

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ РАБОТЫ

УДК 631.41: 631.445.12+631.421.1

МОДЕЛЬ ГУМИФИКАЦИИ И МИНЕРАЛИЗАЦИИ ОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ В ПОЧВЕ И ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЛЯ РАСЧЕТА СОСТАВЛЯЮЩИХ УГЛЕРОДНОГО БАЛАНСА БОЛОТНЫХ ЭКОСИСТЕМ

Зинченко А.В.

Главная геофизическая обсерватория имени А.И. Воейкова, Санкт-Петербург

aresht-08@mail.ru

Предложен расчетный метод определения ряда характеристик углеродного баланса болотных экосистем. Метод основан на исследованиях образцов торфа, отобранных на разных глубинах в болотной почве, и предложенной в работе модели гумификации и минерализации органических веществ в почве. Рассчитываются следующие интегральные характеристики углеродного цикла: (1) нетто обмен экосистемы и атмосферы углеродом, (2) нетто обмен углекислым газом, (3) эмиссия метана, (4) нетто обмен парниковыми газами в CO_2 -эквивалентах, (5) вымывание углерода, (6) секвестр (депонирование) углерода из атмосферы за счет его накопления в стабильном слое торфа. Прикладное значение расчетов состоит в возможности их использовании для инвентаризации потоков парниковых газов в природных ландшафтах, которая необходима для исследований динамики содержания парниковых газов в атмосфере, влияющей на изменения глобального климата. Предлагаемый метод может дополнить прямые измерения потоков парниковых газов в полевых условиях.

Ключевые слова: климат, болота, парниковые газы, мониторинг, образцы торфа, модель динамики углерода в почве, расчет характеристик углеродного баланса.

Цитирование: Зинченко А.В. 2017. Модель гумификации и минерализации органических веществ в почве и ее использование для расчета составляющих углеродного баланса болотных экосистем // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. Т. 8. № 2. С. 3-17.

Citation: Zinchenko A.V. 2017. Model of soil organic matter humification and mineralization and its application for calculation of peatland ecosystems carbon budget characteristics // Environmental dynamics and global climate change. V. 8. No. 2. P. 3-17.

СПИСОК ОБОЗНАЧЕНИЙ

DOC – углерод в составе водорастворимых органических веществ; GWP – потенциал глобального потепления метана; NEE^C – нетто обмен углеродом между атмосферой и экосистемой болота; NEE^{GHG} – нетто обмен парниковыми газами в CO_2 -эквивалентах; NPP^{CO_2} – ассимиляция CO_2 за счет нетто первичной продуктивности растений; SOC_{lab} – углерод в составе лабильных органических веществ в почве; SOC_{stab} – углерод в составе стабильных органических веществ в почве; SOM – органические вещества в почве; WOC – растворенный в воде углерод в составе органических веществ; WGC – углерод в составе растворенных в воде парниковых газов (CO_2 и CH_4); b – параметр в формуле для скорости разложения (6); D – глубина уровня залегания болотных вод; E^{CH_4} – поток CH_4 из почвы в атмосферу за счет жизнедеятельности архей; f_{hum} – доля площади болота, занятая положительными элементами рельефа; G_g^C – суммарная скорость генерации газов в почве, выраженная в углеродных единицах; G_w – скорость вымывания углерода; G^{CO_2} – скорость генерации CO_2 ; G^{CH_4} – скорость генерации CH_4 ; h – уровень поверхности почвы, на которую поступает свежее органическое вещество; I – годовая сумма осадков; K – константа скорости разложения; k_1 – коэффициент перехода от массы CO_2 к углеродным единицам; k_2 – коэффициент перехода от массы CH_4 к углеродным единицам; K_{10} – константа скорости разложения при 10°C ; K_P – коэффициент увлажнения (отношение количества осадков к испарению); K_{OX} – коэффициент окисления метана в почве; M_C – интегральное содержание углерода в лабильном слое торфа; m – массы углерода органических веществ в выделенном элементе почвы; m_a – массы углерода в активных составляющих органических веществ почвы; m_{st} – массы углерода в стабильных

составляющих органических веществ почвы; m_{DOC} – массы углерода в растворимых органических веществах почвы; m_{SOC} – массы углерода в органических веществах почвы; P – подземный сток болотных вод; P_{dec} – разложение почвенных органических веществ с участием ферментов бактерий; P_{flood} – вымывание растворимых органических веществ водой; P_{litt} – поступление углерода в почву с опадом растений; P_{stab} – переход органических веществ в стабильную форму; Q_{10} – температурный коэффициент в формуле (10); $R_s^{CO_2}$ – плотность поток CO_2 из почвы в атмосферу; R_s^C – плотность потока углерода в атмосферу в составе парниковых газов (CO_2 и CH_4); R_{hum} – плотность потока CO_2 для положительных элементов рельефа болота; R_{hol} – плотность потока CO_2 для отрицательных элементов рельефа болота; T – температура слоя почвы; \overline{W}_t , \overline{W}_τ – средние скорости роста торфяной залежи за периоды t и τ ; z – глубина, отсчитываемая от уровня поверхности почвы; z_m – глубина нижней границы лабильного слоя; α – отношение скорости перехода углерода из почвы в водные растворы и в газы; β – показатель степени в формуле (23); γ – отношение скоростей генерации углерода в составе CO_2 и CH_4 в единице объема почвы; Δt – период инкубации образца почвы; ϵ – коэффициент, учитывающий замедление процесса разложения при анаэробных условиях; ν – параметр в формуле Слута (2); ρ_C – плотность углерода в почве в составе органических веществ; $\rho_{C\ lab}$ – плотность углерода в почве, в составе лабильных органических веществ; $\rho_{C\ stab}$ – плотность углерода в почве в составе стабильных органических веществ; τ – предельная продолжительность процесса разложения; ω – параметр в формуле для коэффициента окисления (34).

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

С болотами связаны источники/стоки атмосферных парниковых газов. Процессы в болотных экосистемах являются частью глобального углеродного цикла, оказывающего влияние на климат Земли. По современным оценкам, мировые запасы углерода, аккумулированного в болотах, составляют 329 – 528 Гт, из них в России около 100 Гт [Бабинов и Кобак, 2016]. Накоплены многочисленные данные о характеристиках углеродного цикла болотных экосистем России. Например, обзор [Глаголев, 2010] охватывает около 200 публикаций. Тем не менее, полученные результаты не дают возможности определить текущее влияние болот на баланс парниковых газов в атмосфере [Бабинов и Кобак, 2016]. Влияние болот на баланс парниковых газов в атмосфере не однозначно. В целом болота играют роль нетто–стока углерода из атмосферы, что проявляется в росте толщины слоя торфа со скоростью порядка 1 мм в год. Экосистема болот изымает углерод из атмосферы в составе углекислого газа (CO_2), часть его возвращается обратно в составе метана (CH_4). Метан имеет значительно больший парниковый эффект, чем CO_2 . Если учесть эмиссию болотного метана в CO_2 –эквивалентах, то влияние болот на парниковый эффект может быть, в зависимости от условий, разнонаправленным. Количественные оценки региональных бюджетов углерода и парниковых газов содержат ряд спорных моментов и неопределенностей (см., например, дискуссионные статьи [Смагин, 2104, Глаголев и Сабреков, 2014]). Неопределённости в существующих оценках влияния болот России на глобальный баланс парниковых газов говорят о важности перехода от эпизодических исследований к систематическому мониторингу с охватом широкого разнообразия болотных экосистем на больших территориях. Провести достаточное количество прямых измерений потоков парниковых газов на большой территории России в настоящее время не представляется возможным. Перспективным может быть метод математического моделирования. Применение расчётных моделей для оценки эмиссии парниковых газов в атмосферу рассматривалось в ряде работ (например [Анисимов и др., 2005; Степаненко и др., 2011]). В отличие от указанных работ, описываемая далее модель предназначена для усвоения и использования данных исследований болотной почвы на конкретных болотах. Исследования почвы должны позволить учесть различия количества и качества доступной для разложения органики и условий ее разложения на различных болотах. Близкий по идее подход был реализован в работе [Kloblauch et al., 2013], однако авторы этой работы использовали устаревшую, на наш взгляд, теоретическую модель [Andren, Katterer, 1997].

В статье поставлена задача разработать расчетный метод, экспериментальной основой которого должен стать отбор и анализ вертикальных профилей торфа, а теоретической основой – кинетическая модель гумификации и разложения органического вещества почвы (см. разделы 3–4). Рассчитываются следующие интегральные характеристики углеродного цикла (отнесенные к единице площади на единицу времени): (1) нетто обмен экосистемы и атмосферы углеродом, (2) нетто обмен

углекислым газом, (3) эмиссия метана, (4) нетто обмен парниковыми газами в CO_2 -эквивалентах, (5) вымывание углерода, (6) секвестр углерода из атмосферы. Секвестр углерода равен по величине его депонированию в болотной экосистеме. Предусматриваются подробные исследования нескольких болот для определения параметров модели разложения органических веществ (см. разделы 4, 8, 9) и использование этих параметров для расчетов характеристик других болот аналогичного типа. Для перехода к общим потокам в регионе требуется учет площадей болот в этом регионе.

Основное прикладное значение решаемой задачи состоит в использовании расчетов для инвентаризации потоков парниковых газов в природных ландшафтах. Общей проблемой является исследование динамики содержания парниковых газов в атмосфере, влияющей на глобальный климат. Предлагаемый метод может дополнить прямые измерения потоков парниковых газов в полевых условиях.

КОНКРЕТИЗАЦИЯ ОБЪЕКТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Для определённости ограничимся рассмотрением болот следующего типа: верховые (олиготрофные) моховые торфяники, не подвергавшиеся влиянию мелиорации и пожаров, из растений доминирует сфагнум, с вкраплениями сосудистых растений, элементами рельефа служат положительные (гряды, кочки, бугры) и отрицательные (мочажины, межкочковые и межбугровые понижения) элементы. Топи, то есть участки болота с разжиженной торфяной залежью и уровнем болотных вод выше поверхности торфа, не рассматриваются. Для описания вертикальной структуры болота с точки зрения протекающих процессов выделяются следующие слои: (1) моховой покров (толщина порядка 10 см), (2) торфогенный слой (толщина 0,2 – 0,6 м), (3) инертный слой (толщина до 10 и более метров) [Горная энциклопедия; Слүто, 1992]. В нижней части мохового покрова происходит отмирание растений. Верхняя граница слоя торфа характеризуется повышением плотности сухого вещества от 0,03 – 0,05 г см⁻³ в моховом покрове до значений около 0,1 г см⁻³ в верхних слоях торфа [Слүто, 1992]. В торфогенном слое происходят основные биохимические процессы гумификации и минерализации (разложения) растительных остатков, в инертном слое происходит накопление торфа с высокой степенью гумификации. При благоприятных условиях торф может далее переходить в бурый уголь в процессе углефикации. Углефикация гораздо более медленный процесс, чем тофообразование, этот процесс далее не рассматривается. С точки зрения гидрологического режима выделяются 2 слоя болота: акротельм и катотельм [Слүто, 1992]. Акротельм – это слой торфа с подвижным уровнем воды, в котором разложение органических остатков идет относительно быстро, катотельм – это слабоаэрированный слой торфа, в котором скорость разложения меньше, чем в акротельме. Граница между слоями определяется многолетним минимумом уровня болотных вод. Торфогенный слой может занимать акротельм и верхнюю часть катотельма.

СХЕМЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ СОЕДИНЕНИЙ УГЛЕРОДА В ПОЧВЕ

Принятая схема физико-химических преобразований соединений углерода в почве показана на рис. 1. Эта схема представляет в общем виде процессы, описанные в ряде работ, например в [Conant et al., 2011]. Направленность процессов – переход органических веществ почвы (SOM) в более устойчивое к разложению состояние [Conant et al., 2011]. Часть углерода в процессе трансформации минерализуется и покидает почву в составе парниковых газов (CO_2 и CH_4). Образование CO_2 в почве происходит за счет процессов дыхания, образование CH_4 – за счет метанового биоразложения растительных остатков. Метановое биоразложение растительных остатков проходит несколько этапов: ацетатогенез, сольватогенез, метаногенез. Ацетатогенез и сольватогенез осуществляются истинными бактериями, а метаногенез – архебактериями (археями). Метаногенные археи – высокоспециализированные анаэробные микроорганизмы, они завершают процесс метанового разложения [DeLong, 2013]. Парниковые газы могут попадать в атмосферу как непосредственно, так и через промежуточную стадию растворения газов в воде [Billet et al., 2004]. Болотные воды приобретают избыток концентрации парниковых газов по сравнению с концентрацией, равновесной с атмосферой. Если болотные воды попадают в водоемы, то избыток растворенных газов переходит в атмосферу за счет диффузии с поверхности воды [Repo et al, 2007].

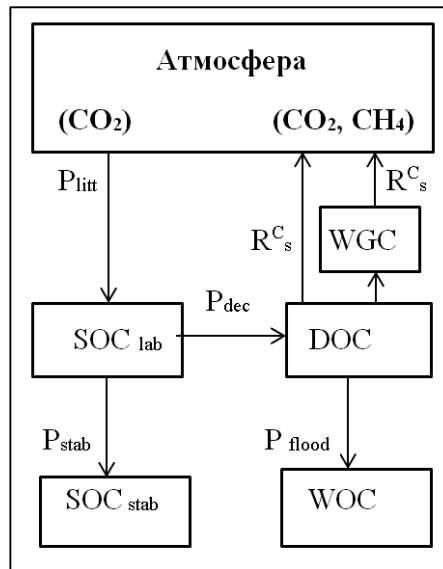


Рис. 1. Схема физико-химических переходов углерода между различными веществами в экологической системе болота.

Атмосфера (CO_2 , CH_4) – углеродосодержащие газы атмосфере, SOC_{lab} – углерод в составе лабильных органических веществ в почве, SOC_{stab} – углерод в составе стабильных органических веществ в почве, DOC – углерод в составе водорастворимых органических веществ, WOC – растворенный в воде углерод в составе органических веществ, WGC –углерод в составе растворенных в воде парниковых газов (CO_2 и CH_4).

P_{litt} – поступление углерода в почву с опадом растений, P_{dec} – разложение почвенных органических веществ с участием ферментов бактерий, R_s^C – переход углерода в атмосферу в составе парниковых газов (CO_2 и CH_4), P_{stab} – переход органических веществ в стабильную форму, P_{flood} – вымывание растворимых органических веществ водой.

Принятая схема переходов углерода между различными частями экологической системы болота показана на рис. 2. Вертикальная структура торфа представлена в виде двух слоев [Бабилов и Кобак, 2016; Инишева и др., 2013]. Верхний слой содержит более молодой лабильный торф, нижний слой содержит стабильный торф.

В лабильном слое происходят физико-химические преобразования согласно схеме рис. 1. В стабильном слое торфа скорость разложения торфа мала, в нем происходит накопление органических веществ. Верхняя граница лабильного слоя совпадает с поверхностью слоя торфа на выпуклых и вогнутых элементах микрорельефа. В лабильном слое содержание углерода в почве уменьшается с глубиной из-за потерь на минерализацию и вымывание. Нижняя граница лабильного слоя (z_m) определяется как уровень, на котором сглаженный вертикальный градиент содержания углерода в торфе становится близким к нулю. Для оценки скорости газообразования в единицах массы CO_2 и CH_4 предполагается следующая схема газообразования: в подслое от поверхности почвы до глубины уровня болотных вод – D ($0 < z < D$) в результате дыхания аэробных бактерий генерируется CO_2 , в подслое $D < z < z_m$, где преобладают анаэробные условия, генерируется смесь CO_2 и CH_4 , часть CH_4 окисляется в аэробном слое торфа с преобразованием в CO_2 , случаи стояния воды выше поверхности почвы не рассматриваются.

При математическом описании процессов преобразований соединений углерода используются следующие допущения: (1) – после достижения торфом некоторого возраста (t) скорость его разложения становится пренебрежимо малой по сравнению со скоростью разложения свежих органических веществ. Скорость стабилизации (секвестра) определяется как масса углерода, переходящую за единицу времени на единице площади из состава лабильных SOM в состав стабильных SOM; (2) – интегральное содержание углерода в лабильном слое торфа (M_C) рассматривается как постоянная величина:

$$\frac{dM_C}{dt} = \frac{dz_m}{dt} \rho_C(t, z_m(t)) - \frac{dh}{dt} \rho_C(t, h(t)) + \int_{h(t)}^{z_m(t)} \frac{\partial}{\partial t} \rho_C(z, t) dz = 0, \quad (1)$$

$$M_C(t) = \int_{h(t)}^{z_m(t)} \rho_C(z, t) dz$$

$\rho_c(z, t)$ – плотность углерода в почве на глубине z , $h(t)$ – уровень поверхности лабильного слоя торфа относительно принятого за ноль уровня в фиксированный момент времени, $\frac{dh}{dt} < 0$, $\frac{dz_m}{dt} < 0$, $\frac{\partial \rho_c}{\partial t} < 0$.

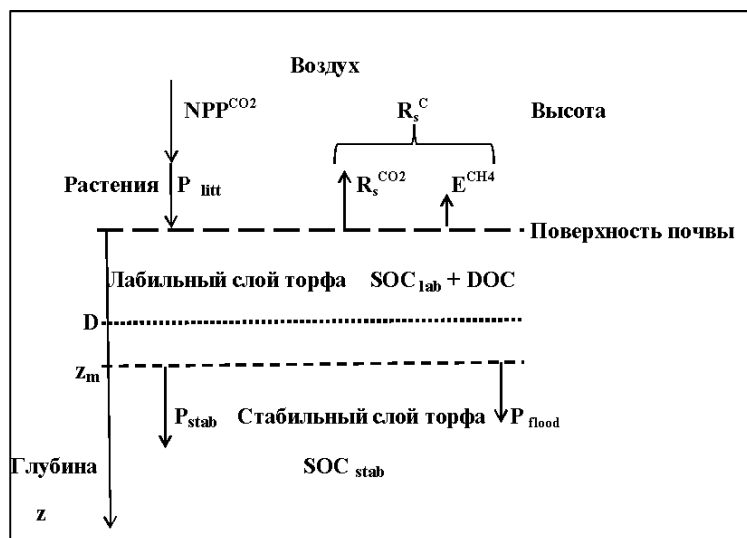


Рис. 2. Схема переходов углерода между различными частями экологической системы болота. Знаки потоков определяются выбором направления оси z (“+” в почву, “–” в атмосферу).

z – глубина, отсчитываемая от уровня поверхности почвы, за начала отсчёта принят уровень почвы в выбранный текущий момент, $z_m(t)$ – глубина нижней границы лабильного слоя, $D(t)$ – глубина уровня болотных вод, NPP^{CO_2} – ассимиляция CO_2 за счет нетто первичной продуктивности растений, $R_s^{CO_2}$ – поток CO_2 из почвы в атмосферу за счет дыхания, E^{CH_4} – поток CH_4 из почвы в атмосферу за счет жизнедеятельности архей, $R_s^C = k_1 R_s^{CO_2} + k_2 E^{CH_4}$ – поток углерода из почвы в составе парниковых газов ($k_1=12/44$, $k_2=12/16$ – коэффициенты перехода к углеродным единицам). $P_{litt} + R_s^C = NEE^C$ – нетто обмен углеродом между атмосферой и экосистемой болота. При осреднении за длительный период биомасса растений предполагается стационарной, поэтому $NPP^{CO_2} = P_{litt}/k_1$. Остальные обозначения соответствуют рис. 1.

Смысл формулы (1) состоит в компенсации потерь углерода в лабильном слое за счет прихода углерода на поверхность почвы со свежими органическими веществами. Условие стационарности M_C является приближением, применимым для болотных экосистем, находящихся на стадии зрелости.

ПРЕДЛАГАЕМАЯ МОДЕЛЬ РАЗЛОЖЕНИЯ И СТАБИЛИЗАЦИИ ОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ И ЕЕ СРАВНЕНИЕ С ИЗВЕСТНОЙ МОДЕЛЬЮ CLYMO

Модель Clymo

В работе [Clymo, 1992] было предложено уравнение разложения органических веществ в болотной почве, обобщающее наиболее простое уравнение разложения 1-го порядка. С тех пор различные частные случаи модели Clymo использовались в ряде работ, посвященных моделированию процесса накопления торфа и интерпретации экспериментальных данных (например, [Belyea and Baird, 2006]). Основное уравнение для скорости разложения органических веществ в модели Clymo:

$$\frac{dm}{dt} = -K m \left(\frac{m}{m_0}\right)^\nu, \nu \geq 0 \quad (2)$$

где m_0 , m – массы углерода органических веществ в выделенном элементе почвы в начальный и в текущий моменты, K – константа скорости разложения, ν – безразмерный параметр, $t \geq 0$ – возраст органических веществ в почве. При $\nu=0$, уравнение (2) переходит в наиболее простое линейное уравнение разложения, имеющее экспоненциальное решение, при $\nu > 0$ решение (2) имеет вид:

$$m(t) = \frac{m_0}{(1+\nu K t)^{1/\nu}} \quad (2)$$

Подставляя это решение в (2), получим форму уравнения (2), которая в явном виде учитывает зависимость скорости разложения от возраста органических веществ в почве:

$$\frac{dm}{dt} = -K \frac{m}{1+\nu K t} \quad (4)$$

В работе [Clymo, 1992] проанализированы следствия общей формулы (2) для частных случаев $\nu=0, 1, 2$. Если скорость поступления свежих органических веществ на поверхность почвы постоянна, то задание $\nu=0$ приводит к заключению об асимптотическом стремлении массы углерода,

накопленной в слое торфа, к постоянному предельному значению. Задание $\nu = 1$ приводит к заключению о логарифмической зависимости накопленной массы от времени. Задание $\nu = 2$ приводит к параболической зависимости [Сlymo, 1992]. Для обоснования возможности асимптотически линейной зависимости массы углерода, накопленной в слое торфа, от длительности периода накопления, в работе [Сlymo, 1992] введено искусственное дополнительное условие: $\frac{dm}{dt} = 0$ при $\frac{m}{m_0} < r$. Введение этого условия эквивалентно заданию предельной продолжительности периода разложения – τ :

$$\tau = \frac{1-r^\nu}{r^\nu \nu K} \quad (5)$$

Экспериментальные исследования показали, что в ряде случаев линейная зависимость является хорошей аппроксимацией зависимости накопленной массы углерода или толщины слоя торфа от длительности периода накопления [Borren et al., 2004]. Наблюдаемые отклонения от линейной зависимости, обусловлены, по-видимому, периодическими изменениями скорости поступления органических веществ на поверхность почвы и других внешних условий, а не внутренними закономерностями процесса разложения. Неявное задание предельного возраста разложения, согласно (5), не может считаться вполне удовлетворительным. Во-первых, оно предполагает не плавное, а скачкообразное падение скорости разложения до нуля в момент $t = \tau$, во-вторых, искусственный для данной модели параметр τ , имеющий простой смысл, сложным образом зависит, согласно (5), от трех менее наглядных параметров. Для устранения этих недостатков предлагается другая модель, рассмотренная далее.

Предлагаемая модель

Органические вещества в болотной почве рассматриваются как смесь активной и пассивной составляющей. Часть углерода из активной составляющей органических веществ переходит в растворимую и газообразную фазы и покидает почву, другая часть переходит в пассивную составляющую. После достижения предельного возраста разложения весь углерод оказывается в пассивной составляющей. Углерод в пассивной составляющей может оставаться в почве на длительный период в составе торфа.

К модели, описывающей эти процессы, предъявим следующие требования: она должна естественным образом включать возможность конечной длительности процесса разложения, в качестве частного случая она должна включать наиболее простое линейное уравнение разложения. Исходя из этих требований, была сконструирована модель, описываемая следующими уравнениями:

$$\begin{aligned} m &= m_a + m_{st} \\ \frac{dm}{dt} &= -K m_a, \quad 0 \leq t \leq \tau \\ m_a &= m(1 - t/\tau)^b, \quad b \geq 1 \\ \frac{dm}{dt} &= -K(1 - t/\tau)^b m, \end{aligned} \quad (6)$$

где m – масса углерода органических веществ в выделенном элементе почвы, m_{st} и m_a – массы углерода в пассивных и активных составляющих органических веществ, соответственно, t – возраст органических веществ почвы, τ – предельная продолжительность процесса разложения. При $\tau \rightarrow \infty$ (или $b=0$) модель (6) переходит в наиболее простую линейную модель. Зависимости относительной скорости разложения от времени при различных значениях параметра b , согласно формуле (6), показаны на рис. 3.

Скорость уменьшения массы углерода в активной составляющей:

$$\frac{dm_a}{dt} = -K \left(1 - \frac{t}{\tau}\right)^{2b} m - \frac{b}{\tau} \left(1 - \frac{t}{\tau}\right)^{b-1} m \quad (7)$$

При $K=0$ второе слагаемое в правой части (7) описывает скорость перехода углерода из активных органических веществ в пассивные.

Решение уравнения (6) с начальным условием $m = m_0$ при $t = 0$:

$$m(t) = m_0 \exp \left[-K \frac{\tau}{b+1} \left\{ 1 - \left(1 - \frac{t}{\tau}\right)^{b+1} \right\} \right], \quad t \leq \tau \quad (8)$$

При $t > \tau$, $m(t) = m(\tau)$. Остаток углерода в пассивных органических веществах почвы при достижении предельного возраста разложения равен

$$m(\tau) = m_0 \exp \left(-K \frac{\tau}{b+1} \right) \quad (9)$$

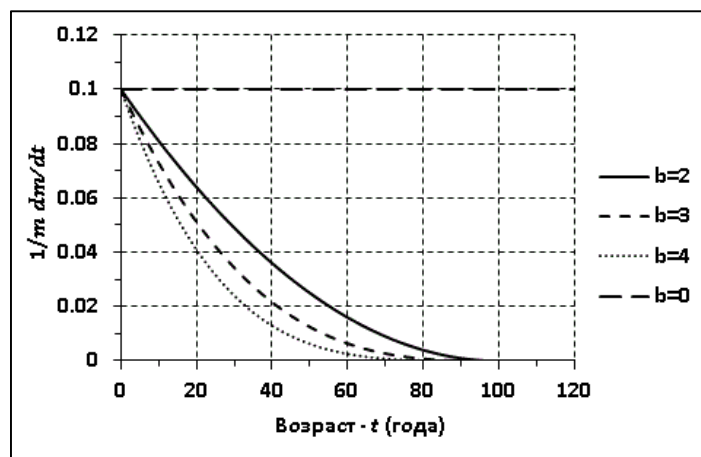


Рис. 3. Зависимость относительной скорости разложения SOM от времени при разных значениях параметра b . $K = 0,1 \text{ год}^{-1}$, $\tau_m = 100$ лет.

В формулах (8), (9) произведение $K\tau$ характеризует отношение скоростей разложения и стабилизации органических веществ в почве. Если разложение идет много быстрее стабилизации, то есть $\frac{1}{K} \ll \tau$, то $m(\tau) \ll m_0$. Если разложение идет много медленнее стабилизации, $K\tau \ll 1$, то $m(\tau) \approx m_0$. Зависимость от возраста отношения массы углерода в не разложившихся органических веществах к его начальной массе при различных значениях b , согласно формуле (8), показана на рис. 4.

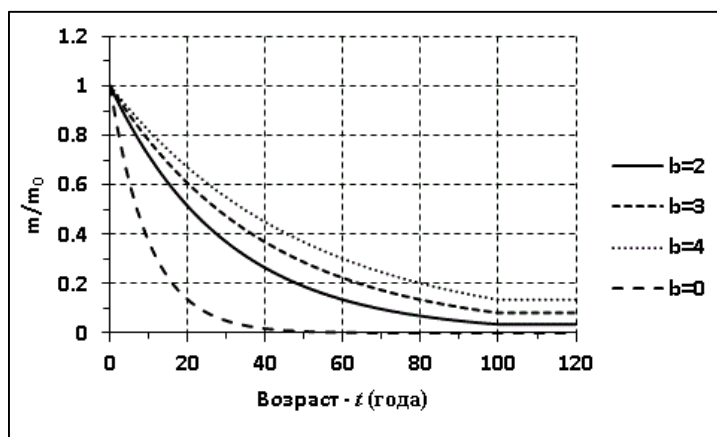


Рис. 4. Зависимость отношения текущей массы углерода к его начальной массе от времени при разных значениях параметра b . $K = 0,1 \text{ 1/год}$, $\tau = 100$ лет.

Скорость разложения зависит от температуры почвы, обычно используется показательная зависимость $K(T)$:

$$K(T) = K_{10} Q_{10}^{\frac{T-10}{10}} \quad (10)$$

где T – температура слоя почвы в $^{\circ}\text{C}$, Q_{10} – температурный коэффициент, K_{10} – константа скорости разложения при 10°C . При прочих равных условиях, скорость анаэробного разложения меньше скорости аэробного разложения [Слупо, 1992]:

$$K = \begin{cases} K_a \\ \varepsilon K_a, & \varepsilon < 1 \end{cases} \quad (11)$$

где K_a – константа скорости разложения при аэробных условиях, ε – коэффициент, учитывающий замедление процесса разложения при анаэробных условиях.

РАСЧЕТ СКОРОСТИ ПЕРЕХОДА УГЛЕРОДА ИЗ ЛАБИЛЬНОГО СЛОЯ В СТАБИЛЬНЫЙ

В соответствии с формулой (9) скорость перехода углерода в стабильный слой из лабильного слоя

(скорость секвестра) в выбранный год – t' может быть определена как часть скорости поступления свежих органических веществ на поверхность почвы в год $t' - \tau$:

$$P_{stab}(t') = P_{litt}(t' - \tau) \exp\left[-K \frac{\tau}{b+1}\right] \quad (12)$$

Однако такой способ расчета вовлекает в рассмотрение наиболее изменчивую часть экосистемы – растительность. Желательно определить P_{stab} , исходя из наблюдений более устойчивой части экосистемы – вертикального профиля содержания углерода в слое торфа. Схема преобразования лабильного слоя торфа в стабильный слой показана на рис. 5.

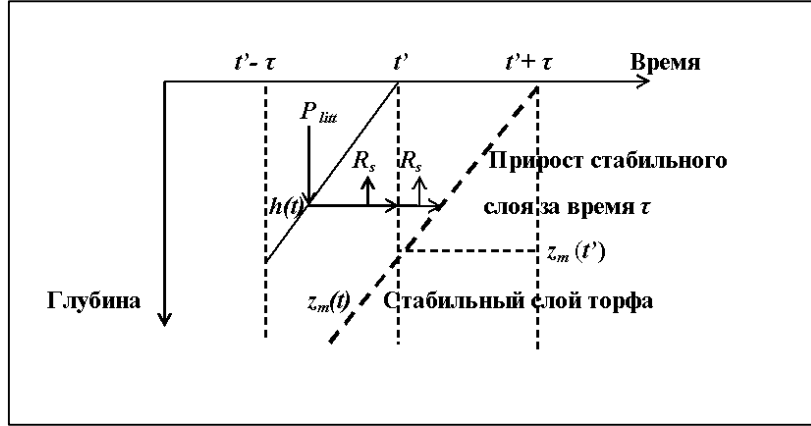


Рис. 5. Схема перехода углерода лабильного слоя в стабильный слой.

z – глубина от поверхности почвы в год взятия проб – t' , $z_m(t)$ – глубина нижней границы стабильного слоя, $h(t)$ – уровень поверхности почвы, на которую поступает свежее органическое вещество в период $t' - \tau$.

Вертикальный профиль плотности углерода в почве – $\rho_C(z)$ измеряется в год наблюдений. По измеренному профилю $\rho_C(z)$ определяется глубина нижней границы лабильного слоя – z_m . С течением времени происходит преобразование вертикального профиля плотности углерода в лабильном слое в профиль плотности углерода в стабильном слое. Этот процесс схематически показан на рис. 5. Принимается, как приближение, что слой торфа на глубине z в год наблюдений – t' имеет возраст $t(z)$ пропорциональный z . Более точно, глубина залегания слоя торфа с фиксированным возрастом зависит от средней скорости роста толщины торфяной залежи – \bar{W} , которая может меняться со временем:

$$\begin{aligned} z &= \bar{W}_t t \\ z_m &= \bar{W}_\tau \tau \\ \frac{t}{\tau} &= \frac{z}{z_m} \frac{\bar{W}_t}{\bar{W}_\tau} \approx \frac{z}{z_m} \end{aligned} \quad (13)$$

где \bar{W}_t , \bar{W}_τ – средние скорости роста торфяной залежи за периоды t и τ . Приближение $\bar{W}_t/\bar{W}_\tau \approx 1$ основано на экспериментальных данных. Средняя скорость накопления торфа заметно меняется за периоды порядка тысячи лет [Borren et al., 2004]. Периоды осреднения t и τ имеют значения порядка сотен лет. Эти значения можно оценить как отношение вертикальной мощности торфогенного слоя (0,2 – 0,6 м) к скорости накопления торфа – W (1–2 мм/год). Короткопериодная (в частности, межгодовая) изменчивость скорости накопления торфа сглаживается при осреднении. За период $\tau - t(z)$ масса углерода в единице объема почвы лабильного слоя на глубине $z - \rho_{C lab}(z)$, $0 \leq z \leq z_m(t')$, за исключением потеряннного за счет разложения, переходит в массу углерода в единице объема стабильного слоя – $\rho_{C stab}(z)$ на той же глубине. Согласно (8), (9) вертикальный профиль плотности углерода в стабильном слое от 0 до $z_m(t')$ в момент $t' + \tau$:

$$\rho_{C stab}(z, t' + \tau) = \rho_{C lab}(z, t') \frac{\exp\left(-K \frac{\tau}{b+1}\right)}{\exp\left(-K \frac{\tau}{b+1} \left[1 - \left(1 - \frac{z}{z_m}\right)^{b+1}\right]\right)} \quad (14)$$

За промежуток времени от t' до $t' + \tau$ толщина стабильного слоя увеличивается на величину $z_m(t')$ (см. рис. 5). Прирост массы углерода в стабильном слое на единицу площади за период от t' до $t' + \tau$:

$$\Delta M_{stab} = \int_0^{z_m(t')} \rho_{C stab}(z, t' + \tau) dz \quad (15)$$

Средняя скорость секвестра (стабилизации) за период от t' до $t' + \tau$ выражается формулой:

$$P_{stab} = \frac{\Delta M_{stab}}{\tau} \quad (16)$$

После расчета P_{stab} можно оценить P_{litt} по формуле (12) и сравнить ее с данными прямых измерений баланса биомассы.

РАСЧЕТ ГЕНЕРАЦИИ УГЛЕРОДОСОДЕРЖАЩИХ ГАЗОВ И ВЫМЫВАНИЯ УГЛЕРОДА В ЛАБИЛЬНОМ СЛОЕ ТОРФА

Согласно схеме рис. 1 органический углерод почвы в процессе разложения переходит в состав растворимых веществ (DOC). Часть DOC минерализуется до углеродосодержащих газов, другая часть вымывается проточными водами, в основном в периоды весеннего половодья и дождевых паводков [Инишева и др., 2013]. Скорости разложения, минерализации и вымывания массы углерода связаны уравнением баланса DOC:

$$\frac{dm_{DOC}}{dt} = -\frac{dm_{SOC}}{dt} - \left(\frac{dm}{dt}\right)_g - \left(\frac{dm}{dt}\right)_w, \quad (17)$$

где $\frac{dm_{SOC}}{dt} < 0$ – скорость перехода углерода в растворимые соединения, $\left(\frac{dm}{dt}\right)_g > 0$, $\left(\frac{dm}{dt}\right)_w > 0$

– скорости перехода углерода в газы и водный раствор.

Углерод в растворимой форме является промежуточным продуктом, который не накапливается в почве. Примем приближение стационарности DOC: $\frac{dm_{DOC}}{dt} = 0$. Скорость разложения органических веществ в единице объема почвы, согласно предложенной модели:

$$\frac{\partial \rho_C}{\partial t}(z) = -\rho_C(z)K \left(1 - \frac{z}{z_m}\right)^b = -\left(\frac{\partial \rho_C}{\partial t}\right)_g - \left(\frac{\partial \rho_C}{\partial t}\right)_w = -\left(\frac{\partial \rho_C}{\partial t}\right)_g - \alpha \left(\frac{\partial \rho_C}{\partial t}\right)_g, \quad (18)$$

где α обозначает отношение скорости перехода углерода в водные растворы и в газы.

С учетом обозначения α :

$$\left(\frac{\partial \rho_C}{\partial t}\right)_g = -\frac{1}{1+\alpha} \frac{\partial \rho_C}{\partial t}(z) \quad (19)$$

$$\left(\frac{\partial \rho_C}{\partial t}\right)_w = -\frac{\alpha}{1+\alpha} \frac{\partial \rho_C}{\partial t}(z)$$

Суммарная скорость генерации газов в лабильном слое торфа, выраженная в углеродных единицах:

$$G_g^C = \int_0^{z_m} \left(\frac{\partial \rho_C}{\partial t}\right)_g dz = \frac{1}{1+\alpha} \int_0^{z_m} \rho_C(z)K \left(1 - \frac{z}{z_m}\right)^b dz \quad (20)$$

Суммарная скорость вымывания углерода в лабильном слое:

$$G_w^C = \int_0^{z_m} \left(\frac{\partial \rho_C}{\partial t}\right)_w dz = \frac{\alpha}{1+\alpha} \int_0^{z_m} \rho_C(z)K \left(1 - \frac{z}{z_m}\right)^b dz \quad (21)$$

Величина α должна зависеть от подземного стока болотных вод – P . Для верхового болота, питаемого осадками, эту величину можно выразить как разность осадков и испарения:

$$P = I \frac{K_P - 1}{K_P} \quad (22)$$

где K_P – коэффициент увлажнения (отношение количества осадков (I) к испарению). В зоне избыточного увлажнения $K_P > 1$. Ориентировочное значение величины α можно получить по оценкам для Васюганского болота. Потери углерода в результате миграции болотных вод за весенне–летний период составили 3,0% NPP , а потери C за счет эмиссии CO_2 и CH_4 – 24,1 % NPP [Инишева и др., 2016]. Таким образом отношение скоростей перехода C в раствор и в газовую фазу – $\alpha = 3,0/24,1 = 0,13$. Предполагается, что зависимости $\alpha(P)$ можно описать степенной функцией:

$$\alpha(P) = \alpha_0 \left(\frac{P}{P_0}\right)^\beta \quad (23)$$

Значение β можно оценить, сравнивая данные о вымывания углерода на болотах с разными значениями P .

Чтобы оценить скорости газообразования в единицах массы CO_2 и CH_4 , лабильный слой почвы (при условии $0 < D < z_m$) разбивается на два подслоя – верхний подслей 1, $0 < z < D$, и подслей 2, $D < z < z_m$ (при $D \leq 0$ подслей 1 отсутствует, при $D \geq z_m$ подслей 2 отсутствует). Принимается, что в подслей 1 условия аэробные, а подслей 2 близки к анаэробным. По формуле, аналогичной (20), рассчитываются скорости генерации газов в углеродных единицах отдельно для верхней части лабильного слоя – G_{g1}^C (подслей 1) и для части лабильного слоя ниже уровня болотных вод (подслей 2) – G_{g2}^C .

$$G_{g1}^C = \frac{1}{1+\alpha} \int_0^D \rho_C(z)K \left(1 - \frac{z}{z_m}\right)^b dz \quad (24)$$

$$G_{g2}^C = \frac{1}{1+\alpha} \int_D^{z_m} \rho_C(z) K(1 - \frac{z}{z_m})^b dz \quad (25)$$

В подслое 1 генерируется CO_2 , в подслое 2 генерируются два углеродосодержащих газа – CO_2 и CH_4 . Вводится параметр γ для обозначения отношения скоростей генерации углерода в составе CO_2 ($g^{C-\text{CO}_2}$) и CH_4 ($g^{C-\text{CH}_4}$) в единице объема почвы:

$$\gamma(z) = \frac{g^{C-\text{CO}_2}}{g^{C-\text{CH}_4}} \quad (26)$$

С учетом этого обозначения интегральные скорости генерации в подслое 2 CO_2 и CH_4 в углеродных единицах связаны соотношением:

$$G_2^{C-\text{CO}_2} = \int_D^{z_m} \gamma g^{C-\text{CH}_4} dz = \bar{\gamma} G_2^{C-\text{CH}_4} \quad (27)$$

Суммарная скорость генерации углерода в составе двух газов в подслое 2:

$$G_2^C = G_2^{C-\text{CO}_2} + G_2^{C-\text{CH}_4} = \bar{\gamma} G_2^{C-\text{CH}_4} + G_2^{C-\text{CH}_4} \quad (28)$$

Из (28) и (27) следуют выражения для интегральных скоростей генерации CO_2 и CH_4 в подслое 2 (в углеродных единицах):

$$G_2^{C-\text{CH}_4} = \frac{1}{1+\bar{\gamma}} G_{g2}^C \quad (29)$$

$$G_2^{C-\text{CO}_2} = \frac{\bar{\gamma}}{1+\bar{\gamma}} G_{g2}^C \quad (30)$$

Суммарные в подслоях 1 и 2 скорости генерации газов в столбе почвы единичного сечения, выраженные в единицах массы газов:

$$G^{\text{CO}_2} = G_1^{\text{CO}_2} + G_2^{\text{CO}_2} = (G_{g1}^C + \frac{\bar{\gamma}}{1+\bar{\gamma}} G_{g2}^C) \frac{44}{12} \quad (31)$$

$$G^{\text{CH}_4} = \frac{1}{1+\bar{\gamma}} G_{g2}^C \frac{16}{12} \quad (32)$$

Значения параметра γ для конкретного болота может быть оценено по данным о росте концентрации CO_2 и CH_4 в сосуде-инкубаторе, в котором происходит разложение образцов почвы. Отношение скоростей накопления этих газов в сосуде дает возможность оценить отношения скоростей перехода углерода в эти газы (то есть, значение γ). Подробнее о методике оценки γ и о его среднем значении см. раздел 8.

На коротких промежутках времени скорости генерации газов и растворения соединений углерода могут отличаться в сторону увеличения или уменьшения от потоков газов и углерода в составе растворенных веществ на границах лабильного слоя из-за нестационарности процессов накопления газов и растворов в почве и периодических выбросов накопленных запасов. При осреднении за длительные, климатически значимые промежутки времени (порядка месяца и более) неоднородности потоков сглаживаются. Далее при расчете потоков газов в атмосферу и вымывания углерода используется стационарное приближение.

Часть метана окисляется на пути к поверхности почвы с преобразованием его в CO_2 . Метаноокисляющие бактерии (МОБ) развиваются в аэробном слое почвы, на корнях болотных растений, в слое мха [Иванова и др., 2006]. При достаточно глубоком залегании болотных вод МОБ могут не только перехватывать весь образующийся в почве метан, но и поглощать метан из атмосферы. Поглощение метана из атмосферы может происходить на отдельных «сухих» участках болот, а также на незаболоченных почвах. По абсолютной величине плотности потока метана в почву обычно на порядок меньше, чем типичные плотности эмиссии метана на увлажненных участках болот. Поскольку болота не вносят определяющего вклада в глобальный почвенный сток метана из атмосферы, поглощение атмосферного метана в данной работе не рассматривается. Для расчета преобразования почвенного метана в CO_2 вводится коэффициент окисления – K_{OX} , равный доле окислившегося на пути к поверхности метана. При стационарных условиях K_{OX} выражается формулой:

$$K_{OX} = 1 + \frac{E^{\text{CH}_4}}{G^{\text{CH}_4}}, 0 \leq K_{OX} \leq 1, E^{\text{CH}_4} \leq 0, G^{\text{CH}_4} \geq 0 \quad (33)$$

Метанотрофы могут окислять от 10% до 90% образующегося в почве метана [Иванова и др., 2006], соответствующие значения K_{OX} лежат в диапазоне от 0,1 до 0,9. При прочих равных условиях значение K_{OX} должно возрастать при увеличении глубины залегания болотных вод. Для учета зависимости K_{OX} от D предлагается использовать экспоненциальную формулу:

$$K_{OX}(D) = 1 - K_{OX}^m e^{-\omega D} \quad (34)$$

где ориентировочное значение K_{OX}^m около 0,9 (что соответствует окислению 10% метана при $D=0$), ориентировочное значение ω получается, если считать, что при $D=0,5$ м $K_{OX} = 0,9$; тогда $\omega \approx 4,4 \text{ м}^{-1}$.

За счет окисления метана в почве возникает дополнительный источник CO_2 :

$$\Delta G^{CO_2} = K_{OX} G^{CH_4} \frac{44}{16} \quad (35)$$

Для осредненных по времени потоков можно принять следующие равенства:

$$R_s^C = -G_g^C, P_{flood}^C = G_w^C, E^{CH_4} = -(1 - K_{OX}) G^{CH_4}, R_s^{CO_2} = -(G^{CO_2} + \Delta G^{CO_2}) \quad (36)$$

БАЛАНС УГЛЕРОДА В ЛАБИЛЬНОМ СЛОЕ ТОРФА

Баланс интегрального содержания углерода в лабильном слое торфа (M_C) определяется входящими и выходящими потоками углерода на его границах (см. схему рис. 2) и условием стационарности M_C :

$$\frac{dM_C}{dt} = P_{litt}^C + R_s^C - P_{stab}^C - P_{flood}^C = 0 \quad (37)$$

Осредненный за длительный период (более года) нетто обмен углеродом экосистемы и атмосферы является суммой (с учетом знаков) потоков углерода, попадающего в почву с отмирающей биомассой растений и потока углеродосодержащих газов из почвы, выраженного в углеродных единицах:

$$NEE^C = P_{litt}^C + R_s^C \quad (38)$$

Как следует из уравнения баланса (37):

$$NEE^C = P_{stab}^C + P_{flood}^C \quad (39)$$

Значения P_{stab}^C , P_{flood}^C даются формулами (16), (21), (36).

Нетто обмен CO_2 :

$$\begin{aligned} NEE^{CO_2} &= NPP^{CO_2} + R_s^{CO_2} = \frac{P_{litt}^C}{k_1} + R_s^{CO_2} = \frac{P_{litt}^C}{k_1} + \left(\frac{R_s^C}{k_1} - \frac{k_2}{k_1} E^{CH_4} \right) = \\ &= \frac{1}{k_1} (P_{litt}^C + R_s^C) - \frac{k_2}{k_1} E^{CH_4} = \frac{1}{k_1} NEE^C - \frac{k_2}{k_1} E^{CH_4} \end{aligned} \quad (40)$$

Нетто обмен парниковыми газами в эффективных для парникового эффекта единицах (CO_2 -эквивалентах):

$$NEE^{GHG} = NEE^{CO_2} + GWP E^{CH_4}, \quad (41)$$

где GWP – потенциал глобального потепления метана.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ПРЕДЛОЖЕННОЙ МОДЕЛИ

Предполагается, что отличия отдельных болот одного типа в разных физико-географических условиях проявляются через значения следующих переменных: $\rho_C(z)$, z_m , D , P , T . Кроме этих переменных для расчета надо также знать параметры функции (6), которая описывает скорость разложения на болотах этого типа: K , b . Предполагается, что эти параметры мало меняют свои значения для разных болот одного и того же типа. Параметры K , b можно определить по данным лабораторного инкубационного эксперимента с образцами почвы. Метод исследования образования парниковых газов в сосудах-инкубаторах хорошо известен и широко распространен. Инкубационный эксперимент может проводиться как при аэробных, так и при анаэробных условиях. Рассматривается накопление газов за время Δt при разложении образца торфа с начальным возрастом t_1 . Период инкубации, обычно, много меньше периода стабилизации органических веществ: $\Delta t \ll \tau$. Уменьшение массы углерода в образце почвы за счет перехода части углерода в газы за период от t_1 до $t_2 = t_1 + \Delta t$ выражается формулой, аналогичной (8):

$$m_2 = m_1 \exp \left[-K \frac{\tau}{b+1} \left\{ \left(1 - \frac{t_1}{\tau} \right)^{b+1} - \left(1 - \frac{t_1 + \Delta t}{\tau} \right)^{b+1} \right\} \right] \quad (42)$$

Данную формулу можно упростить путем разложения биномиальной функции в степенной ряд:

$$\begin{aligned} \left\{ \left(1 - \frac{t_1}{\tau} \right)^{b+1} - \left(1 - \frac{t_1 + \Delta t}{\tau} \right)^{b+1} \right\} &= \left(1 - \frac{t_1}{\tau} \right)^{b+1} \left[1 - \left(1 - \frac{\Delta t}{\tau} \frac{1}{1 - \frac{t_1}{\tau}} \right)^{b+1} \right] \approx \\ &\approx \left(1 - \frac{t_1}{\tau} \right)^{b+1} (b+1) \frac{\Delta t}{\tau} \frac{1}{1 - \frac{t_1}{\tau}} \end{aligned} \quad (43)$$

Условие применимости приближенной формулы (43): $\Delta t \ll \tau(1 - t_1/\tau)$. После подстановки (43) в (42) получаем упрощенный вариант (42):

$$m_2 = m_1 \exp[-K \left(1 - \frac{t_1}{\tau}\right)^b \Delta t] \quad (44)$$

Измеряемыми в эксперименте величинами являются начальная масса углерода в пробе грунта (m_1) и прирост массы углерода в газовой фазе за время Δt : $(\Delta m)_g = -\Delta m = m_2 - m_1$. Согласно (44) соответствующее изменение массы углерода в почве за время Δt :

$$\Delta m = m_1 \left\{ \exp \left[-K \left(1 - \frac{t_1}{\tau}\right)^b \Delta t \right] - 1 \right\} \quad (45)$$

Серию последовательных по времени измерений Δm в сосуде-инкубаторе для образца почвы, отобранного на глубине z_1 , можно использовать для оценки значения нужной для расчетов функции $f(z) = K \left(1 - \frac{z}{z_m}\right)^b$ на этой глубине. Значение $f(z_1)$ может быть найдено методом наименьших квадратов по выровненной формуле (45):

$$\ln \frac{m_1}{m_1 + \Delta m} = K \left(1 - \frac{t_1}{\tau}\right)^b \Delta t = K \left(1 - \frac{z_1}{z_m}\right)^b \Delta t \quad (46)$$

Условием применимости формулы (46) является: $\Delta t \ll \tau \left(1 - \frac{z_1}{z_m}\right)$. При порядках величин $O(\tau) = 10^2$ лет, $O(\Delta t) = 10^{-1}$ лет, получаем ограничение на максимальную глубину отбора проб грунта: $z/z_m < 0,9$.

Для расчета искомой функции $f(z)$ для диапазона глубин от 0 до z_m , достаточно найти значения определяющих ее параметров K , b . Для этого надо исследовать образцы почвы с нескольких (минимум двух) глубин: $z_k = kz_m$, $k < 0,9$ и получить значения $f(z_k)$. По последовательности $f(z_k)$ можно определить параметры степенной функции: $f(z_k) = K \left(1 - \frac{z_k}{z_m}\right)^b$.

Для экспериментального определения параметра γ рассматриваются скорости накопления массы газов CO_2 и CH_4 в углеродных единицах в сосуде-инкубаторе при анаэробных условиях:

$$\frac{dm^{C-\text{CO}_2}}{dt} = g^{C-\text{CO}_2} V_s \quad (47)$$

$$\frac{dm^{C-\text{CH}_4}}{dt} = g^{C-\text{CH}_4} V_s \quad (48)$$

где $g^{C-\text{CO}_2}$, $g^{C-\text{CH}_4}$ – скорости перехода углерода в состав CO_2 и CH_4 в единице объема почвы, V_s – объем образца почвы.

Массы газов в сосуде выражаются через отношения смеси газов по объему:

$$m^{C-\text{CO}_2} = q^{\text{CO}_2} \rho^{\text{CO}_2} V \frac{12}{44} \quad (49)$$

$$m^{C-\text{CH}_4} = q^{\text{CH}_4} \rho^{\text{CH}_4} V \frac{12}{16} \quad (50)$$

где q^{CO_2} , q^{CH_4} – отношения смеси по объему рассматриваемых газов, ρ^{CO_2} , ρ^{CH_4} – плотности чистых газов, V – объем, в котором накапливаются газы.

Прирост отношений смеси за время Δt :

$$\Delta q^{\text{CO}_2} = \frac{\Delta m^{C-\text{CO}_2}}{\rho^{\text{CO}_2} V \frac{12}{44}} = \frac{g^{C-\text{CO}_2} V_s \Delta t}{\rho^{\text{CO}_2} V \frac{12}{44}} \quad (51)$$

$$\Delta q^{\text{CH}_4} = \frac{\Delta m^{C-\text{CH}_4}}{\rho^{\text{CH}_4} V \frac{12}{16}} = \frac{g^{C-\text{CH}_4} V_s \Delta t}{\rho^{\text{CH}_4} V \frac{12}{16}} \quad (52)$$

С учетом того, что отношение плотностей газов равно отношению их молекулярных весов ($\rho^{\text{CO}_2} / \rho^{\text{CH}_4} = 44/16$), получаем:

$$\frac{\Delta q^{\text{CO}_2}}{\Delta q^{\text{CH}_4}} = \frac{g^{C-\text{CO}_2}}{g^{C-\text{CH}_4}} = \gamma \quad (53)$$

Для ориентировочной оценки величины γ рассмотрим состав биогаза. Согласно ГОСТ Р 52808–2007, биогаз – это смесь газов, состоящая, в основном, из метана и углекислого газа, образующаяся в процессе метанового брожения органических веществ. Отношение смеси по объему CH_4 в биогазе лежит в диапазоне 50–75%, отношение смеси по объему CO_2 в диапазоне 25–50%, отношения смеси других газов (азота, водорода, сероводорода, кислорода) гораздо меньше [Колюжный и др., 1991]. Поскольку отношения смеси газов в реакторе пропорциональны скоростям их образования, значения γ лежит в диапазоне 0,3 – 1. Условия в природной среде менее благоприятны для образования CH_4 , чем в реакторе, поэтому для природных процессов значения γ должны быть близко к верхней границе указанного диапазона.

ПУТИ ВАЛИДАЦИИ МОДЕЛИ

Адекватность является важнейшим требованием, предъявляемым к математической модели. Применим для обозначения различных сторон анализа адекватности термины, имеющие разные смысловые оттенки: верификация и валидация [Джефферс, 1981]. Верификацией будем считать общую оценку модели как «правдоподобная» и оценку механизмов, включенных в модель, как соответствующих механизмами явлений, происходящих в системе. Таким образом, верификация – субъективная оценка модели. В отличие от верификации валидация – это количественное выражение того, в какой степени модель согласуется с реальной системой. Отдельная работа будет посвящена валидации предложенной модели. В ходе валидации должен быть выявлен набор значений параметров модели, применимый для достаточно широкого диапазона условий и определены границы этого диапазона, то есть пределы применимости модели. На данном этапе сформулированная модель позволяет перейти от структурной неопределенности зависимости составляющих углеродного баланса болотных экосистем от различных факторов к параметрической неопределенности в значениях факторов.

Для валидации предложенной модели могут быть использованы данные измерений потоков CO_2 и CH_4 с поверхности болотной почвы. Накопленный опыт измерений показал, что потоки газов имеют существенную пространственную и временную случайную изменчивость. Кроме того проявляется ряд закономерных, но кратковременных эффектов, например, влияние изменений атмосферного давления, влияние заполнения пространства пор почвы водой после осадков ([Глаголев, 2012]). Предложенная модель не может и не должна отражать эти кратковременные эффекты. Целесообразно сравнивать модельные расчеты не с результатами отдельных измерений, а с расчетами по эмпирическим формулам, сглаживающим и обобщающим результаты измерений. Таких формул получено достаточно много, большинство из них связывают плотности потоков CO_2 или CH_4 с поверхности исследованных болот с абиотическими факторами: температурой почвы и уровнем болотных вод (например, эмпирическая модель для эмиссии CO_2 в Финляндии [Aurela et al., 2002], ряд эмпирических формул для эмиссии CH_4 , представленных в обзорной части работы [Глаголев, 2012]). В работе [Aurela et al., 2002] плотности потоков CO_2 рассчитываются по мультипликативным эмпирическим формулам отдельно для положительных (R_{hum}) и отрицательных (R_{hol}) элементов рельефа. Средняя плотность потоков с поверхности болота рассчитывается как среднее с весами:

$$R = f_{hum}R_{hum} + (1 - f_{hum})R_{hol}, \quad (54)$$

где f_{hum} – доля площади, занятая положительными элементами. Для расчета R_{hum} и R_{hol} используются эмпирические формулы следующего общего вида

$$R_{hol}(D, T) = R_{hol}(D = 0, T = 10)F_{R1}(D)F_{R2}(T)$$

$$R_{hum}(T) = R_{hum}(T = 10)F_R(T) \quad (55)$$

где T – температура почвы ($^{\circ}\text{C}$) на глубине 0,1 м (в других работах используется температуры на других глубинах), D – глубина болотных вод от уровня поверхности торфа, $F_{R1}(D)$ – растущая функция D , $F_{R2}(T)$ и $F_R(T)$ – растущие функции T . Характерной особенностью эмпирических формул (55) является отсутствие зависимости R_{hum} от D . Мультипликативную структуру имеют также большинство эмпирических формул для плотности потоков CH_4 [Глаголев, 2012]:

$$E_{hol}(D, T) = E(D = 0, T = 10)F_{E1}(D)F_{E2}(T) \quad (56)$$

где D – глубина болотных вод от усредненной поверхности отрицательных элементов рельефа (мочажин), $F_{E1}(D)$ – убывающая функция D . Для поверхности положительных элементов (гряд) поток метана часто близок или меньше нуля. Кроме переменных T и D эмпирические формулы содержат также ряд коэффициентов, значения которых различны для разных болот (например, $R_{hol}(D = 0, T = 10)$, $R_{hum}(T = 10)$, $E(D = 0, T = 10)$). Аналогичные (55)–(56) зависимости можно получить путем расчетов по модели. Качественные особенности эмпирических формул можно объяснить исходя из сформулированной выше модели. Разницу определяющих факторов для $R_{hol}(D, T)$ и $R_{hum}(T)$ в формулах (55) можно объяснить тем, что на грядах выполняется неравенство $z_m < D_{min}$, поэтому отсутствует зависимости R_{hum} от D . С другой стороны на мочажинах $z_m > D_{max}$, что объясняет наблюдавшуюся зависимость R_{hol} и E от D . В эмпирических формулах не отражены в явном виде зависимости потоков углеродосодержащих газов от содержания углерода в лабильном слое торфа. Эта зависимость проявляется неявно, через различия в значениях эмпирических коэффициентов для разных болот. В предложенной модели зависимость поверхностных потоков газа от профилей почвенного углерода учтена в явном виде. С точки зрения кинетики разложения, такая зависимость вполне естественна. Непосредственно в наблюдениях она

была отмечена, например, в [Sachs et al., 2010], где измерения потоков метана проводились камерным методом в тундре. Поверхность заболоченной тундры имела ячеистую структуру, в центральной части ячеек содержание углерода в почве было значительно выше, чем на периферии. Поскольку ячейки имели небольшие размеры, климатические условия для центра и периферии практически одинаковы. При синхронных измерениях наблюдались существенно большие потоки CH_4 на богатых углеродом почвах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании представленной модели и данных изучения образцов торфа могут быть получены следующие характеристики углеродного цикла болотных экосистем:

- 1) Скорость нетто обмена углеродом атмосферы и экосистемы на единицу площади – NEE^C [$\text{мг(C)} \text{ м}^{-2} \text{ год}^{-1}$] (формула (39));
- 2) Скорость нетто обмена углекислым газом на единицу площади – NEE^{CO_2} [$\text{мг(CO}_2\text{)} \text{ м}^{-2} \text{ год}^{-1}$] (формула (40));
- 3) Плотность потока эмиссии метана – E^{CH_4} [$\text{мг(CH}_4\text{)} \text{ м}^{-2} \text{ год}^{-1}$] (формулы (25), (32), (36));
- 4) Скорость нетто обмена парниковыми газами на единицу площади в эффективных единицах – NEE^{GHG} – [$\text{мг(CO}_2\text{ – eq)} \text{ м}^{-2} \text{ год}^{-1}$] (формула (41));
- 5) Скорость вымывания углерода – P_{flood}^C [$\text{мг(C)} \text{ м}^{-2} \text{ год}^{-1}$] (формулы (21), (36));
- 6) Скорость секвестра углерода из атмосферы за счет его накопления в стабильном слое торфа – P_{stab}^C [$\text{мг(C)} \text{ м}^{-2} \text{ год}^{-1}$] (формула (16)).

Для перехода к суммарным потокам на территории региона требуется учесть площади болот в регионе. Предлагаемая расчетная методика может дополнить проводящиеся в полевых условиях измерения потоков парниковых газов в атмосферу и вымывания углерода водостоком. Создать сеть пунктов таких измерений, поддерживать ее длительное время, охватить с ее помощью значительные заболоченные территории в европейской части России и в Сибири вряд ли возможно. Сбор образцов торфа на болотах может быть проведен достаточно быстро в экспедиционном режиме работы. В качестве объектов для подробных исследований могут быть использованы имеющиеся полигоны: например, полигон ГГИ в европейской части России, полигоны ТГУ и ЮГУ в Сибири.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 14–05–00677а).

ЛИТЕРАТУРА

- Анисимов О. А., Лавров С. А., Ренева С. А. 2005. Оценка эмиссии метана из многолетнемерзлых болот криолитозоны России при изменении климата // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. 20. С. 124–141.
- Бабилов Б.В., Кобак К. И. 2016. Поглощение атмосферного углекислого газа болотными экосистемами территории России в голоцене. Проблема заболачивания // Лесной журнал. №1. С. 9–30.
- Глаголев М. В. 2010. Аннотированный список литературных источников по результатам измерений потоков CH_4 и CO_2 на болотах России // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. Т. 1. №2. С. 1–53.
- Глаголев М. В. 2012. Высокий уровень стояния воды может снижать эмиссию метана из почвы // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата, Т. 3, № 1, С. 1–10.
- Глаголев М. В., Сабреков А. Ф. 2014. Ответ А. В. Смагину: II. Углеродный баланс России // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. Т. 5. №2, С. 50–69.
- Горная энциклопедия URL. <http://mining-enc.ru> (дата обращения: 19.07.2017).
- Джефферс Дж. 1981. Введение в системный анализ: применение в экологии. М.: Мир. 252 с.
- Иванова Е. Г., Доронина Н. В., Троценко Ю. А. 2006. Аэробные метанотрофы как симбионты растений (Обзор) // Труды института микробиологии им С. Н. Виноградского. Вып. 13. К 100–летию открытия метанотрофии. М.: Наука. С. 264–284.
- Инишева Л. И., Кобак К. И., Турчинович И. Е. 2013. Развитие процесса заболачивания и скорость аккумуляции углерода в болотных экосистемах России // География и природные ресурсы. № 3. С. 60–68.
- Инишева Л. И., Юдина Н. В., Соколова В. И. 2013. Динамика углеродосодержащих соединений в водах олиготрофного болота // Вестник ТГПУ. №8 (136). С. 126–130.
- Инишева Л. И., Кобак К. И., Инишев И. Г. 2016. Заболачивание на Васюганском болоте // Презентация. Лаборатория «Агроэкология» ТГПУ. URL. <http://ltorf.tspu.ru>. (дата обращения: 19.07.2017).
- Колжонный С. В., Данилович Д. А., Ноженикова А. Н. 1991. Анаэробная очистка сточных вод. М.: ВИНТИ. Итоги науки и техники. Сер. Биотехнология. Т. 29. 187 с.
- Смагин А. В. 2014. Спорные вопросы количественной оценки газовых потоков между почвой и атмосферой (к дискуссии между В. М. Глаголевым и А. В. Наумовым) // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. Т. 5. №2. С. 10–25.

- Степаненко В. М., Мачульская Е. Е., Глаголев М. В., Лыкоsov В. Н. 2011. Моделирование эмиссии метана из озера вечной мерзлоты // Физика атмосферы и океана. Т. 47. № 2. С. 275–288.
- Andren O., Katterer T. 1997. ICBM: The introductory carbon balance model for exploration of soil carbon balance // Ecological Application, V. 7. No. 4. P. 1226 – 1236.
- Aurela M., Laurila T., Tuovinen J-P. 2002. Annual CO₂ balance of subarctic fen in northern Europe: Importance of the wintertime efflux // Journal of Geophysical Research. V. 107. No. D21. 4607. DOI: 10.1029/2002JD002055.
- Beltea L. R., Baird A. J. 2006. Beyond “the limits to peat bog growth”: cross-scale feedback in peatland development // Ecological Monographs. V. 76 (3). P. 299–322.
- Billett M. F., Palmer S. M., Hope D., Deacon C., Storeton-West R., Hargreaves K. J., Flechard C., Fowle D. 2004. Linking land-atmosphere-stream carbon fluxes in a lowland peatland system // Global Biogeochemical Cycles, V. 18. GB1024. DOI: 10.1029/2003GB002058.
- Borren W., Bleuten W., Lapshina E. D. 2004. Holocene peat carbon accumulation rates in the southern taiga of western Siberia // Quaternary Research, V. 61. P. 42–51.
- Clymo R. S. 1992. Models of peat growth // Suo, V. 43. No 4–5, P. 127–136.
- Conant R. T., Ryan M. G., Agren G. I., Birge H. E., Davidson E. A., Eliasson P. E., Evans S. E., Frey S. D., Giardina C. P., Hopkins F. M., Hyvonen R., Kirchbaum M. U. F., Lavallee J. M., Leifeld J., Parton W. J., Steinweg J. M., Wallenstein M. D., Wettersted J. A. M., Bradford M. A. 2011. Temperature and soil organic matter decomposition rates – synthesis of current knowledge and a way forward // Global Change Biology., V. 17. P. 3392–3404.
- DeLong E. F., Rosenberg E., Lory S., Stackebrandt E., Thompson F. 2013. The Prokaryotes: Prokaryotic Physiology and Biochemistry. N. Y.: Springer. 710 p.
- Kloblauch C., Beer C., Sosnin A., Wagner D., Pfeiffer E.-M. 2013. Predicting long-term carbon mineralization and trace gas production from thawing permafrost of Northern Siberia // Global Change Biology. V. 19. P. 1160–1172.
- Repo M. E., Huttunen J. T., Naumov A. V., Chichulin A. V., Lapshina E. D., Bleuten W., Martikainen P. J. 2007. Release of CO₂ and CH₄ from small wetland lakes in western Siberia // Tellus, V. 59B. P. 88–796.
- Sachs T., Giebel M., Boike J., Kutzbach L. 2010. Environmental controls on CH₄ emission from polygonal tundra on the microsite scale in the Lena river delta, Siberia // Global Change Biology, V. 16. No 11, P. 3096 –3110.

MODEL OF SOIL ORGANIC MATTER HUMIFICATION AND MINERALIZATION AND ITS APPLICATION FOR CALCULATION OF PEATLAND ECOSYSTEMS CARBON BUDGET CHARACTERISTICS

Zinchenko A.V.

Main Geophysical Observatory (MGO), Sent-Petersburg, Russia

A road map for calculating the carbon budget of peatlands is suggested. The method of calculation is based on the analysis of peat vertical profiles and the soil carbon dynamic modeling. The model of soil organic matters destruction is developed to include the case of the finite period of destruction. The follows function is proposed to represent the change of carbon content in time:

$$\frac{dm}{dt} = -K(1 - t/\tau)^b m,$$

where m is the mass of carbon in the fixed volume of soil, t is the period of destruction, K is the rate constant, parameters b and τ are used to present the fractions of degrading material from labile and stable pools of soil organic matters. The rate of gas generation (in carbon units) in soil column of unit cross section may be written as follows:

$$G_g^C = \int_0^{z_m} \left(\frac{\partial \rho_C}{\partial t} \right)_g dz = \frac{1}{1+\alpha} \int_0^{z_m} \rho_C(z) K \left(1 - \frac{z}{z_m} \right)^b dz,$$

where $\rho_C(z)$ is the density of organic carbon in the soil, z is depth from soil surface, z_m is the depth of the bottom of active peat layer, α is the ratio of carbon transition to water solutions and to gases. The rates of CO₂ and CH₄ generation separately are calculated in peat layers above and under the ground water level. A technic of quantification of the model parameters on a basis of peat sampling and incubation experiments is developed. The following integrated characteristics of carbon budget can be calculated: (1) net exchange of carbon between the ecosystem and the atmosphere, (2) net exchange of carbon dioxide, (3) methane release, (4) net exchange of greenhouse gases in CO₂-equivalents, (5) leaching of carbon, (6) carbon sequestration due to peat accumulation. The suggested method is aimed to extend the direct field measurements of those characteristics.

Keywords: climate, swamps, greenhouse gases, monitoring, sampling of peat, soil carbon dynamic model, calculations of carbon budget characteristics.

Citation: Zinchenko A.V. 2017. Model of soil organic matter humification and mineralization and its application for calculation of peatland ecosystems carbon budget characteristics // Environmental dynamics and global climate change. V. 8. No. 2. P. 3-17.

Поступила в редакцию: 26.09.2016
Переработанный вариант: 25.07.2017