем не очевидно для гетерогенной пористой системы. Мало того, обычно насыщенный пузырьками ил, а при извержениях – туф сами поднимаются на поверхность воды, а не «отдают» пузырьки, то есть не пропускают их через свою структуру. Значит, если пузырьки наблюдаются (а в этом у автора нет сомнений), они либо производятся на поверхности раздела почва/вода (в тонком рабочем слое, не насыщающемся водой полностью из-за постоянной газогенерации), либо внутри почвы есть какие-то локальные каналы, которые их проводят. Возможно, это гидрофобная поверхность стеблей. Но как быть с лимническими отложениями, лишенными растительности? Можно предположить, что накопленный в виде сплошной фазы газ под собственным давлением прорывается наружу (обсуждаемые выше «выбросы»), но тогда пузырьки будут не мелкими.

Заканчивая тему транспорта, проблемные вопросы которой значительно шире, чем приведенные в статье примеры, хочу обратить внимание специалистов в области моделирования на одну деталь, а именно – учет эффективного пространства для массопереноса газов. Многие авторы, не исключая и пишущего эти строки, допускали здесь неточности, начиная, по-видимому, с пионерской отечественной работы (Современные..., 87). Транспорт в пористых средах осуществляется не по всему пространству, а по определенной его части в виде пористости или для газовой фазы – пористости аэрации. Поэтому модель, учитывающая массовый баланс в такой системе, должна содержать фактор эффективного пространства – в простейшем случае в виде пористости, а в более сложных – в виде линейных комбинаций долей фаз с соответствующими коэффициентами межфазных распределений (Смагин, 2005). Например, если речь идет об автоморфной однородной почве с постоянным по глубине источником газа U , в которой измеряемой величиной является концентрация в газовой фазе (C_g), а концентрацией и диффузией в жидкой фазе можно пренебречь, модель будет иметь вид:

$$P_g \frac{\partial C_g}{\partial t} = DP_g \frac{\partial^2 C_g}{\partial z^2} + U, \quad (8)$$

где D – коэффициент диффузии, P_g – пористость аэрации, принятые постоянной величиной. Сократить на P_g можно, но тогда надо это обосновать и ввести соответствующую функцию U/P_g . Только тогда, как справедливо указывается в (Шейн, 2005), будет соблюдаться правило размерностей (и в левой и в правой части – $г/м^3$ почвы или $г/м^3$ почвенного воздуха в единицу времени), а значит, модель будет корректной с физической точки зрения. По-видимому, также можно использовать показатель «эффективного коэффициента диффузии», как произведения DP_g но тогда надо это оговаривать, чтобы не возникла неопределенность с размерностями.

По аналогии для насыщенной почвы и растворенных веществ (C_l) имеем вместо P_g общую пористость P . Формально, казалось бы можно ввести некоторую величину концентрации в объеме почвы (а не в жидкой или газовой фазе) $C = C_l P$ или $C = C_g P_g$ и записать вместо (8), как это, видимо, подразумевалось в работах (Современные.... 87, Степаненко и др., 2011):

$$\boxed{\times} \quad (9)$$

Но такое допустимо лишь в редких случаях, если почва (пористая среда) с глубиной не меняет пористость. Этот случай не подходит к стратифицированным объектам донных отложений, тем более что сами авторы (Степаненко и др., 2011) используют в модели соответствующую запись, не вынося диффузивность в качестве постоянной величины при дифференцировании по пространству. Значит, возникает ошибка, которую легко понять из следующего примера. Пусть измеряемая величина (концентрация газа в жидкой фазе) всюду одинакова и равна $1г/м^3$ раствора. Если в поверхностном слое (рыхлый, взвешенный ил) пористость $0,6$, а на 1 м глубине – $0,4$ $м^3/м^3$, то при пересчете на общую концентрацию в объеме почвы (ила) получаем $1г/м^3 \cdot 0,6м^3/м^3 = 0,6$ г газа на $м^3$ ила вверху и $1г/м^3 \cdot 0,4м^3/м^3 = 0,4$ газа на $м^3$ ила внизу или значение градиента $0,2$ $г/м^4$. То есть должна идти диффузия, причем в нисходящем направлении. Реально никакой диффузии нет, так как градиент в жидкой фазе – нулевой.

Изложенные выше примеры подводят нас к заключительной компоненте из списка внутрпочвенных процессов, а именно – абиотических источников/стоков газообразных веществ в виде химических реакций и межфазных взаимодействий. Из наиболее известных и имеющих количественную оценку химических реакций следует выделить взаимодействия растворенного CO_2 (угольной кислоты) в виде диссоциации на гидрокарбонат- и карбонат-анионы с последующим их связыванием 2-3 валентными катионами и выпадением в осадок (иммобилизацией). Обратный процесс – растворение карбонатов при подкислении (в том числе при повышении парциального давления CO_2). При этом из многочисленных реакций, связанных с гидрокарбонат- и карбонат-анионами а основном изучается карбонатно-кальциевое равновесие в почвах юга России и Сибири (черноземы, каштановые) на карбонатных породах. В этих исследованиях, включая палеонтологическую реконструкцию, в целом придерживаются мнения, что карбонатная система в условиях функционирования черноземных почв является скорее источником (хотя и слабым по сравнению с биогенной эмиссией), а не стоком газообразного углерода (Наумов, 2004, Пулы..., 2007). Отсюда роль аридных и семиаридных территорий в связывании и депонировании углерода признается несущественной, если не отрицательной, по сравнению с бореальными ландшафтами. Для автора такой результат пока не очевиден, ведь щелочные растворы (а реакция исследованных почв от нейтральной до щелочной), напротив, должны поглощать CO_2 , на чем, собственно, основан классический метод определения почвенного дыхания по Люндегорду-Штатнову-Макарову. Выше уже приводилась формула (7) для расчета

эффективной растворимости CO_2 в зависимости от pH (Смагин, 2005). Согласно этой формуле при pH=8 эффективная растворимость превышает табличную величину (порядка 1 для CO_2 при температуре почвенного раствора 15°C) в 40 раз, что, кстати, подтверждается экспериментально ($a_{\text{эф}}=39,4$ при pH=8 по (McCoy, Rolston, 92)). Почему же не срабатывает этот мощный фактор стока? Не хватает влаги или катионов для последующего осаждения гидрокарбонатов и карбонатов? Или при расчетах этот фактор игнорируется (используется табличная, а не эффективная растворимость) и рассматривается только обратный процесс растворения карбонатов? Вопрос остается открытым, по крайней мере, для автора данной статьи.

Сорбция. Казалось бы, существенный фактор поглощения газов в пористых телах, если вспомнить классические труды акад. Н.Д. Зелинского, положенные в основу промышленного производства противогозов и очистителей воздуха. Но фактически ни в одной из известных автору моделей в рассматриваемой нами области газообмена почвы и атмосферы он не учитывается. Равно как и очень мало работ по практическому определению параметров взаимодействия газообразных веществ с твердой фазой почв, исключая разве что пары воды. Но главное – у специалистов абсолютно отсутствует интерес к этой проблеме. Так статья в переводном ж. Почвоведение «Абиотическое поглощение газов органогенными почвами» (Смагин, 2007⁶), где были приведены экспериментальные оценки параметров сорбции для CO_2 , CH_4 и O_2 в торфах имеет нулевой индекс цитирования и в нашей стране и за рубежом. Возможно плохая статья? Но все же рискну привести один расчет из нее, показывающий, как мне кажется, всю важность учета означенных выше взаимодействий для болотного газа.

Общая концентрация газа (C) в элементарном объеме почвы, фигурирующая в моделях динамики типа (Степаненко и др., 2011) с учетом межфазных равновесий в первом (линейном) приближении может быть рассчитана по концентрации в почвенном воздухе (C_g), согласно уравнению баланса (Смагин, 2005):

$$C = (P_g + a_{\text{эф}} \cdot W \cdot \rho_b / \rho_l + K \cdot \rho_b / \rho_s) C_g, \quad (10)$$

где P_g – порозность аэрации, W – весовая влажность почвы, ρ_b , ρ_s , ρ_l – плотности почвы, ее твердой и жидкой фаз, $a_{\text{эф}}$, K – эффективная растворимость и константа Генри для сорбции газа. Нетрудно убедиться, что при низкой пористости аэрации ($P_g = 0,05-0,1$) заболоченных торфяников и плохой растворимости таких газов как кислород и метан ($a_{\text{эф}} = 0,03-0,05$) их основное количество будет сосредоточено именно на твердой фазе в адсорбированном виде. Так вклад «свободного» газа в порах аэрации не превысит 0,1, растворенного газа при плотностях торфа $0,2-0,4 \text{ г/см}^3$ – $0,05 \cdot 0,3/1 = 0,015$, а доля адсорбированного газа при $K = 8-11$ и $\rho_b / \rho_s = 0,1-0,3$ составит не менее 0,8-3, то есть доминирующее значение. При единичной концентрации в газовой фазе ($C_g = 1 \text{ г/м}^3$ почвенного воздуха) общее содержание в элементарном объеме торфяной почвы будет, согласно (10), равным $0,9-3,1 \text{ г/м}^3$ почвы. Значит, общее содержание газа (кислорода или метана) в обводненной торфяной почве превысит таковое в почвенном воздухе ($0,1 \text{ г/м}^3$ почвы) в 9-31 раз, а в почвенной влаге ($0,015 \text{ г/м}^3$ почвы) в 60-200 раз! До 89-97% общего количества газа будет сосредоточено на твердой фазе в адсорбированном состоянии. У автора нет экспериментальных данных по сорбции метана илистыми донными отложениями, но, думаю, здесь картина будет похожей, исходя из близких удельных поверхностей торфа и ила порядка $300-500 \text{ м}^2/\text{г}$ и выше. Поэтому распространенные модели типа (Степаненко и др., 2011), пренебрегающие фактором сорбции и оперирующие только растворенным и свободным газом, трудно признать обоснованными с физической точки зрения. Кстати, и расчет «критической концентрации», при которой будет формироваться газовый пузырек, с учетом сорбции и балансового уравнения (10) для межфазных взаимодействий не в двухфазной системе «жидкость-газ», а в реальной среде, содержащей высокодисперсную твердую фазу, будет иным, чем в работах (Walter et al., 96, Степаненко и др., 2011). Отметим, что использующийся в расчетах «актуальной» метаногенной активности метод интегрирования

по глубине точечных источников, определяющихся по приросту концентрации метана в газовой фазе (Глаголев, 2010), также может существенно занижать реальную интенсивность, если в нем не учитывается сорбция газа твердой фазой и, вероятно, – метанотрофное окисление.

Здесь, в связи с вопросом №5, обратимся к еще одному отечественному достижению в области исследования газообмена почвы и атмосферы, а именно, весьма небольшой доли в глобальной эмиссии метана из болотных экосистем для Западной Сибири – крупнейшего болотного региона планеты. Впервые этот результат был получен в.н.с. М.В. Глаголевым в его недавней диссертационной работе (2010), согласно которой региональный поток составляет $7,2 \pm 4,8$ Тг CH_4 /год или в среднем около 6% от глобальной эмиссии из болот. В дальнейшем творческая группа под руководством М.В. Глаголева, объединившая талантливых молодых исследователей из МГУ, Югорского и Томского университетов (И.Е. Клепцова, А.Ф. Сабреков, И.В. Филиппов, В.С. Казанцев и др.), предприняла широкомасштабные экспедиционные исследования в регионе с целью уточнения полученной первоначально оценки, что продолжается и в настоящее время при участии иностранных партнеров (Глаголев, Клепцова, 2009, Глаголев и др., 2010^{б,в}, 2012, Клепцова и др., 2010, Сабреков и др., 2011, 2014, Glagolev et al., 2011, Sabrekov et al., 2014). Методология исследований заключается в экспериментальном определении мгновенных типичных величин эмиссионных потоков метана камерным методом для характерных элементов болотного ландшафта и их последующей экстраполяции на базе постоянно совершенствуемой «стандартной модели» на ландшафтный, а далее зональный и региональный уровни, а также на длительные (сезон) отрезки времени умножением этих величин на период биологической активности и долю площадей соответствующих ландшафтных элементов с последующим суммированием. При этом основное внимание уделяется детальному определению площадей характерных элементов болотных ландшафтов посредством ГИС-картографирования с использованием спутниковых снимков высокого разрешения и в меньшей степени самим удельным потокам, для которых за большой период исследований уже составлена представительная база данных с частотными распределениями величин эмиссий из характерных элементов болот по всем природным зонам Западной Сибири. В результате общая величина региональной оценки несколько меняется в сторону увеличения, преимущественно за счет более детального определения площадей обводненных элементов болот и внутриболотных озер, но не намного. К примеру, новая осредненная оценка в 3,98 Тг CH_4 для таежно-болотной зоны, на наш взгляд, почти тождественна исходной величине с учетом доли (согласно лесорастительному районированию ~0,56), занимаемой этой зоной относительно всей площади природных зон Западной Сибири: $7,2 \text{Тг} \cdot 0,56 = 4$ Тг. Вместе с тем по логике трудно согласиться, что крупнейший болотный регион планеты производит мало метана на фоне остальных болотных экосистем мира. Доля российских болот от мировых по площади и по запасам торфа (субстрата) составляет порядка 50%, а доля западносибирских – почти половину от данной величины (20-25%). Даже сократив эту цифру вдвое с учетом возможного круглогодичного сезона генерации метана в тропических болотах и, вероятно, более интенсивного метаногенеза (что, кстати, не очевидно), получаем потенциальный вклад как минимум больше 10%. В чем же проблема? На наш взгляд, в первую очередь – в игнорировании в подобных исследованиях локальных преимущественных потоков газов, существенно превышающих величины фоновой эмиссии, заметим, не сиюминутной, а суммарной за сезон (фазу разгрузки), как это показано на рис. 3. Использование метода камер, как уже говорилось, не позволяет «поймать» эти потоки, даже при автоматической регистрации и достаточно большом числе повторностей измерений по пространству. Особенно на обводненных участках болотного ландшафта (топь, мочажины, внутриболотные озера), где подобные потоки развиты максимально, а вероятность установки камеры на места их разгрузки практически нулевая.

В завершающей части статьи коснемся методического вопроса (№6) определения потоков газов на поверхности раздела почвы и атмосферы. Мы не будем анализировать литературные данные о сильных отличиях (до двух раз и более) разных методов определения потоков и внутри одной группы методов (например, камерных) в зависимости от вариантов их реализации и детекторов газов. Наряду с источниками (Кобак, 88, Кобак и др., 80, Замолодчиков и др., 2004, Witkamp, 69, Norman et al., 9), хотим обратить внимание интересующихся специалистов на малоизвестные работы (Машика, 2000, 2006) талантливого молодого специалиста, к.б.н. Александра Васильевича Машики, внезапная кончина которого прервала яркий творческий взлет этого прекрасного ученого и человека. Обратимся здесь к физическому обоснованию наиболее часто употребляемого метода закрытых камер, подробная теория которого в отечественной науке была впервые изложена в работе (Современные..., 87). Очевидно, это необходимо для выявления возможных ошибок и погрешностей в расчетах потоков по данным о динамике концентраций в камере-изоляторе.

Предварительно зададимся вопросом – какие потоки мы пытаемся изучить? Если диффузионные, то почему они должны быть всегда постоянными и не затухать во времени при выравнивании концентраций в почве и камере? Ведь в почве может попросту отсутствовать в момент измерений источник газа, но выход в атмосферу будет происходить пока концентрация в почве выше атмосферной или пока она не сравняется с таковой в закрытой камере. Тренд прироста концентрации будет нелинейным (экспонента с асимптотой в виде равновесной концентрации), как в случае диффузиметров (Смагин, 2005), но при этом для объяснения не нужно никакого оттока из камеры, как в теории (Современные..., 87). Мало того, если это диффузионные потоки, пусть даже постоянной интенсивности, почему тогда они должны поступать в камеру в центре, а по бокам опять-таки диффузионно из нее должен выходить накопленный газ, как показано на схеме метода (рис.4-А)? Ведь если интенсивность потоков одинакова по всему сечению камеры (рис. 4-Б), а значит, одинаковы градиенты концентраций их формирующие, что заставит газ двигаться в обратную сторону из камеры, пока эти градиенты существуют? Если же возникают латеральные градиенты, то часть потоков из почвы не будет поступать в камеру, когда в ней концентрация хоть немного превысит атмосферную, то есть создастся эффект «обтекания камеры», что также занизит оценку (рис. 4-В). В случае стационарности диффузионных потоков при наличии источника газа в почве постоянной мощности нетрудно получить аналитическое решение для тренда аккумуляции газа в закрытой камере в виде комбинации нелинейных функций от времени (квадратный корень, $e^{\lambda t}$ и $e^{-\lambda t}$), адекватно описывающей экспериментальные данные (Venterea et al., 2009). Таким образом, для диффузионных потоков схема, приведенная в (Современные..., 87) и соответствующая ей модель представляются проблематичными.

Допустим, потоки конвективные $q = u \cdot C$, u – скорость движения среды, вмещающей газ с концентрацией C . Автору импонирует точка зрения о возможном доминировании конвекции над диффузией, хотя в (Современные...,87) об этом напрямую не пишут. В этом случае при $q = \text{const}$ концентрация в почве постоянна и равна C . Диффузионный противопоток может возникнуть, если концентрация в камере будет больше C , но тогда непонятно почему он должен быть направлен только вбок (в атмосферу по стенкам камеры), а вглубь почвы из камеры двигаться не будет? Но даже если это и так, скажем, возникают преимущественные боковые градиенты, почему тогда в уравнении материального баланса для камеры в (Современные..., 87) для расчета диффузионного противопотока используется вся площадь сечения, а не его часть, как показано стрелками таких потоков на рисунке 4-А? А если помимо диффузионного оттока в камере могут происходить еще какие-нибудь процессы поглощающие газ (для метана – биохимическое и биологическое окисление, для CO_2 – фотосинтез, также адсорбция и абсорбция избытка газа почвой, возможно химические реакции)? Кинетика этих процессов в первом приближении будет соответствовать реакции

первого порядка, поэтому их весьма сложно отличить от диффузионной убыли. Попробуем изложить указанные выше соображения в виде модели динамики концентраций в закрытой камере, развивая представления (Современные..., 87). Близкая модель, правда, с качественно иной интерпретацией, была предложена в пособии (Глаголев и др., 2010^а), о котором автор узнал уже после подготовки данной публикации, поэтому привожу здесь собственный вариант расчетов.

Для врезанной в почву на глубину Δz камеры объемом $V=S \cdot H$, где $S=L^2$ – площадь основания с ребром L , H – высота над поверхностью, будет справедливо следующее выражение баланса массы (m) газа:

$$\frac{dm}{dt} = QS_1 - qS_2 \pm UV, \quad (11)$$

где Q , q – входящий и выходящий в камеру потоки газа [$\text{г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$], S_1 , S_2 – соответствующие площади сечения для этих потоков, [м^2], U – функция «источник-сток» для газа внутри камеры, [$\text{г} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{час}^{-1}$]. Пусть $C = m/V$ – концентрация газа в камере, [$\text{г}/\text{м}^3$], зависящая от времени t , [час]. В окружающей атмосфере будем считать концентрацию постоянной и равной C_0 . Полагая, что газ выделяется в камеру из почвы через все сечение камеры ($S_1 = S$) с потоком Q , диффундирует в обратную сторону с постоянным коэффициентом диффузии (D , $\text{м}^2/\text{час}$), проходя путь Δz через почву в атмосферу с боковыми потоками интенсивностью $q = D(C - C_0)/\Delta z$, а также способен поглощаться внутри камеры с кинетикой первого порядка ($U = -kC$), где k – кинетическая константа, [час^{-1}], получаем из (11):

$$\frac{dC}{dt} = \frac{Q}{H} - \frac{DCS_2}{\Delta zHL^2} + \frac{DC_0S_2}{\Delta zHL^2} - kC, \quad (12)$$

Теоретически оценить величину S_2 весьма непросто. Поэтому мы рассмотрим два крайних случая. Первый $S_2 = S$ сохраним из работы (Современные..., 87), а во втором примем, что S_2 равна «тени» от глубины врезки камеры и пути диффузионного переноса Δz , то есть $S_2 = 4L\Delta z$. Тогда после соответствующей группировки компонентов (12): $A = Q/H + DC_0/(\Delta zH)$ или $A = Q/H + DC_0/(4LH)$ и $b = D/(\Delta zH) + k$ или $b = 4D/(LH) + k$, имеем:

$$\frac{dC}{dt} = A - bC, \quad (13)$$

Решением (13) при условии равенства концентрации в камере в начальный момент времени $t=0$ величине C_0 служит экспоненциальная функция вида:

$$C(t) = \frac{A}{b} + \left(C_0 - \frac{A}{b} \right) \exp(-bt). \quad (14)$$

Производя замену обозначений $y_0 = A/b$, $a = (C_0 - A/b)$ и аппроксимируя тренды нелинейной монотонной динамики концентраций в камере-изоляторе полученным из (14) уравнением: $C(t) = y_0 + a \cdot \exp(-bt)$, что несложно сделать, используя стандартный перечень функций из приложения для нелинейной регрессии Regression Wizard программы S-Plot 9, можно оценить параметры y_0 , a , b , а по ним константу k и искомый поток Q , согласно формулам:

$$C_0 = y_0 + a, \quad (15)$$

$$k = b - \frac{D}{\Delta zH} \quad \text{или} \quad k = b - \frac{4D}{LH}, \quad (16)$$

$$Q = (C_0k - ab)H = ((y_0 + a)k - ab)H. \quad (17)$$

При отсутствии дополнительного к диффузионному массопереносу в атмосферу стока газа в камере ($k=0$), выражение (17) упрощается и поток, независимо от предположений о размерах площади его сечения, можно определить непосредственно по данным нелинейной регрессии как произведение параметров экспоненты a и b на высоту камеры H :

$$Q = -a \cdot b \cdot H. \quad (18)$$

Коэффициент эффективной диффузии при этом находится из формул:

$$D = \Delta z b H \quad \text{или} \quad D = \frac{bHL}{4}. \quad (19)$$

Если известна кинетическая константа процесса стока газа в камере (k), отличная от нуля, формулы (19) приобретают вид:

$$D = \Delta z (b - k) H \quad \text{или} \quad D = \frac{(b - k)HL}{4}. \quad (20)$$

На рис. 5 приведены примеры аппроксимации двух трендов экспериментальных данных по определению потоков метана на границе снежного покрова болота с атмосферой на полигоне ЮГУ «Мухрино», любезно предоставленные нам н.с. ф-та почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова Н.А. Шныревым. Первоначально расчет потоков производился по упрощенной формуле (18) в соответствии с представлениями (Современные..., 87) о единственно возможном механизме стока части метана из камеры посредством диффузии в атмосферу. При этом были получены следующие оценки. Для образца 1 (тренд накопления метана) поток $Q = 0,11 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$ или в 5 раз больше, чем по линейной модели, когда тренд аппроксимировался уравнением прямой (традиционный расчет для метода камер). Коэффициенты диффузии $D = 0,042 \text{ м}^2/\text{час}$ ($S_2 = S$) или $D = 0,028 \text{ м}^2/\text{час}$ ($S_2 = 4L\Delta z$). Обе эти величины были меньше диффузивности в атмосфере $D = 0,068 \text{ м}^2/\text{час}$, что не противоречило допущению о диффузионном механизме выноса газа для обоих вариантов расчета. Хотя, если допустить, что путь для молекул газа из камеры это не Δz , а $2\Delta z$, что, возможно, корректнее, так как молекулам вначале надо пройти внутри непроницаемой стенки камеры вниз, а потом подняться по ее внешней стороне в атмосферу, расчет по ($S_2 = S$) даст D в почве, больше чем в атмосфере, а значит, чисто диффузионная гипотеза выноса или схема расчета не верны.

Для второго образца (тренд убыли метана) расчетный поток $Q = -0,054 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$ оказался отрицательным при соответствующих коэффициентах диффузии $D = 0,032$ и $D = 0,021 \text{ м}^2/\text{час}$. То есть, заложенный в модель (12) в соответствии с представлениями (Современные..., 87) механизм диффузионного оттока газа из камеры в атмосферу не мог обеспечить реальную убыль концентрации (сток) метана, наблюдаемую в эксперименте (рис. 5). Это означает, что наряду с диффузионным оттоком для метана действует еще какой то механизм, ответственный за сток метана в атмосфере камеры-изолятора.

Предполагая, что его кинетика подчиняется реакции первого порядка, как заложено в полном варианте модели (12), получаем, при условии нулевого потока из почвы ($Q = 0$) оценку соответствующей кинетической константы $k = 0,245 \text{ час}^{-1}$. Зная k , и допуская, что этот процесс стока справедлив также и для образца 1 (тренд накопления), можно, оценив по формулам (20) соответствующие коэффициенты диффузии, рассчитать скорректированный поток Q с учетом дополнительного k диффузии в атмосферу механизма потенциального поглощения метана в камере. Этот поток составил $Q = 0,15 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$, что в 1,3 раза выше первоначально полученной оценки ($0,11 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$) и в 6 раз выше традиционной оценки по линейной модели для всего тренда ($0,024 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$). Расчетные коэффициенты диффузии при этом были равны $0,038$ и $0,026 \text{ м}^2/\text{час}$, соответственно.

Возникает резонный вопрос о природе дополнительного стока метана. Биологический фактор, по-видимому, следует исключить из-за отрицательных температур и малой вероятности заселения поверхности снега метанотрофными организмами. Предположение о сорбции метана поверхностью снега также кажется маловероятным, поскольку по мере продвижения газа из почвенного источника соответствующее межфазное равновесие должно быть уже реализовано. Однако, если речь идет о быстром конвективном массопереносе, формирующем в камере повышенную по сравнению с атмосферной концентрацию, здесь

может происходить последующая дополнительная адсорбция, а кинетика этого процесса как раз соответствует первому порядку (Смагин, 2005). Вместе с тем нельзя исключать и химические реакции, способствующие стоку метана в атмосфере камеры-изолятора, и в частности – фотолиз метана, хотя автор, не являясь специалистом в данном вопросе, безусловно, может ошибаться в последующем изложении.

Известно, что основной глобальный сток атмосферного метана – это фотолиз в атмосфере, который составляет величину порядка 490 Тг/год при размахе оценок от 375 до 835 Тг/год (Бажин, 2000, Смагин, 2005). Разделив эту величину на площадь поверхности земного шара, можно получить ориентировочную оценку соответствующего потока, которая даст в пересчете на календарную продолжительность года 0,11 мг/м²/час, а на световое время (грубо – половина суток) вдвое большую величину. Как видно, это довольно малые потоки, поэтому выявить их на фоне высоких значений эмиссии в теплое время года проблематично. По данным (Глаголев, 2010) медиана значений разности эмиссионных потоков метана в темной и прозрачной камерах составила 0,11 мгС/м²/час для 38 пар измерений, то есть пренебрежимо малую величину на фоне наблюдаемого характерного значения эмиссии в 6,1 мгС·м⁻²·час⁻¹. Но в сравнении с полученной выше оценкой фотолиза в атмосфере это весьма похожая величина (разницей в единицах измерения можно пренебречь, поскольку молярная масса метана близка к таковой для углерода). Интересно, что в работе А.В. Наумова (2004), который, по-видимому, впервые обратил внимание на различия оценок эмиссии метана в темноте и на свету, исследуемые характерные потоки были низкими, и на их фоне, вероятно, мог проявляться механизм фотолиза, хотя автор выдвинул для объяснения гипотезу поглощения метана фотохемотрофными организмами.

Для метана фотолиз представлен цепью многочисленных реакций с начальной стадией в виде взаимодействия с ОН-радикалами (Бажин, 2000). Поэтому в общем случае константа фотолиза связана близкой к линейной зависимостью с концентрацией ОН-радикалов и в характерном для тропосферы диапазоне (заметим, ничтожно малых концентраций) $0,5 \cdot 10^6 < \text{ОН}^\bullet < 6 \cdot 10^6$ молекул/см³ меняется от $1 \cdot 10^{-5}$ до $2,5 \cdot 10^{-5}$ с⁻¹ (Jackson et al., 2009). Очевидно, что даже верхняя граница этого диапазона, представленная значением $k = 0,09$ час⁻¹, все-таки почти втрое ниже полученной нами экспериментальной оценки для тренда стока метана на рис. 5. К тому же в приземный слой почти не должен поступать коротковолновый ультрафиолет (<310 нм), вызывающий распад озона на О₂ и активный атомарный кислород, под действием которого из молекул воды образуются ОН-радикалы. Однако в этом слое, по-видимому, могут происходить более быстрые процессы фотодиссоциации двуокиси азота под действием более длинноволнового излучения (<420 нм), усиленного к тому же отражением от снега, с формированием атомарного кислорода, а далее – ОН-радикалов. Для фотохимических реакций азотного цикла характерное время составляет даже не часы, а минуты, то есть это весьма быстрые процессы, приуроченные, по-видимому, к поверхностному слою вблизи потенциальных источников окиси и двуокиси азота (Маркова и др., 2014). Производство же немного более высоких, чем $6 \cdot 10^6$ молекул/см³ концентраций ОН-радикалов вполне может увеличить, согласно количественной зависимости (Jackson et al., 2009) константу фотолиза, доведя ее значения до полученной нами экспериментальной оценки в 0,245 час⁻¹.

В целом, нам пока не представляется возможным принять или отвергнуть гипотезу о фотохимическом стоке метана в поверхностном слое атмосферы как механизме дополнительного к диффузии уменьшения концентрации этого газа в камере-изоляторе. Отметим лишь одно обстоятельство, хорошо известное в физике и химии атмосферы, но игнорирующееся пока в почвоведении при исследовании малых потоков газов на границе с атмосферой как камерными, так и градиентными методами. Это наличие так называемого «сухого выпадения» газообразных примесей из атмосферы на поверхность почвы или воды (снега) как сложного процесса иммобилизации газообразных веществ в тонком, не

подверженном турбулентной диффузии, активном поверхностном слое под действием гравитации, адсорбции, химических реакций и иных факторов. И в будущем, вероятнее всего, потребуется существенная корректировка в методологии изучения малых потоков газов на границе с атмосферой.

Возвращаясь к оценке потоков по трендам динамики концентрации газов ($C(t)$) в закрытой камере, отметим, что традиционный расчет по линейной модели ($Q = n \cdot H$, где $n = C'(t)$ – угловой коэффициент прямой, аппроксимирующей экспериментальные данные тренда, H – высота камеры) может в случае нелинейных трендов, например экспоненциальных, существенно занижать реальную величину потока, особенно при длительном времени экспозиции камеры порядка 30-60 мин, что нередко используется при исследованиях эмиссии метана (Глаголев, 2010, Глаголев и др., 2010^a). В этих случаях необходимо вначале с помощью статистических методов убедиться в «линейности» тренда, например, сравнивая величины R^2 для линейной и нелинейной регрессий, и лишь потом производить расчет по более адекватной модели. К близкому выводу приходят и некоторые зарубежные коллеги, см., например (Venterea et al., 2009). При отсутствии иных, кроме диффузии механизмов стока из камеры, правильная оценка эмиссии по уравнению (18) будет совпадать с расчетом по линейной модели лишь на первых небольших отрезках времени, когда линейный тренд близок к касательной к экспоненте в точке $t=0$. Аналитическое условие касательной дает величину: $C'(t) = (y_0 + a \cdot \exp(-bt))'_t = -a \cdot b$, которая, при умножении на высоту камеры позволяет оценить «истинный» поток по линейному тренду, совпадающий с (18): $Q = -a \cdot b \cdot H = n \cdot H$. Во всех других случаях (увеличение интервалов времени) линейный тренд – это уже не касательная, а секущая экспоненты (см. рис. 5), и чем длиннее промежуток времени экспозиции, тем меньше ее наклон (n), а, следовательно, и результирующий поток Q . Для залповых выбросов (тренды с экстремумом) и по-прежнему, нельзя вести расчет по линейным трендам за весь период экспозиции камеры, поскольку в этом случае резкий всплеск концентрации в камере потом сменяется «рассасыванием», значит, корректно оценить сам поток мы можем именно по первоначальному всплеску, а не по некоторой «размытой» величине последствия, хотя бы и со статистиками (Глаголев и др., 2005^a). И, наконец, не исследовав, возможности и причины появления дополнительного к диффузии стока газа из камеры, а их для метана, повторяем, предостаточно, мы не сможем никогда быть уверены в правильности полученной оценки потоков на границе почвы с атмосферой.

Изложенный в статье материал дает автору основание сомневаться, что широко используемая традиционная методология исследования газовой функции почв является адекватной для этой сложной задачи. Резюмируя же статью в целом, можно сформулировать нижеследующее заключение по исходному перечню дискуссионных вопросов.

1. В настоящее время нет сколь либо веских научных причин для ревизии или отмены основных положений концепции парникового эффекта, как реально существующего природного явления. По-видимому, имеет место широкий комплекс факторов вековой динамики климатической системы Земли, включающий солнечную активность, регуляторную функцию мирового океана, конвекцию в литосфере и тропосфере и множество других явлений абиотической природы. Но наряду с ними существенное значение имеет биогенная динамика состава атмосферы и связанный с ней парниковый эффект.
2. Эмиссия с поверхности углеродсодержащих газов отражает их gross-производство в объеме чаще всего не адекватно; положительный дисбаланс углеродного цикла (сток из атмосферы) в 1 Гт/год на территории России, представляется артефактом.
3. В болотных экосистемах наряду с фоновой эмиссией действуют мощные локальные периодические выбросы С-газов конвективной природы, выносящие значительные

количества газов в атмосферу из протяженных ненасыщенных областей в глубине торфяной залежи; их не в состоянии оценить традиционный камерный метод изучения эмиссии.

4. В болотах действует мощный внутренний сток метана в виде метанотрофного фильтра, соизмеримый с gross-продуцированием этого газа и превышающий эмиссию на поверхности, которая является лишь разностью между метаногенезом и потреблением метанотрофами. Этот «невидимый» сток столь же важен для атмосферы, как и фотолит метана, и прогноз реакции болотных экосистем на климатические изменения должен его учитывать так же тщательно, как и метаногенез.

4. Имеющаяся оценка вклада бореальных (западносибирских) болот в глобальную эмиссию метана из болотных экосистем в виде первых процентов представляется заниженной, поскольку не учитывает локальные выбросы газа при разгрузке его запасов в атмосферу.

5. Наиболее распространенный метод статических (закрытых) камер для исследования газообмена почвы и атмосферы имеет ряд проблем, как в плане практической реализации, так и в теоретическом обосновании тех или иных способов расчета потоков по измеряемым данным, и может существенно занижать интенсивность определяемой величины. Особенно проблематичным представляется использование этого метода в гидроморфных экосистемах в связи с невозможностью оценки упомянутых в п. 3 локальных (преимущественных) потоков С-газов.

Данное заключение является выражением субъективного мнения автора по дискуссионным вопросам количественного исследования газообмена почвы и атмосферы, с попыткой его аргументации в меру его знаний и опыта. Надеюсь, что оно позволит продолжить дискуссию с включением в нее мнений оппонентов и всех заинтересованных сторон. Наиболее ценным результатом подобной дискуссии считаю выработку коллегиального мнения (консенсуса) и создание на его основе единой Программы по исследованиям газообмена почвы и атмосферы (газовой функции почв), без которой разрозненные, нередко противоречивые и не выдержанные в методическом отношении исследования отдельных специалистов и организаций никогда не смогут дать адекватной оценки роли почв в регуляции состава и состояния атмосферы и в глобальных изменениях климата.

ЛИТЕРАТУРА

- Бажин Н.М. Метан в атмосфере // СОЖ, 2000. Т.6, №3. С. 52-57.
- Глаголев М.В., Смагин А.В. Современные полевые методы изучения газовой функции болотных почв // В сб. Болота и биосфера. Томск, 2004, с.53-63.
- Глаголев М.В., Смагин А.В. Количественная оценка эмиссии метана болотами: от почвенного профиля - до региона (к 15-летию исследований в Томской области) // Доклады по экологическому почвоведению, 2006, №3(3), 75-114.
- Глаголев М.В., Клепцова И.Е. Эмиссия метана в лесотундре: к созданию «стандартной модели» (Аа2) для Западной Сибири // Вестник ТГПУ, 2009, №. 3, с. 77-81.
- Глаголев М.В. Эмиссия CH_4 болотными почвами Западной Сибири: от почвенного профиля до региона. Автореферат канд. дисс. М.: МГУ, 2010. 24 с.
- Глаголев М.В., Сабреков А.Ф., Казанцев В.С. Физико-химия и биология торфа. Методы измерения газообмена на границе почва-атмосфера. Томск: Изд-во ТГПУ, 2010^а, 77 с.
- Глаголев М.В., Клепцова И.Е., Казанцев В.С., Филиппов И.В., Максютлов Ш.Ш. Эмиссия метана из болотных ландшафтов тундры Западной Сибири // Вестник ТГПУ, 2010^б, №3, с. 78-86.
- Глаголев М.В., Клепцова И.Е., Филиппов И.В., Казанцев В.С., Мачида Т., Максютлов Ш.Ш. Эмиссия метана из болотных ландшафтов подтайги Западной Сибири: к «стандартной модели» Вc5 // Вестник МГУ, сер. 17: Почвоведение, 2010^в, №2, с. 43-50.

- Глаголев М.В., Филиппов И.В., Клепцова И.Е. Эмиссия и поглощение метана почвами России // Болота и биосфера: материалы VIII Всероссийской с международным участием научной школы (10-15 сентября 2012 г., Томск). Томск: Изд-во ТГПУ, 2012, с. 32-41.
- Глобус А.М. Почвенно-гидрофизическое обеспечение агроэкологических математических моделей. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 428 с.
- Добровольский Г.В., Никитин Е.Д. Функции почв в биосфере и экосистемах. М.: Наука, 1990. 260 с.
- Добровольский Г.В., Никитин Е.Д. Экология почв. Учение об экологических функциях почв. М.: Изд-во Моск. ун-та (второе издание, уточненное и дополненное), 2012, 412 с.
- Ефремова Т.Т., Ефремов С.П., Мелентьева Н.В. Запасы и содержание соединений углерода в болотных экосистемах России // Почвоведение, 1997, №12. С.1470-1477.
- Замолотчиков Д.Г., Карелин Д.В., Честных О.В. Измерения потоков углекислого газа в мерзлотных ландшафтах: проблемы и перспективы // Почвы – национальное достояние России: Матер. IV съезда Докуч. об-ва почвоведов. Новосибирск: Наука-Центр. Кн. 1, 2004, С. 342-344.
- Земцов А.А. (ред.) Болота Западной Сибири - их роль в биосфере. 2-е изд. Томск: ТГУ, СибНИИТ, 2000. 72 с.
- Исаев А.С., Коровин Г.Н. Углерод в лесах Северной Евразии // Круговорот углерода на территории России / под ред. Н.П. Лаврова и Г.А. Заварзина. М.: НТП «Глобальные изменения природной среды и климата». Избр. науч. тр. 1999. С. 63-95.
- Клепцова И.Е., Глаголев М.В., Филиппов И.В., Максютлов Ш.Ш. Эмиссия метана из рямов и гряд средней тайги Западной Сибири // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата, 2010. Т. 1. № 1, с. 66-76.
- Кобак К.И. Биотические компоненты углеродного цикла. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 248 с.
- Кобак К.И., Яценко-Хмелевский А.А., Кондрашева Н.Ю. Баланс углекислого газа в высоко- и малопродуктивных сообществах // Проблема атмосферного углекислого газа. Л.: Гидрометеиздат, 1980. С. 252-264.
- Курганова И.Н. Эмиссия и баланс диоксида углерода в экосистемах России. Автореферат докт. дисс. М.: МГУ, 2010. 36 с.
- Маккаев П.Н., Сорохтин О.Г. Опыт реконструкции карбонатного равновесия древнего океана. // Океанология. 2005. Т. 45. № 3. С.374-380.
- Маркова Т.А., Еланский Н.Ф., Беликов И.Б., Грисенко А.М., Севастьянов В.В. Распределение окислов азота в приземном слое атмосферы над континентальными районами России // *Pandia*, 2009-2014, эл. публ. <http://www.pandia.ru/text/77/465/16927.php>
- Машика А.В. Сравнение двух методов измерения потока CO₂ с поверхности почв // Мат. докл. XV Коми респ. молод. науч. конф. Т. 2. Сыктывкар, 2004. С. 176-178.
- Машика А.В. Эмиссия диоксида углерода с поверхности подзолистой почвы // Почвоведение, 2006, №12. С. 1457-1464.
- Можарова Н.В., Беляева Н.И. Роль почвенного покрова в эмиссии метана на газоносных территориях // Вестн. Моск. ун-та, 2005, сер. 17 Почвоведение, № 1. С. 12-21.
- Наумов А.В. Дыхание почвы: составляющие, экологические функции, географические закономерности. Автореферат докт. дисс. Томск, ТГУ, 2004. 37 с.
- Орлов Д.С., Бирюкова О.Н. Запасы углерода органических соединений в почвах Российской Федерации // Почвоведение, 1995, №1. С.21-32.
- Пулы и потоки углерода в наземных экосистемах России. М.: Наука, 2007. 315 с.
- Сабреков А.Ф., Глаголев М.В., Клепцова И.Е., Максютлов Ш.Ш. Эмиссия метана из болот тундры: Результаты наблюдений 2010 г. // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата, 2011. Т. 2, № 1, с. 1-16.
- Сабреков А.Ф., Глаголев М.В., Клепцова И.Е., Мачида Т., Максютлов Ш.Ш. Эмиссия метана из болотных комплексов тайги Западной Сибири // Почвоведение, 2014, №1, с. 58-71.

- Смагин А.В. Анализ поведения углекислого газа в почве // Вестн. Моск. ун-та, сер. 17 Почвоведение, 1998, №4. С. 28-35.
- Смагин А.В. Газовая функция почв // Почвоведение, 2000, №10, с. 1211-1223.
- Смагин А.В., Смагина М.В., Вомперский Э., Глухова Т.В. Особенности генерирования и выделения парниковых газов в болотах. // Почвоведение, 2000, №9, с. 1097-1105.
- Смагин А.В., Глаголев М.В., Суворов Г.Г., Шнырев Н.А. Методы исследования потоков газов и состава почвенного воздуха в полевых условиях с использованием портативного газоанализатора ПГА-7 // Вестн. Моск. ун-та, сер. 17 Почвоведение, 2003, № 3, с. 29–36.
- Смагин А.В. Газовая фаза почв М.: Изд-во Моск. Ун-та, 2005. 301 с.
- Смагин А.В. Почвенно-гидрофизическое обеспечение исследований газовой функции западносибирских болот в связи с проблемой парникового эффекта // Экологический Вестник Сев. Кавказа, 2007^a, т.3, №3, с. 46-57.
- Смагин А.В. Абиотическое поглощение газов органогенными почвами // Почвоведение, 2007^b, № 12, с. 1482-1488.
- Смагин А.В., Садовникова Н.Б., Щерба Т.Э., Шнырев Н.А. Абиотические факторы дыхания почв // Экологический вестник Северного Кавказа, 2010, т.6, №1, с. 5-13.
- Смагин А.В. Физически обоснованные математические модели сорбции паров воды почвами // Почвоведение, 2011, № 6, с. 719–730.
- Смагин А.В., Шнырев Н.А., Витязев В.Г. К теории профильно-градиентного метода оценки эмиссии метана из болот в зимнее время // Экологический вестник Северного Кавказа, 2011, т.7. №2, с. 23-30.
- Смагин А.В. К теории сорбции паров воды в почвах // Доклады по экологическому почвоведению, 2014, выпуск 20, №1, с. 105-150.
- Смагин А.В., Шнырев Н.А. Эмиссия и диффузия метана в снежном покрове болот // Вестник Алтайского государственного аграрного университета, 2014, № 8 (118), с. 45-49.
- Современные физические и химические методы исследования почв. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1987, 204 с.
- Сорохтин О.Г. Парниковый эффект: миф и реальность // Вестник РАЕН, 2001, т. 1, № 1. с. 6-21.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 2002. 560 с.
- Степаненко В.М., Мачульская Е.Е., Глаголев М.В., Лыкосов В.Н. Моделирование эмиссии метана из озер зоны вечной мерзлоты // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, 2011, т. 47, №2, с. 275-288.
- Фролов Ю.Г. Курс коллоидной химии. М.: Химия, 1989. 464 с.
- Функционирование микробных комплексов верховых торфяников – анализ причин медленной деструкции торфа М.: Товарищество научных изданий КМК, 2013. 129 с.
- Шейн Е.В. Курс физики почв М.: Изд-во Моск. Ун-та, 2005. 432 с.
- Glagolev M.V., S.E. Belova, A.V. Smagin, S.A. Golyshev, A.L. Tarasov. Bubble's mechanism of gas transfer in the wetland soil // Proceedings of the 7th Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1998. – Tsukuba: Isebu, 1999, pp.132-142.
- Glagolev M., Uchiyama H., Lebedev V., Utsumi M., Smagin A., Glagoleva O., Erohin V., Olenev P., Nozhevnikova A. Oxidation and Plant-Mediated Transport of Methane in West Siberian Bog // Proceedings of the Eighth Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1999. – Tsukuba: Isebu. 2000, pp. 143-149.
- Glagolev M., Kleptsova I., Filippov I., Maksyutov S., Machida T. Regional methane emission from West Siberia mire landscapes // Environ. Res. Lett., 2011. V. 6, №. 4, pp. 045214.
- Jackson L.S., Carslaw N., Carslaw D.C., Emmerson K.M. // Modelling trends in OH radical concentrations using generalized additive models // Atm. Chem. Phys., 2009, №9, pp. 2021–2033.
- Knapp A.K., Yavitt J.B. Evaluation of a closed-chamber method for estimating methane emission from aquatic plants // Tellus, 1992, 44B, pp. 63-71.

- Mastepanov M., Sigsgaard Ch., Dlugokencky E.J., Houweling S., Stroöm L., Tamstorf M.P., Christensen T.R. Large tundra methane burst during onset of freezing // *Nature*, 2008, V456/4, pp. 628-631.
- Mc Coy B.J., Rolston D.E. Convective transport of gases in moist porous media // *Env. Sci. Tech.*, 1992. V.26, pp. 2468-2476.
- Norman J.M., Kucharik C.J., Gower S.T., Blagocchi D.D., Crill P.M. et al. A comparison of six methods for measuring soil-surface carbon dioxide fluxes // *J. Geophys. Res.*, 1997. V. 102. № D 24, pp. 771-777.
- Sabrekov A.F., Runkle B.R.K., Glagolev M.V., Kleptsova I.E., Maksyutov S.S. 2014. Seasonal variability as a source of uncertainty in the West Siberian regional CH₄ flux upscaling // *Environ. Res. Lett.*, V. 9. № 4, pp. 045008
- Soils: Basic Concepts and Future Challenges. Cambridge University Press, Cambridge, New York, Melbourne, Madrid, Cape Town, Singapore, São Paulo, 2006. 310 p.
- Venterea R.T., Spokas K.A., Baker J.M. Accuracy and Precision Analysis of Chamber-Based Nitrous Oxide Gas Flux Estimates // *SSSAJ*, 2009. V. 73: № 4, pp. 1087-1093.
- Walter K.M., Smith L.C., Chapin F.S. Methane bubbling from northern lakes: present and future contributions to the global methane budget // *Phil. Trans. R. Soc. A.*, 2007. V. 365, pp. 1657–1676.
- Witkamp M. Cycles of temperature and carbon dioxide evolution from litter and soil // *Ecology*, 1969. V. 50, № 6, pp. 922-924.
- Yagi K. Methane emission from paddy fields // *Bull. Natl. Inst. Agroenviron. Sci.*, 1997. V.14, pp. 96-210.

DISCUSSION QUESTIONS OF GREENHOUSE EFFECT THEORY AND SOIL GAS EXCHANGE WITH THE ATMOSPHERE

Smagin A.V.

Moscow State University, Institute of Forest Science of the Russian Academy of Sciences, *Contact e-mail: smagin@list.ru*

In connection with the problem of global climate change some alternative classical concept of the greenhouse effect theory and their physical basis are critically examined. The work emphasizes the importance of soil in the global regulation of the atmosphere and methodological complexity of quantitative research and modeling of its geo-ecological gaseous function. The main challenges and prospects for further development of this direction in soil science and border geosciences are outlined.

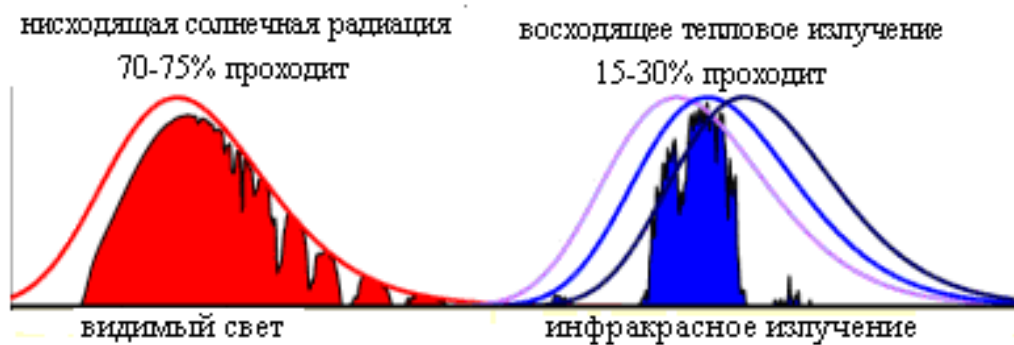


Рис.1.

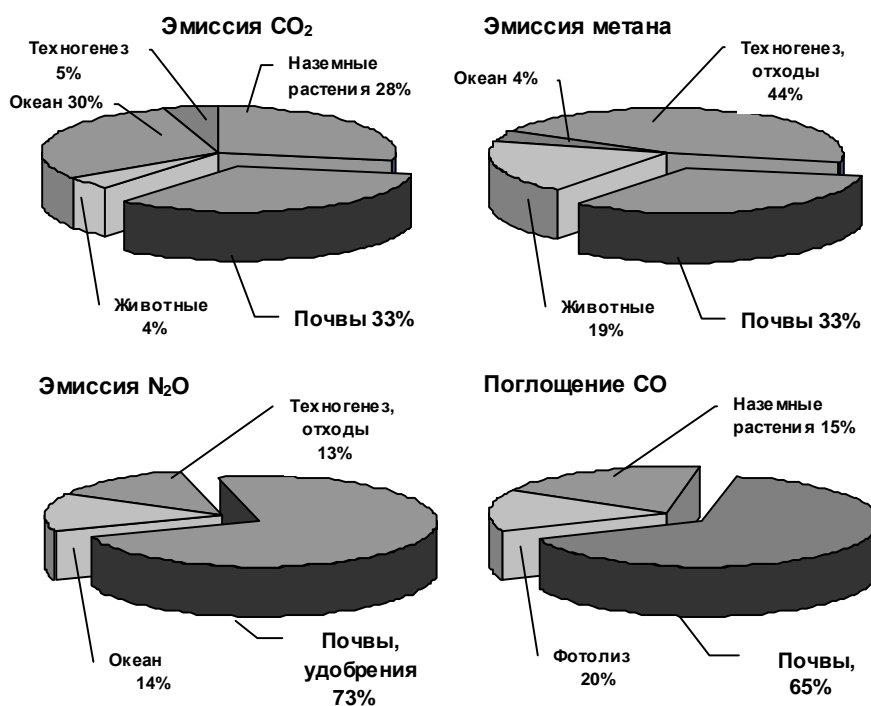


Рис.2.

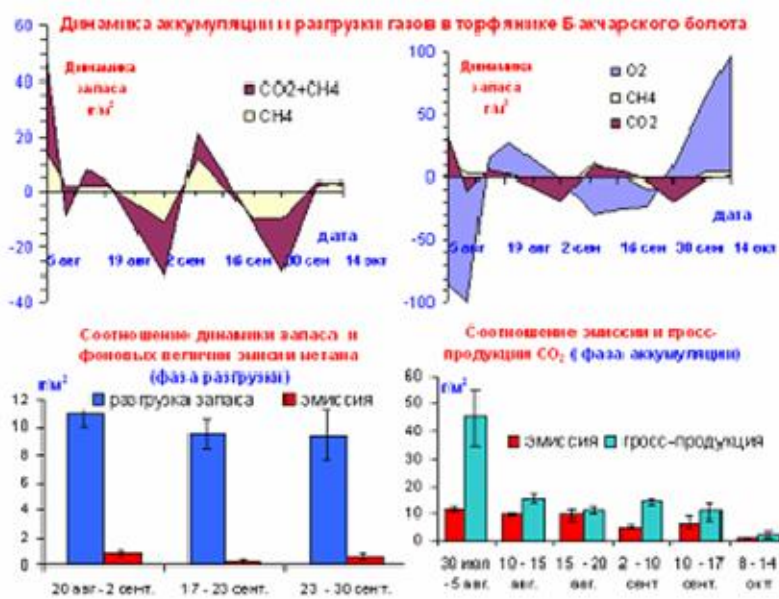
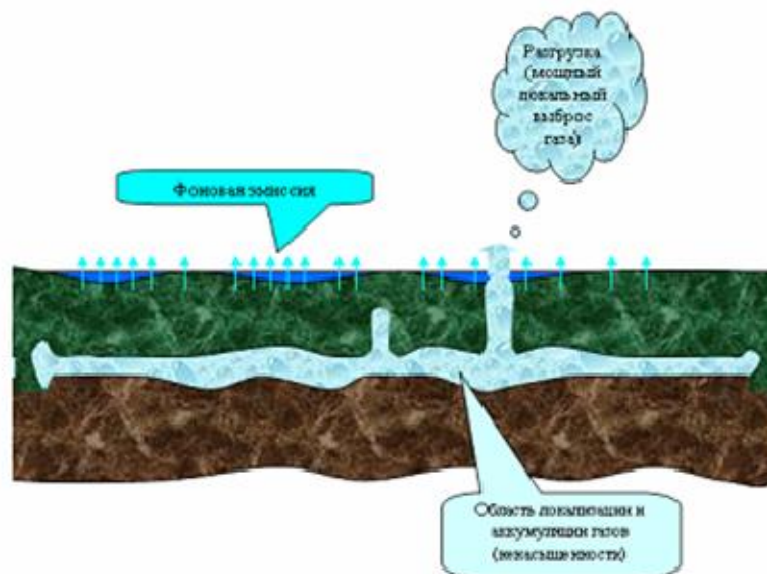


Рис.3.

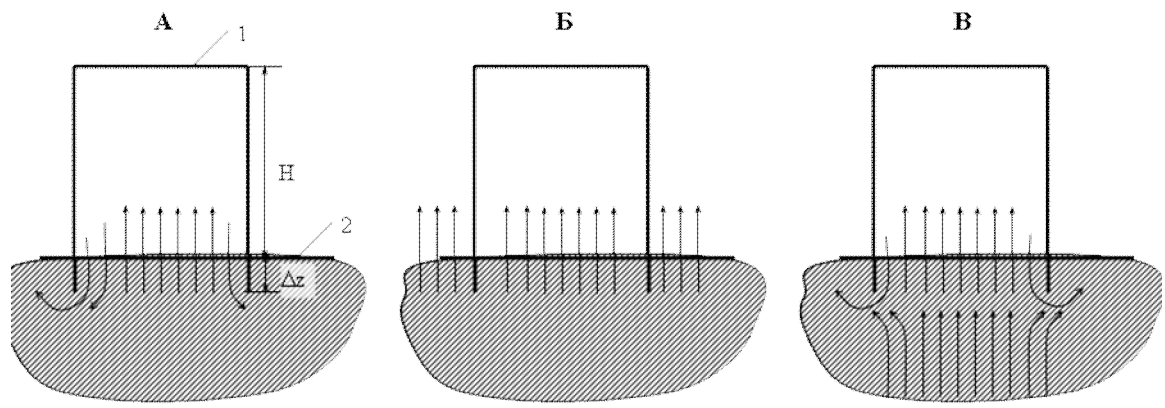


Рис. 4.

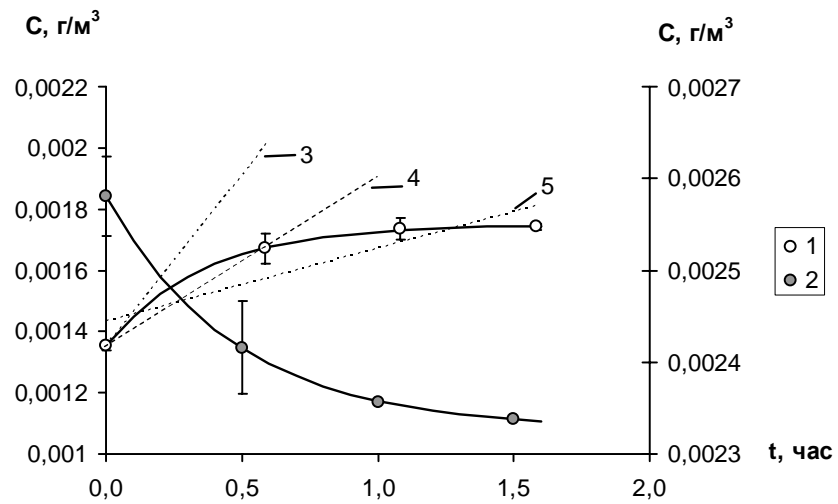


Рис. 5.

Подрисуночные подписи к статье Смагина А.В. «ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ ПАРНИКОВОГО ЭФФЕКТА И ГАЗООБМЕНА ПОЧВЫ С АТМОСФЕРОЙ»

Рис.1. Проницаемость атмосферы Земли в видимом и инфракрасном диапазонах излучения

Рис.2. Сравнение почв с другими глобальными источниками и стоками газообразных веществ по отношению к атмосфере.

Рис.3. Схема формирования локальных преимущественных потоков (выбросов) газов в болотах и результаты количественной оценки этого явления в сравнении с фоновой эмиссией (по Смагин, 2005).

Рис. 4. Схема камерно-статического метода. **А** – вариант из (Современные..., 87); 1 – корпус камеры, 2 – поверхность почвы, H – высота над поверхностью почвы, Δz – глубина врезки; стрелками показаны потоки газов. **Б** – вариант вертикальных диффузионных потоков, **В** – потоки при наличии латеральных градиентов концентраций (пояснения в тексте).

Рис. 5. Примеры трендов динамики содержания метана в камерах-изоляторах на снежном покрове болота (полигон ЮГУ «Мухрино», март 2011 г, экспериментальные данные Н.А. Шнырева): 1 – накопление метана (левая ось ординат), 2 – убыль метана (правая ось ординат), 3 – касательная с максимальным угловым коэффициентом $n=ab$ в точке $t=0$, 4 – секущая по первому измерению прироста концентрации, 5 – аппроксимация всех данных 1 линейной моделью; кривые – нелинейная модель (14) (пояснения в тексте).