

MULTI-MODEL ENSEMBLE SUCCESSFULLY PREDICTED ATMOSPHERIC METHANE CONSUMPTION IN SOILS ACROSS THE COMPLEX LANDSCAPE

Glagolev M.V.^{1,2,3*}, Il'yasov D.V.³, Sabrekov A.F.³, Terentieva I.E.⁴, Karelin D.V.⁵

¹⁾Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

²⁾Институт лесоведения РАН, Успенское (Московской области), Россия

³⁾Югорский государственный университет, Ханты-Мансийск, Россия

⁴⁾University of Calgary, Calgary, Canada

⁵⁾Институт географии РАН, Москва, Россия

m_glagolev@mail.ru

Citation: Glagolev M.V., Il'yasov D.V., Sabrekov A.F., Terentieva I.E., Karelin D.V. 2023. Multi-model ensemble successfully predicted atmospheric methane consumption in soils across the complex landscape. *Environmental Dynamics and Global Climate Change*. 14(4): 209-236.

DOI: 10.18822/edgcc625761

Поглощение метана почвой, особенно в свете его возможного усиления к концу века, является существенной составляющей цикла метана (и цикла углерода вообще) и нуждается во всестороннем изучении. На основе 4 математических моделей реализован ансамблевый подход к математическому моделированию поглощения метана на примере почв различных объектов Курской области (пашни, леса и др.). Средняя (по всем объектам) относительная ошибка имитации составила 36%, а средний разброс экспериментальных данных – 26%. Проверка различных способов объединения результатов отдельных моделей в ансамбле (из числа тех способов, которые могут быть выполнены априори – без подбора каких-либо параметров по экспериментальным данным) показала, что наилучшие результаты (по критерию несовпадения Тейла) демонстрируют простейшие операторы: полусумма крайних членов и среднее арифметическое. К сожалению, построенный ансамбль дает очень большой доверительный интервал прогноза (в среднем $\pm 78\%$ при 90%-ной вероятности). Мы предполагаем, что к уменьшению этого интервала может привести увеличение количества моделей в ансамбле.

Ключевые слова: поглощение метана почвой, ансамбль моделей, коэффициент несовпадения Тейла.

Methane consumption by soils is a crucial component of the CH_4 and carbon cycle. It is essential to thoroughly investigate CH_4 uptake by soils, particularly considering its anticipated increase by the end of the century [Zhuang et al., 2013]. Numerous mathematical models, both empirical and detailed biogeochemical [Glagolev et al., 2023], have been developed to quantify methane consumption by soils from the atmosphere. These models are instrumental in handling spatio-temporal variability and can offer reliable estimates of regional and global methane consumption by soils. Furthermore, they enhance our comprehension of the physical and biological processes that influence methanotrophy intensity. Consequently, we can forecast the response of CH_4 consumption by soil to global climate shifts [Murguía-Flores et al., 2018], especially since many models consider the effects of atmospheric CH_4 concentration changes on methanotrophy and ecosystem type [Zhuang et al., 2013].

In addition to the utilization of individual models, such as those cited by [Hagedorn et al., 2005; Glagolev et al., 2014; Ito et al., 2016; Silva et al., 2016], there has been extensive advancement in employing multiple models in an ensemble format. This approach aims to integrate as much a priori information as feasible [Lapko, 2002]. Throughout the 20th century, the concept of ensemble modeling evolved from merely drawing conclusions based on multiple independent experts (F. Sanders, 1963) to structured ensemble mathematical modeling [Hagedorn et al., 2005]. In this context, the term "ensemble" consistently refers to a collection containing more than one model.

Complexities in describing the physiology and biochemistry of methanotrophic bacteria in natural environments [Bedard, Knowles, 1989; Hanson, Hanson, 1996; Belova et al., 2013; Oshkin et al., 2014] make it difficult to develop accurate biological models and determine their specific biokinetic parameters [Curry, 2007]. At the same time, broader and often empirical models, such as those by [Potter et al., 1996; Ridgwell et al., 1999; Curry, 2007; Murguía-Flores et al., 2018], demonstrate reasonable estimates of global methane consumption. Employing model ensembles could enhance accuracy, not just in global and large-scale modeling, but also at the granular level of local study sites. Nonetheless, ensemble modeling doesn't always ensure optimal outcomes, as all models within an ensemble might overlook a biological process or effect that significantly influences the dynamics of a real ecosystem [Ito et al., 2016]. For instance, no model considered anaerobic methane oxidation until this process was empirically identified [Xu et al., 2015]. Therefore, it's crucial to validate the realism of an ensemble against specific in situ data for every application. This study aimed to develop an ensemble model describing methane consumption by soils and to test its efficacy on a randomly selected study site.

In our research, we closely examined and replicated the algorithms of four soil methane consumption models: the modification by Glagolev, Filippov [2011] of Dörr et al. [1993], Curry's model [2007], the CH₄ consumption block from the DLEM model [Tian et al., 2010], and the MeMo model excluding autochthonous CH₄ sources [Murguía-Flores et al., 2018]. Using these, we developed an ensemble of four models. For experimental in situ data, we utilized field measurements from the Kursk region in Russia. Additionally, we introduced a method to average the ensemble model's prediction by assigning weight coefficients to each model. This approach acknowledges the idea that the total available information doubles every few years. Thus, newer models were given higher weights, while older ones received lower weights.

The model ensemble effectively predicted CH₄ consumption based on in situ measurements, albeit with a notably broad confidence interval for the predictions. Notably, there was minimal variance between the standard averaging of model predictions and weighted averaging. As anticipated, individual models underperformed compared to the ensemble. We computed the Theil inconsistency coefficient for various types of means, such as quadratic mean, cubic mean, and biquadratic mean, among others [Gini, Barbensi, 1958], both for ensemble modeling results and individual models. The ensemble predictions, when averaged using diverse methods, yielded Theil inconsistency coefficients ranging from 0.156 to 0.267. The most favorable outcome (0.156) was derived from the power mean with a power index of 0.7. However, the power mean presents a challenge as its power index isn't predetermined but chosen to best fit the experimental data. A similar limitation exists for the exponential mean. While the experimental data allows for the selection of a parameter yielding a Theil coefficient of 0.157, pre-determining this optimal value (1.3) is not feasible. Regarding other estimations that don't necessitate selecting optimal parameters, it was surprising to find that one of the best results (Theil's coefficient = 0.166) came from the half-sum of extreme terms. Surprisingly, the median provided a less satisfactory result, with a Theil's coefficient of 0.222.

The merit of the ensemble approach stems from P.D. Thompson's 1977 observation, which he stated assertively: "It is an indisputable fact that two or more inaccurate, but independent predictions of the same event can be combined in such a way that their "combined" forecast, on average, will be more accurate than any of these individual forecasts" [Hagedorn et al., 2005]. Examining our ensemble of models through this lens reveals a limitation, as the condition of independence isn't fully satisfied. The models by Dörr et al. [1993], Curry [2007], and MeMo [Murguía-Flores et al., 2018] share underlying similarities and can be seen as part of a cohesive cluster. Only DLEM, crafted on entirely distinct principles, stands apart from these models. To enhance the ensemble's robustness in future iterations, the inclusion of genuinely independent models, such as a modified version of MDM [Zhuang et al., 2013] and the model by Ridgwell et al. [1999], is recommended.

The ensemble, comprising four models and implemented without specific parameter adjustments, effectively captured methane consumption across diverse sites in the Kursk region, such as fields and forests. On average, the relative simulation error for all these sites was 36%, with the experimental data displaying a variation of 26%. Notably, while the variation is modest for this dataset, methane absorption measurements generally tend to fluctuate by several tens of percent [Crill, 1991, Fig. 1; Ambus, Robertson, 2006, Fig. 3; Kleptsova et al., 2010; Glagolev et al., 2012]. Considering this broader perspective, the simulation error achieved is indeed favorable.

Upon evaluating different methods for combining individual model results within the ensemble (specifically those methods that can be applied without prior parameter adjustments based on experimental data), it was found that the most straightforward operators yielded the best outcomes. This assessment was based on Theil's inequality coefficient criterion. Both the semi-sum of extreme terms and the arithmetic mean stood out in their performance. However, a significant drawback of the constructed ensemble is the extensive confidence interval for its predictions, averaging $\pm 78\%$ at a 90% probability level. We hypothesize that expanding the number of independent models within the ensemble could potentially narrow this interval.

Key words: methane uptake by soil, multi-model technique, Theil index.

Принятые сокращения и обозначения

УП – удельный поток (газа);

C07 – модель Curry [2007];

DG – модель Dörr et al. [1993] в модификации Glagolev, Filippov [2011];

R99 – модель Ridgwell et al. [1999].

a_1 [мкмоль·м⁻⁴], a_2 [с·м²·см⁻²·час⁻¹], a_3 [мг·мкмоль⁻¹] – пересчетные коэффициенты;

B – эмпирический «параметр формы» зависимости $r_{SM}(p)$;

b – индекс распределения размера пор ("pore size distribution index");

b_d [г/см³] – плотность абсолютно сухой почвы на глубине 5 см;

C_0 [ppmv] – концентрация CH₄ на границе почва/атмосфера (равна концентрации в атмосфере);

D [см²·с⁻¹] – коэффициент диффузии метана в почве;

D_{CH_4} [см²·с⁻¹] – коэффициент диффузии метана в атмосферном воздухе;

FLAG – признак того покрыта ли поверхность почвы льдом (FLAG = 1) или нет;

f – содержание песка в слое почвы 0-10 см (в долях единицы, т.е. %/100);

f_C – доля территории сельскохозяйственного использования (в долях единицы, т.е. %/100);

f_{clay} – содержание глины в слое почвы 0-10 см (в долях единицы, т.е. %/100);

f_1 – доля обводненной территории (в долях единицы, т.е. %/100);
 f_i [мг·м⁻²·час⁻¹] – удельный поток CH₄;
 G_{soil} – безразмерный множитель для учета влияния сложения почвы и ее влажности на диффузию;
 g_0 [м⁻²·с·мг·ррмв⁻¹·сут.⁻¹·см⁻¹],¹ g_1 [сут./час], g_2 [мг·сут./((час·гC))] – пересчетные коэффициенты;
 H [м] – толщина метанпоглощающего слоя;
 I_{ecos} – код типа экосистемы;
 I_{inib} [%·мольN⁻¹] – степень ингибирования метанотрофии;²
 K_m (ррмв) – константа полунасыщения для процесса микробиологического окисления CH₄;
 k [с⁻¹] – константа скорости реакции 1-го порядка (окисления CH₄);
 k_0 [с⁻¹] – «базовая» константа скорости реакции 1-го порядка (окисления CH₄);
 k_{ecos} [с⁻¹] – массив «базовых» констант скорости реакции 1-го порядка (окисления CH₄) для разных экосистем;
 k_{T2} – коэффициент несовпадения Тейла (второй);
 N_{fert} и N_{dep} [мгN·м⁻²·мес⁻¹] – поступление азота с удобрениями и из всех остальных антропогенных источников;
 P [м³Пор/м³Почвы] – общая порозность в слое почвы 0-10 см;
 p [МПа] – абсолютное значение потенциала влаги в слое почвы 0-10 см;
 P_{air} [м³Воздуха/м³Почвы] – порозность аэрации в слое почвы 0-10 см;
 p_{sat} [МПа] – абсолютное значение потенциала влаги при насыщении водой;
 Q_{10} – температурный коэффициент (в законе Вант-Гоффа) для микробного окисления CH₄;
 q_i – весовой коэффициент вклада i -ой модели в среднее по ансамблю моделей;
 r_C – «индекс окультуренности»;
 r_N , r_{pH} , r_{SM} и r_T – функции влияния содержания азота, pH, влажности почвы и ее температуры на скорость окисления CH₄;
 r_W – «индекс заболоченности»;
 SOM [гC·м⁻²] – запасы органического вещества в почве;
 T [°C] – температура почвы в слое почвы 0-10 см;
 $V_{\text{air, oxid, max}}$ (гC·м⁻²·сут.⁻¹) – максимальный удельный поток поглощения метана почвой;
 $V_{\text{CH}_4\text{OxidairMax}}$ (гC·м⁻³·сут.⁻¹) – максимальная удельная скорость поглощения метана почвой;
 V_{Max} (гC·м⁻³·сут.⁻¹) – массив максимальных удельных скоростей поглощения метана почвой для разных экосистем;
 w [м³H₂O/м³Почвы] – объемная влажность почвы в слое почвы 0-10 см (только H₂O в жидкой форме);
 w_{50} [м³H₂O/м³Почвы] – объемная влажность почвы в слое почвы 0-50 см;
 w_{fc} [м³H₂O/м³Почвы] – объемная влажность почвы при полевой влагоемкости;
 w_{ice} [м³Льда/м³Почвы] – объемная «льдистость» почвы в слое почвы 0-10 см;
 w_{sat} [м³H₂O/м³Почвы] – объемная влажность почвы при полной влагоемкости.

Десять «нельзя» в связи с математическим моделированием: ...6. Нельзя ограничивать себя единственной моделью. Для понимания различных аспектов одного и того же явления могут быть полезны несколько моделей.

Голомб³

ВВЕДЕНИЕ

Интенсивность поглощения почвами метана из атмосферы в течение XX-го века возросла с 18 Мт/год в первом десятилетии до 32-36 Мт/год в 90-х годах (а по некоторым оценкам еще больше – до 51 Мт/год), и к концу XXI-го века может составить от 45 до 140 Мт/год. Учитывая, что усиление поглощения CH₄ на 1 Мт/год вызывает снижение его концентрации в атмосфере примерно на 0.26 ppb⁴ [Zhuang et al., 2013], становится ясно значение возможных изменений в масштабах почвенного поглощения метана. Кроме того, поглощение почвой CH₄, особенно в свете его возможного усиления к концу века, является существенной составляющей цикла метана (и цикла углерода вообще) и уже потому нуждается во всестороннем изучении.

Поглощение метана происходит в результате процесса биологического окисления метанотрофами [Whalen, Reeburgh, 1990; Bender, Conrad, 1994]. Активность метанпотребляющих микробов (и, соответственно, потенциальная скорость окисления CH₄) определяется множеством внешних факторов, таких как температура и влажность почвы, содержание в ней органического

¹ В [Curry, 2007, p. 4] размерность для g_0 дана с вопиющими ошибками, но они исправлены в [Curry, 2009, p. 2356].

² В [Murguia-Flores et al., 2018, p. 2018] приведена именно такая размерность для I_{inib} , но, скорее всего, имеются в виду не проценты, а доли единицы.

³ Цитируется по [Bloch, 2003, p. 230].

⁴ Это – данные для той концентрации метана в атмосфере и той мощности формирующих ее источников и стоков, которая была в период 1998-2004 гг. [Zhuang et al., 2013].

вещества, азота и др. [Ridgwell et al., 1999; Murguia-Flores et al., 2018]. Но обычные полевые методы измерения поглощения (окисления) метана почвами [Andersen et al., 1998; Glagolev et al., 2000; Nozhevnikova et al., 2003; Davydov et al., 2021] позволяют, к сожалению, оценить поток на очень ограниченной площади (в ландшафтно-географическом смысле это, так сказать, «точечные методы»). А «распределенные» микрометеорологические методы, включая метод обратной задачи⁵ [Hein et al., 1997; Foken, 2008; Glagolev, 2010; Terent'eva et al., 2017], в отличие от измерения **выделения** метана, для измерения **поглощения** CH₄ практически не применяются. Это объясняется тем, что требования к точности измерительных приборов в последнем случае оказываются настолько высоки, что находятся, фактически, на границе возможностей современных технологий, а это выражается в чрезвычайно высокой стоимости и относительно большой погрешности измерений.

С другой стороны, для количественного учета поглощения атмосферного метана почвами был разработан целый ряд математических моделей [Zhuang et al., 2013; Murguia-Flores et al., 2018] – как эмпирических, так и детальных биогеохимических (обзор тех и других дан в [Glagolev et al., 2023]). В них метанотрофия рассматривается как аэробный процесс, происходящий в той части почвенного профиля, которая не насыщена водой; т.е. предполагается, что поглощение метана прекращается, если влажность возрастает до некоторого критического максимального значения. Однако то же самое происходит и если она падает до критического минимального значения [Zhuang et al., 2013].

Именно математические модели, являющиеся эффективным инструментом для работы с пространственно-временной неоднородностью, способны дать обоснованные оценки регионального и глобального поглощения метана почвами. Кроме того, многие из них позволяют улучшить наше понимание физических и биологических процессов, определяющих интенсивность почвенной метанотрофии. Вследствие этого оказывается возможным предсказать отклик поглощения CH₄ почвой на глобальные изменения климата [Murguia-Flores et al., 2018], тем более, что во многих моделях учитывается (кроме перечисленных выше факторов внешней среды) влияние на метанотрофию изменений атмосферной концентрации CH₄, а также типов ландшафта и землепользования [Zhuang et al., 2013]. Однако наряду с использованием индивидуальных моделей в литературе (см., например, [Hagedorn et al., 2005; Glagolev et al., 2014; Ito et al., 2016; Silva et al., 2016]) настойчиво обсуждается и разрабатывается идея о совместном использовании моделей в коллективе – как средства наиболее полного учета априорной информации [Lapko, 2002, p. 5].

Еще в 1960-х гг. было показано (для кратко- и среднесрочных прогнозов погоды), что весьма полезным оказывается комбинирование прогнозов нескольких различных прогнозистов. В частности, F. Sanders в 1963 г., проанализировав прогнозы, сделанные несколькими прогнозистами, показал, что усредненный прогноз оказывается более вероятным, чем индивидуальные прогнозы наиболее квалифицированных прогнозистов. За следующую четверть века его выводы были не только подтверждены другими исследователями, но в 1986-1987 гг., развивая эту концепцию, R.T. Clemen, K. Fraedrich, L.M. Leslie, A.H. Murphy перешли от субъективных прогнозов, вырабатываемых **несколькими прогнозистами**, к объективной системе, генерирующей прогноз с использованием **нескольких моделей** («коллектива» или «ансамбля» моделей) [Hagedorn et al., 2005]. Коллектив моделей, например, с позиций средневзвешенного преобразования либо оценивания областей их компетенции аккумулирует преимущества решающих правил, составляющих этот коллектив [Lapko, 2002]. Характеристики неопределенности динамики экосистемы, рассчитанные при помощи такого ансамбля моделей, обычно оказываются меньше, нежели полученные при помощи какой-либо отдельной модели [Ito et al., 2016].

Погрешности решения любой задачи обуславливается несколькими причинами, среди которых обычно на первое место ставят то, что математическое описание задачи является неточным. х погрешность, порождаемую этой причиной, подразделяют на две части: *погрешность математической модели* и *неустранимую погрешность*, являющихся следствиями, соответственно, (i) неадекватности математического описания задачи реальности и (ii) неточности задания числовых данных, входящих в математическое описание задачи [Bakhvalov et al., 1987, p. 17]. Использование ансамбля направлено лишь на первый из этих двух источников погрешностей. Второй источник может быть выявлен при многократных расчетах с разными начальными условиями [Hagedorn et al., 2005]. Понятно, что при этом может использоваться как коллектив моделей, так и одна модель.

⁵ В англоязычной литературе используется термин: 'inverse modelling'. Поэтому и в русском языке появилась «калька» с него: «обратное моделирование» (несмотря на существование относительно устоявшегося термина «метод обратной задачи»).

Причем при многократных расчетах по одной модели с разными начальными условиями, к сожалению, все равно используют термин “ensemble prediction” и аналогичные⁶. Чтобы избежать этой путаницы, мы в *данной работе под «коллективом» или «ансамблем» будем всегда понимать только набор, содержащий более одной модели.*

Из-за неопределенностей, сопровождающих точное описание физиологии и биохимии разнообразных метаноокисляющих микробов, действующих в природных средах [Bedard, Knowles, 1989; Hanson, Hanson, 1996; Belova et al., 2013; Oshkin et al., 2014], биологически обоснованные модели довольно трудно сформулировать [Curry, 2007]. А даже если такие формулировки удастся дать (см., например, [Grant, 1999; Xu et al., 2015; Sabrekov et al., 2016; Oh et al., 2020]), то проблема корректной идентификации численных значений биокинетических параметров обычно является неразрешимой при том качестве и количестве данных, которые обычно удастся собрать в соответствующих экспериментах. С другой стороны, более грубые, в значительной степени эмпирические модели (например, [Potter et al., 1996; Ridgwell et al., 1999; Curry, 2007; Murguía-Flores et al., 2018]) демонстрируют разумные оценки суммарного потребления метана почвами планеты, вполне соответствующие как полученным при помощи простейших инвентаризаций (см. [Born et al., 1990; Dörr et al., 1993; Dutaur and Verchot, 2007]), так и с использованием принципиально другого подхода, основанного на решении обратной задачи [Hein et al., 1997]. Конечно, здесь вполне возможна ситуация, когда завышение потока в одних географических точках компенсируется его занижением в других, в результате чего глобальная оценка или оценка для крупного региона окажется правильной, тогда как в конкретной географической точке модельная оценка может весьма далеко отклоняться от результатов измерений [Glagolev et al., 2023]. Однако мы предполагаем, что использование ансамбля моделей может улучшить ситуацию не только в случае глобального или крупно-регионального моделирования, но и в масштабе отдельного исследовательского полигона.

Конечно, ансамблевый подход не может *гарантировать* хороший результат, хотя бы потому, что все модели ансамбля могут не учитывать какой-либо важный биологический процесс или эффект, в значительной степени определяющий динамику реальной экосистемы [Ito et al., 2016]. Например, ни одна модель не учитывала анаэробное окисление метана [Xu et al., 2015], пока этот процесс не был обнаружен экспериментально. Поэтому необходимо проверять эффективность (реалистичность) ансамблевого подхода на конкретных экспериментальных данных в каждой новой области применения. Целью настоящей работы явилось создание ансамбля моделей, описывающих поглощение метана почвой, и проверка эффективности его работы для произвольно выбранного исследовательского полигона.

МЕТОДЫ

Ансамбль математических моделей

Использовался ансамбль, состоящий из четырех моделей поглощения метана почвой:

- Модель Dörr et al. [1993] в модификации Glagolev, Filippov [2011];
- Модель Curry [2007];
- Схема расчета потребления атмосферного CH₄ в «метановом» блоке модели DLEM [Tian et al., 2010];
- Модель MeMo без автохтонных источников CH₄ [Murguía-Flores et al., 2018].

Подробные алгоритмы этих моделей (в тех версиях, которые были реализованы нами) и комментарии к ним приведены ниже в Приложении 3.

Простейшая форма использования ансамбля моделей подразумевает формирование результирующего прогноза на основе усреднения с одинаковыми весами прогнозов всех моделей, входящих в ансамбль. Однако предлагались и более сложные методы оптимального комбинирования прогнозов индивидуальных моделей [Hagedorn et al., 2005]. Сведение информации от ряда индивидуальных моделей в один «ансамблевый» прогноз в большинстве случаев (если не во всех)

⁶ В англоязычной литературе (см., например, [Hagedorn et al., 2005, p. 220]) когда под “ensemble technique” понимают расчеты по одной модели с разными начальными условиями, тогда при работе с набором моделей может использоваться термин “multi-model technique”, а вычисления, осуществляемые при помощи набора моделей, каждая из которых, к тому же, запускается со множеством начальных условий – это “multi-model ensemble concept”. В русскоязычной литературе наряду с термином «ансамбль моделей» используется также и «коллектив моделей» – см., например, [Lapko, 2002].

формально может быть представлено в виде того или иного усреднения с весами. Некоторые стандартные процедуры взвешенного осреднения при работе с ансамблем моделей подробно описаны, например, в [Claeskens, Hjort, 2008]. В данной работе мы использовали следующие способы комбинирования результатов предсказаний индивидуальных моделей: медиану, полусумму крайних членов и различные средние (арифметическое, квадратическое, кубическое, биквадратическое, степенное, антигармоническое, экспоненциальное – см. формулы в [Gini, Barbensi, 1958]).

Кроме того, был проверен и один из малоизвестных вариантов, который, на наш взгляд, мог оказаться полезным при объединении результатов моделей, сильно *различающихся временем своего создания* и потому – в значительной мере той информацией для идентификации параметров, которая оказалась доступной авторам этих моделей. В середине 90-х гг. XX-го в. на семинаре в Институте микробиологии РАН была организована интересная дискуссия о принципах объединения разнородных данных полевых измерений (материалы которой, к сожалению, не были опубликованы). В результате этой дискуссии было выработано очевидное предложение: различные данные следует включать в суммарную оценку не равноправно, а с некоторыми весовыми коэффициентами. Был предложен целый ряд принципов вычисления таких коэффициентов, в частности, предполагалось, что более новые измерения должны иметь более высокие весовые коэффициенты (далее это положение мы будем называть «принципом ПЗДАГ»⁷).

Простейшая реализация этого принципа предполагает, что информация удваивается каждые несколько лет, поэтому весовой коэффициент будет иметь экспоненциальный вид: $q_i = \alpha \cdot \exp(\beta \cdot [t_i - t_1])$, где t_i – год создания (опубликования)⁸ i -ой модели. Параметр α определяется из условия нормировки: $\sum q_i = 1$. В базовом варианте ПЗДАГ принималось, что информация удваивается за 10 лет, следовательно, $\beta = 0.1 \cdot \ln(2)$. Однако понятно, что интенсивность накопления информации может варьировать от отрасли к отрасли, поэтому, вообще говоря, для получения оптимальных весов невозможно задать наилучшее значение β априори – его следует подбирать по экспериментальным данным (что, на наш взгляд, несколько обесценивает принцип ПЗДАГ).

Входные данные для моделирования

В соответствии с перечисленными выше моделями были проведены расчеты для условий на ряде объектов Курской области (5-10 июля 2022 г.) – см. табл. 1. Кроме информации, приведенной в указанной таблице, для корректной работы ансамбля моделей требовалось еще несколько параметров, которые были неизменны во всех случаях: $f_1 = 0$ (в точке измерений заболачивание не наблюдается), $FLAG = 0$ и $w_{ice} = 0$ м³Льда/м³Почвы (льда нет ни на поверхности ни в почве), $SOM > 10$ гС·м⁻². Поскольку настоящая работа сфокусирована исключительно на моделировании, мы подробно не рассматриваем сейчас использованные стандартные методики проведения полевых и лабораторных анализов – этому будет посвящена отдельная статья.

Измерение скорости поглощения метана почвой

Определение величин удельных потоков метана проводилось непосредственно в полевых условиях статическим камерным методом. Использовались светонепроницаемые камеры объемом около 2 л с площадью основания 100 см². Места установки выбирались случайным образом; повторность в каждом биотопе составляла от 3 до 5.

⁷ Мы считаем наиболее правильным назвать этот принцип по первым буквам фамилий всех наиболее активных участников дискуссии: принцип Паникова-Зеленева-Дорофеева-Арзуманян-Глаголева. Вообще вся дискуссия развернулась после блестящего доклада выдающегося отечественного ученого В.В. Зеленева, в котором он поставил вопрос о необходимости весовых коэффициентов для учета длительности измерений, их качества и т.п. Кажется, предложение о необходимости уменьшения вклада более «древних» работ озвучил Н.С. Паников, а конкретную формулу для соответствующего весового коэффициента (учитывающую экспоненциальное накопление знаний с течением времени) дал М.В. Глаголев. Очевидно, что значение этого весового коэффициента шире, чем представляли себе его авторы – он может быть использован не только при объединении данных полевых измерений, но и результатов, выдаваемых отдельными математическими моделями ансамбля. С другой стороны, столь же очевидно, что такой подход применим не для всех типов данных, и *гарантировать* улучшение результатов при его использовании нельзя.

⁸ По-видимому, более правильным было бы учитывать в весовом коэффициенте *год создания модели* – ведь авторы могли использовать информацию лишь до этого года включительно. Но понятно, что, с одной стороны, год публикации устанавливается гораздо проще (и однозначно!), а с другой – в большинстве случаев он будет, вероятно, весьма близок к году создания.

Таблица 1. Входные данные для моделирования^{а)}.

C_0 , ppb ν	T , °C	f_c	w	I_{ecos}	pH	w_{fc}	P	b_{ds} , г/см ³	$N_{fert} + N_{dep}$, мгN/м ² /мес	f	f_{clay}	w_{50}	№
2.01	20.2	0	0.1286	2	6.75	0.2994	0.570	0.82	0	0.11	0.2846	0.235	1
1.93	20.2	0	0.1286	2	6.75	0.2994	0.570	0.82	0	0.11	0.2846	0.235	2
1.92	18.9	0	0.1054	2	7.05	0.2081	0.567	0.9	0	0.0647	0.2993	0.1695 ^{б)}	3
1.91	18.9	0	0.1054	2	7.05	0.2081	0.567	0.9	0	0.0647	0.2993	0.1695 ^{б)}	4
1.93	28.6	1	0.1222	16	6.76	0.4262	0.475	1.091	1091	0.0543	0.3014	0.1965 ^{б)}	5
1.93	28.6	1	0.1222	16	6.76	0.4262	0.475	1.091	1091	0.0543	0.3014	0.1965 ^{б)}	6
1.86	19.9	0	0.1401	12	6.59	0.3397	0.557	1.063	0	0.0739	0.285	0.2095	7
1.93	19.9	0	0.1401	12	6.59	0.3397	0.557	1.063	0	0.0739	0.285	0.2095	8
1.90	20.0	0	0.15	12	6.59	0.3397	0.557	1.063	0	0.0739	0.285	0.2095	9
1.90	26.82	0	0.1109	12	7.79	0.3543	0.48 ^{б)}	1.11	0	0.0724 ^{б)}	0.2905 ^{б)}	0.1784 ^{б)}	10
1.89	26.82	0	0.1109	12	7.79	0.3543	0.48 ^{б)}	1.11	0	0.0724 ^{б)}	0.2905 ^{б)}	0.1784 ^{б)}	11
1.95	20.94	1	0.1674	16	6.54	0.3752 ^{б)}	0.533	1.086	982	0.0456 ^{б)}	0.2996 ^{б)}	0.2692 ^{б)}	12
1.97	20.94	1	0.1674	16	6.54	0.3752 ^{б)}	0.533	1.086	982	0.0456 ^{б)}	0.2996 ^{б)}	0.2692 ^{б)}	13
1.91	25.94	1	0.1284	16	6.41	0.3242	0.417	1.158	510	0.0370	0.2978	0.2065 ^{б)}	14
1.93	25.94	1	0.1284	16	6.41	0.3242	0.417	1.158	510	0.0370	0.2978	0.2065 ^{б)}	15
1.85	21.55	0	0.1895	2	7.46	0.3279	0.560	0.8	0	0.1208	0.2682	0.3048 ^{б)}	16
1.92	21.55	0	0.1895	2	7.46	0.3279	0.560	0.8	0	0.1208	0.2682	0.3048 ^{б)}	17

Примечания:

^{а)} b_d – плотность абсолютно сухой почвы на глубине 5 см,

C_0 – концентрация CH_4 на границе почва/атмосфера (равна концентрации в атмосфере),

f – содержание песка в слое почвы 0-10 см (в долях единицы),

f_c – доля территории сельскохозяйственного использования (в долях единицы),

f_{clay} – содержание глины в слое почвы 0-10 см (в долях единицы),

I_{ecos} – код типа экосистемы,

N_{fert} и N_{dep} – поступление азота, соответственно, с удобрениями и из всех остальных антропогенных источников,

P – общая порозность в слое почвы 0-10 см,

T – температура почвы в слое почвы 0-10 см,

w – объемная влажность почвы в слое почвы 0-10 см (только H_2O в жидкой форме),

w_{fc} – объемная влажность почвы при полевой влагоемкости,

w_{50} – объемная влажность почвы в слое почвы 0-50 см,

№: 1 и 2 – 150-летний дубовый лес на типичном черноземе, 3 и 4 – 90-летний кленово-дубовый лес на типичном черноземе, 5 и 6 – многолетняя пашня (кукуруза) на черноземе агрогенном деградированном, 7-9 – луговая лесостепь (многолетняя залежь) на типичном черноземе, 10 и 11 – молодая залежь (6 лет) на черноземе агрогенном деградированном, 12 и 13 – многолетняя пашня (озимая пшеница) на черноземе агрогенном деградированном, 14 и 15 – многолетняя пашня (подсолнечник) на черноземе агрогенном деградированном, 16 и 17 – 80-летний ясеневый лес (посадки) на типичном черноземе;

^{б)} результат экстраполяции (а не экспериментальных измерений);

^{в)} результат расчета (а не экспериментальных измерений).

Концентрация CH_4 в камере измерялась с помощью высокоточного портативного лазерного газоанализатора Picarro G4301 (США). Точность прибора составляет 1 ppb CH_4 , скорость обновления данных по концентрациям – 5-7 сек, что позволяло использовать небольшое время экспозиции – 5-10 мин в зависимости от величины потока (малые потоки требовали большего времени экспозиции для обеспечения необходимой точности). Минимизация времени экспозиции важна при оценке поглощения метана, т.к. позволяет избежать побочных эффектов, связанных, в частности, во-первых, с уменьшением скорости поглощения метана при значительном падении его концентрации и, во-вторых, с возможным возникновением (в солнечный день) существенной разницы температур в камере и вне ее при больших временах экспозиции.

Потоки рассчитывали по изменениям концентрации, температуры и атмосферного давления в данном объеме за период экспозиции по закону Менделеева-Клапейрона. Для расчетов использовали только линейную часть графиков изменения концентрации.

Сравнение расчетов по модели с экспериментальными данными

В качестве количественной меры совпадения опытных и имитированных значений использовали «коэффициент несовпадения» Тейла⁹, широко применяемого для характеристики адекватности математических моделей как в экологии (см., например, [Gil'manov, 1978, p. 47; Leonov, 1986, p. 60-62; Kazantsev et al., 2023]), так и в других отраслях науки (например, [Theil, 1961; Sarukhanov et al., 2010; Semenychev, Kozhukhova, 2013]):

$$k_{T2} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (F_i - f_i)^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n F_i^2} + \sqrt{\sum_{i=1}^n f_i^2}}. \quad (1)$$

В данном случае F_i и f_i – соответственно, наблюдаемые и рассчитанные по ансамблю моделей удельные потоки в i -ой экосистеме; n – общее число исследованных экосистем (в нашей работе $n = 8$, как это видно из Примечания «а» к табл. 1).

Коэффициент Тейла изменяется от 0 при полном совпадении до 1 при очень плохом совпадении данных опыта и имитированных данных. Однако трудность его практического использования (как, впрочем, и ряда других показателей, устанавливающих количественную меру расхождения результатов измерений и моделирования) состоит в том, что неясно, какое значение считать критическим, превышение которого свидетельствует о неадекватности модели [Gil'manov, 1978, p. 47]. Тут может быть несколько подходов. Достаточно «мягкий» вариант предусматривает видоизменение коэффициента Тейла таким образом, что в числителе (1) разность между экспериментальными и модельными данными для i -ой точки учитывается только в том случае, когда первые не попадают в доверительный интервал значений, генерируемых моделью (в противном случае указанная разность считается нулевой). Такой модифицированный коэффициент несовпадения будет нулевым, если все экспериментальные данные оказываются внутри доверительных интервалов модельных расчетов. Но в этом случае «полное совпадение» с данными эксперимента буду демонстрировать не только модели, которые действительно очень хорошо предсказывают его результаты, но и те, которые предсказывают как угодно плохо, но имеют достаточно широкий интервал неопределенности (что само по себе тоже плохо).

Другой подход предполагает сравнение коэффициента Тейла с его аналогом (который мы обозначим k_3), рассчитанным для экспериментальных данных. Если известно распределение вероятностей погрешностей экспериментальных данных, то k_3 может быть вычислен методом Монте-Карло (основы метода и его использование в различных задачах см., например, в [Buslenko et al., 1962; Yermakov, 1971; Zorin, Fedotkin, 2013]). При этом в (1) в качестве f_i берутся значения, полученные статистическим моделированием из F_i с использованием заданного закона распределения вероятностей. Если вероятностное распределение не известно, то не остается ничего другого, кроме как задать закон этого распределения, исходя из некоторой дополнительной информации. Значение k_3 характеризует «уровень шума» (погрешность, разброс) экспериментальных данных, и от модели нет смысла требовать, чтобы $k_{T2} < k_3$. В нашем случае представляется весьма правдоподобным, что скорости потребления CH_4 почвой, измеренные в течение относительно небольшого промежутка времени, должны иметь нормальное распределение. Исходя из этого постулата методом Монте-Карло и было рассчитано k_3 . Оно характеризовалось средним значением 0.091 и стандартным отклонением 0.043.

⁹ Чаше всего в отечественной литературе этот коэффициент называют именно так, хотя, строго говоря, это «второй коэффициент Тейла» [Semenychev, Kozhukhova, 2013], поскольку ранее Тейлом уже был введен другой коэффициент, несколько отличающийся от этого (в частности, он не имел верхнего предела) [Theil, 1955]. И хотя сам Н. Theil [1966, p. 36] просто «коэффициентом несовпадения» называл свой первый, а не второй коэффициент, мы далее везде под «коэффициентом несовпадения Тейла» (или просто «коэффициентом Тейла») будем подразумевать второй коэффициент Тейла, поскольку к такой терминологии привыкли отечественные читатели.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Основные результаты представлены на рис. 1 и в табл. 2. Во-первых, из рис. видно, что ансамбль моделей достаточно хорошо предсказал результаты полевых измерений УП поглощения CH_4 , но нельзя не отметить весьма широкий доверительный интервал модельных предсказаний. Во-вторых, практически нет разницы между обычным усреднением результатов всех моделей ансамбля и усреднением с оптимальными весами, выбираемыми в соответствии с принципом ПЗДАГ. Заметим, однако, что последний подход приведен здесь лишь в иллюстративных целях, ибо он требует подбора параметра β по экспериментальным данным, а нашей целью было создание системы, которая предсказывала бы удельный поток априори – лишь по факторам внешней среды (без информации о реально измеренных потоках). При рекомендованном авторами принципа ПЗДАГ (априорном) значении $\beta = 0.0693$ коэффициент Тейла был чуть хуже – 0.170. В-третьих, из табл. 2 видно, что, как и ожидалось, каждая индивидуальная модель предсказывала результаты измерений УП CH_4 хуже, чем ансамбль.

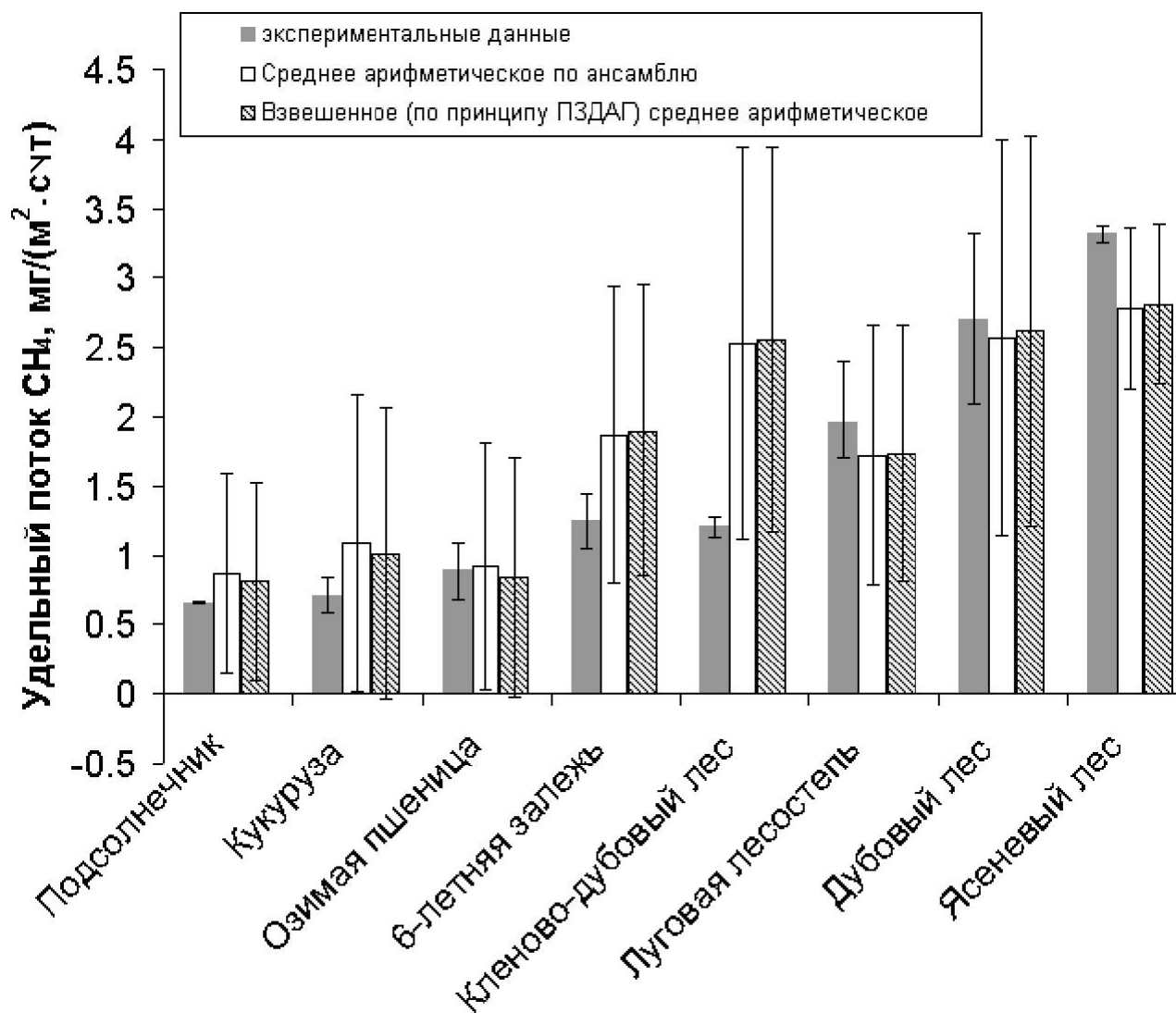


Рисунок 1. Измеренные и смоделированные удельные потоки поглощения метана почвами Курской области. Вертикальные отрезки в случае экспериментальных данных обозначают разброс от минимального до максимального значений, а для модельных расчетов – 90%-ный доверительный интервал.

Таблица 2. Сравнение эффективности индивидуальных моделей и ансамбля.

<i>Вариант расчета</i>	<i>Коэффициент Тейла</i>
Только по модели DG	0.315
Только по модели C07	0.580
Только по модели DLEM	0.231
Только по модели MeMo	0.263
Среднее арифметическое по ансамблю моделей	0.167
Полусумма крайних членов ансамбля	0.166
Взвешенное среднее арифметическое по ансамблю (при $\beta = 0.018$)	0.164

Учитывая, что возможны самые разные варианты усреднения, мы посчитали интересным проверить различные типы средних величин: средняя квадратическая, средняя кубическая, средняя биквадратическая и др. (см., например, [Gini, Barbensi, 1958]). Результаты работы ансамбля, усредненные различным образом, характеризовались коэффициентами несовпадения Тейла от 0.156 до 0.267. Наилучший результат (0.156) был получен для средней степенной (при показателе степени 0.7). К сожалению, как и в рассмотренном выше усреднении по принципу ПЗДАГ, степенная средняя неконструктивна в том смысле, что *оптимальный* показатель степени не может быть задан априори, а подбирается по критерию наилучшего описания экспериментальных данных моделью. Совершенно то же самое можно сказать и о средней экспоненциальной: по экспериментальным данным удается подобрать такое значение ее параметра, при котором коэффициент Тейла составляет 0.157, но *априори* оптимальное значение параметра (1.3) угадать невозможно. Если же говорить о «конструктивных» типах оценок (не требующих подбора каких-либо оптимальных параметров), то неожиданным фактом явилось то, что один из лучших результатов (коэффициент Тейла = 0.166) был получен для полусуммы крайних членов, тогда как медиана, против ожиданий, дала не слишком хороший результат: коэффициент Тейла оказался равным 0.222. Конечно, приведенный результат относится лишь к нашему конкретному исследованию и ни в коей мере не может претендовать на какую-то общность. Совершенно ясно, что то, какой способ объединения моделей в ансамбль окажется наилучшим в том или ином случае, должно зависеть и от поставленной задачи (т.е. от того, что нужно предсказать), и от конкретного набора моделей. Тем не менее, возможно, при анализе разных задач и моделей окажется, что чаще более успешным оказывается какой-то один тип усреднения. Но для этого необходимо «набрать статистику» по разным моделям, задачам и вариантам усреднений. Именно поэтому мы и сочли возможным сообщить тот совершенно частный результат (успешность использования среднего арифметического и полусуммы крайних членов), который получен в нашем конкретном случае.

ОБСУЖДЕНИЕ

При сравнении k_{T2} (табл. 2) с $k_3 = 0.091$ становится очевидно, что в нашем случае даже ансамблевый подход (не говоря уже об индивидуальных моделях) дает несколько большее значение коэффициента несовпадения, чем k_3 . Однако тут возникает некоторая неоднозначность, поскольку, будучи случайной величиной, «коэффициент Тейла» для экспериментальных данных имеет довольно широкий разброс. Его стандартное отклонение в нашем случае составляет около 0.043.

Идея преимущества ансамблевого подхода базируется на наблюдениях, которые еще в 1977 г. обобщил P.D. Thompson (в несколько максималистской форме): «неопровержимым фактом является то, что два или более неточных, но независимых предсказания одного и того же события могут быть некоторым образом скомбинированы так, что их “суммарный” прогноз, в среднем, окажется более точным, чем любой из этих индивидуальных прогнозов» [Hagedorn et al., 2005]. Здесь мы хотим обратить внимание на *требование независимости* индивидуальных прогнозов. С этой точки зрения использованный нами ансамбль моделей не может быть признан идеальным, поскольку требование независимости не выполняется. Действительно, MeMo (особенно в выбранной нами форме – без автохтонных источников CH_4) построена совершенно по тем же принципам, что и C07; параметризации для r_N , r_{SM} и r_T , формально различающиеся в этих моделях, в количественном плане оказываются очень близкими. Кажется, что чуть особняком стоит модель DG, но анализ показывает, что это – предельный случай моделей MeMo и C07 (при столь низкой активности микробов-

метанотрофов или столь интенсивной диффузии, что процессом, лимитирующим скорость поглощения метана почвой, является только диффузия). Таким образом, DG, C07 и MeMo образуют некий единый кластер, и лишь DLEM, построенная на совершенно иных принципах, является независимой от этих моделей. Для исправления данной ситуации следует в будущем встроить в ансамбль действительно независимые модели (причем в свете сказанного во Введении о экзистенциальных трудностях использования моделей, подробно описывающих микробиологические процессы, выбор оказывается не таким уж большим). Прежде всего мы считаем необходимым в будущих исследованиях обратить внимание на модифицированную версию MDM, описанную в [Zhuang et al., 2013] и на R99 [Ridgwell et al., 1999]. Последнее может показаться парадоксальным, ибо, как известно, C07 и MeMo создавались именно как развитие R99, т.е. уж она-то, казалось бы, никак не может быть независимой. Да, действительно, базисом всех трех указанных моделей является одно и то же уравнение – уравнение диффузии метана в пористой среде (почве), но, к счастью, решая его, Ridgwell et al. [1999] допустили вопиющую ошибку, поэтому окончательный вид модели R99 не имеет никакого отношения к правильному решению, составляющему суть C07 и MeMo. Таким образом, R99 следует рассматривать просто как набор некоторых эмпирических соотношений, для которых авторы смогли подобрать такие параметры, которые приводят ко вполне разумным оценкам скорости поглощения метана, но которые уже не связаны с идеями, лежащими в основе C07 и MeMo.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Построенный ансамбль из 4 моделей без какого-либо подбора параметров неплохо описал поглощение метана различными объектами Курской области (пашни, леса и др.) в июле 2022 г. Средняя (по всем объектам) относительная ошибка имитации составила 36%, а средний разброс экспериментальных данных – 26%. Впрочем, хотя конкретно для этих экспериментальных данных разброс оказался столь невелик, но, вообще говоря, при измерениях поглощения CH_4 он обычно составляет *многие* десятки процентов (см., например, [Crill, 1991, Fig. 1; Ambus, Robertson, 2006, Fig. 3; Kleptsova et al., 2010; Glagolev et al., 2012]), в связи с чем полученную погрешность имитации можно признать вполне удовлетворительной.

Проверка различных способов объединения результатов отдельных моделей в ансамбле (из числа тех способов, которые могут быть выполнены априори – без подбора каких-либо параметров по экспериментальным данным) показала, что наилучшие результаты (по критерию несовпадения Тейла) в данном конкретном случае демонстрируют простейшие операторы: полусумма крайних членов и среднее арифметическое.

К сожалению, построенный ансамбль дает очень большой доверительный интервал прогноза (в среднем $\pm 78\%$ при 90%-ной вероятности). Мы предполагаем, что к уменьшению этого интервала может привести увеличение количества моделей в ансамбле.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны проф. А.В. Смагину (МГУ им. М.В. Ломоносова) за чрезвычайно полезную консультацию по вопросам почвенной гидрологии и О.Э. Суховеевой (Институт географии РАН) за предоставленные данные об интенсивности поступления азота на моделируемых участках.

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № 121040800146-3 «Физические основы экологических функций почв: технологии мониторинга, прогноза и управления») и проекта Правительства Тюменской области в соответствии с программой Западно-Сибирского межрегионального научно-образовательного центра мирового уровня в рамках национального проекта «Наука».

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Финансовая поддержка в рамках реализации Важнейшего инновационного проекта государственного значения, направленного на создание единой национальной системы мониторинга климатически активных веществ, в соответствии с Распоряжением Правительства Российской Федерации от 2 сентября 2022 г. № 25-15р.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1: Методика определения наименьшей полевой влагоемкости

В экспедиционных условиях влагоемкость определяют после определения водопроницаемости почвы методом заливаемых площадей [Karpachevskiy et al., 2007, p. 172-174]. На поверхность почвы устанавливают рамы¹⁰ площадью около 2500 (внешняя) и $s = 625 \text{ см}^2$ (внутренняя) [Shein, 2007, p. 242]. Площадку увлажняют из расчета промачивания почвы [Vadyunina, Korchagina, 1973, p. 172]. Когда вся вода впитается в почву, рамы осторожно снимают. Смоченные площадки защищают от испарения, а также от промачивания в случае дождя: сначала закрывают клеенкой (от испарения), затем травой, соломой слоем около 20 см (от нагревания). И выдерживают до оттока гравитационной воды и установления капиллярного равновесия в промоченной толще. Чем тяжелее почва по гранулометрическому составу, тем больший срок требуется для этого. В практике приняты следующие интервалы: для почв песчаных и супесчаных – 12 ч, суглинистых – 24 ч, глинистых и тяжелосуглинистых – 48 ч. Пробы для определения объемной влажности почвы при полевой влагоемкости берут из стенки специально подготовленной траншеи или с помощью бура из скважины (в последнем случае берут пробы почвы сначала ножом на глубину 0-4 см и 5-10 см, затем буром кадье 10 см до глубины ниже границы промачивания на 30 см). И в том и в другом случае пробы берутся из средней части каждой малой рамы. Бур следует использовать с такой конструкцией заборной ложки, которая не деформировала бы почву. Это может быть трубчатый бур Качинского или бур Измаильского. Погружение бура должно быть без сильного нажима, чтобы не происходило отжатия воды из почвы. Взятые в поле пробы сырой почвы в лаборатории взвешивают, высушивают в сушильном шкафу при температуре 105 °С в течение не менее 10-12 ч с повторной сушкой 2 ч. Рассчитывают влажность, которая и соответствует наименьшей влагоемкости [Karpachevskiy et al., 2007, p. 172-173].

Подробнее остановимся на вопросе о том, сколько же нужно воды для промачивания почвы. Предварительно определяют влажность почвы в поле, удельный вес скелета и твердой фазы почвы или берут средние значения этих характеристик и вычисляют, сколько воды уже есть в почве и сколько ее нужно добавить, чтобы промочить почву на заданную глубину. Пример расчета:

Глубина (слой, h_i), см	Удельный вес скелета почвы (d_i)	Удельный вес твер- дой фазы почвы	Скважность (Φ_i), %	Влажность почвы		Влажность полного насыщения	
				%	мм	($W_i^{\%}$), %	(W_i), мм
0-10 (10)	1.0	2.50	60	10	10	60	60
10-20 (10)	1.0	2.50	60	15	15	60	60
20-30 (10)	1.1	2.50	56	20	22	51	56
30-40 (10)	1.2	2.55	56	20	24	47	56
40-50 (10)	1.3	2.60	50	20	26	38	50
0-50 (50)					$w = 97$		$W = 282$

Влажность в % от полного насыщения слоя $W_i^{\%} = \Phi_i/d_i$. Влажность полного насыщения в мм вычисляют по формуле $W_i = W_i^{\%} \cdot h_i \cdot d_i \cdot 10/100$ [Vadyunina, Korchagina, 1973, p. 150-151, 172-173]. Подставляя сюда выражение для $W_i^{\%}$, получаем: $W_i = \Phi_i \cdot h_i/10$ (если $[h_i] = \text{см}$, а $[\Phi_i] = \%$) для каждого i -го слоя. Для суммарного слоя будем иметь $W = \sum W_i$. Аналогично, влажность суммарного слоя $w = \sum w_i$, где w_i – влажность (мм) i -го слоя.

В рассматриваемом примере для полного насыщения слоя почвы 0-50 см требуется $W = 282$ мм воды. Ввиду того, что почва уже содержит $w = 97$ мм, для насыщения ее до полной влагоемкости (водоёмкости) нужно $282 - 97 = 185$ мм. Рассчитанное количество воды увеличивают в полтора раза, т.к. часть воды будет потеряна на растекание за пределы площадки [Vadyunina, Korchagina, 1973, p. 173]. Поэтому потребное количество воды (V , л) определяется выражением: $V = 1.5 \cdot 10^{-4} \cdot s \cdot (W - w)$, где s (см^2) – площадь основания внутренней рамы, $[W] = [w] = \text{мм}$. Подчеркнем, что коэффициент «1.5» вводится в формулу тогда, когда используют только одну раму.

¹⁰ Две рамы нужны для того, чтобы гарантировать линейный поток – предотвратить боковое растекание при фильтрации. Вода при проникновении в почву будет растекаться и в стороны от рамы, но только из внешней. Из внутренней рамы поток воды в почве будет линейным [Shein, 2007, p. 242]. Велико искушение использовать только внутреннюю раму (тогда, казалось бы, потребуется существенно меньше воды), но заглубить ее на всю глубину исследуемого слоя (например, на 30 см). Однако при этом есть опасность того, что вода будет быстрее двигаться вблизи стенок рамы. Впрочем, две рамы принципиально нужны только для определения водопроницаемости, а для измерения полевой влагоемкости, как будет видно из дальнейшего, можно использовать одну раму, даже и не заглубляя ее на всю толщину слоя. Но тогда в нее нужно залить в полтора раза больше воды, чем необходимо для полного насыщения почвы непосредственно под рамой.

Очевидно, что вышеприведенный расчет можно существенно упростить, поскольку в данном случае нам не нужно знать точное количество воды – речь идет лишь об очень грубой оценке. Прежде всего примем, что порозность, удельный вес скелета и влажность почвы постоянны по профилю, причем первая максимальна, а последние – минимальны (это даст максимальные значения W° и V).

Для расчета порозности необходимо знать удельный вес твердой фазы (ρ_s) и удельный вес скелета почвы (b_d): $\Phi = (1 - b_d/\rho_s) \cdot 100\%$ [Vadyunina, Korchagina, 1973, p. 111]. Минимальные значения b_d минеральных почв редко бывают ниже 0.8 г/см^3 [Shein, 2005, p. 14]. Величины ρ_s $2.60 \div 2.80 \text{ г/см}^3$ наиболее вероятны для всех почв [Shein, Pochatkova, 2007, p. 35]. Исходя из этого, мы примем для расчета: $b_d = 0.8 \text{ г/см}^3$, $\rho_s = 2.8 \text{ г/см}^3$. Тогда $\Phi = (1 - 0.8/2.8) \cdot 100\% \approx 71\%$, $W^{\circ} = 71/0.8 \approx 89\%$. Влажность полного насыщения (в мм) можно вычислить сразу для суммарного слоя (мощностью $H_{\Sigma} = \sum h_i$, поскольку теперь слои h_i не отличаются по своим свойствам): $W = \Phi \cdot H_{\Sigma} / 10 = 8.9 \cdot H_{\Sigma}$, где $[H_{\Sigma}] = \text{см}$. С чисто логической точки зрения, минимальное значение w – это 0 мм (поне в природе такое встретить, разумеется, практически, невозможно). Поскольку мы взяли для расчета экстремальные значения, то объем потребной воды уже получится с большим избытком, так что можно не завышать его в 1.5 раза, следовательно, окончательная формула имеет вид: $V = 8.9 \cdot 10^{-4} \cdot s \cdot H_{\Sigma}$, где s (см^2) – площадь основания рамы, H_{Σ} (см) – толщина промачиваемого слоя. Например, если нам надо напитать водой слой толщиной $H_{\Sigma} = 30 \text{ см}$ под рамой, площадь которой $s = 625 \text{ см}^2$, то $V = 8.9 \cdot 10^{-4} \cdot 625 \cdot 30 \approx 17 \text{ л}$.¹¹

ПРИЛОЖЕНИЕ 2: MATLAB-функция, реализующая ансамбль моделей

```
function fi=CH4_(bd,C0,FLAG,f,fC,f_cl,fI,Ieco,Nd,Nf,P,pH,SOM,Ts,w,w50,w_fc,w_ice);
%*****
% РАСЧЕТ ИНТЕНСИВНОСТИ ПОГЛОЩЕНИЯ CH4 ПОЧВОЙ ПРИ ПОМОЩИ АНСАМБЛЯ МОДЕЛЕЙ *
%*****
% ВХОДНЫЕ ПАРАМЕТРЫ: *
% bd [г/куб.см] – плотность абсолютно сухой почвы на глубине 5 см; *
% C0 [ppm] – [CH4] на границе почва/атмосфера (=концентрации в атмосфере); *
% FLAG – признак того покрыта поверхность почвы льдом (FLAG=1) или нет; *
% f – массовая доля песка в слое почвы 0-10 см; *
% fC – доля территории сельскохозяйственного использования; *
% f_cl – доля физической глины (частиц < 0.01 мм) в почве; *
% fI – доля обводненной территории (в долях единицы, т.е. %/100); *
% Ieco – код типа экосистемы (1 – "Tundra", 2 – "Boreal broad leaf deci- *
% duous forest", 3 – "Boreal needle leaf evergreen forest", 4 – "Tempera- *
% te broad leaf deciduous forest", 5 – "Temperate broad leaf evergreen *
% forest", 6 – "Temperate needle leaf deciduous forest", 7 – "Tropical *
% dry forest", 8 – "Tropical rain forest", 9 – "Temperate mixed forest", *
% 10 – "Deciduous shrub", 11 – "Evergreen shrub", 12 – "C3 grassland", *
% 13 – "C4 grassland", 14 – "Herbaceous wetland", 15 – "Woody wetland", *
% 16 – "Cropland", 17 – "Desert", 18 – "Urban", 19 – другие экосистемы); *
% Nf [мгN/кв.м/мес] – поступление N с удобрениями; *
% Nd [мгN/кв.м/мес] – поступление N из других антропогенных источников; *
% P [куб.мПор/куб.мПочвы] – общая порозность; *
% pH – pH верхнего слоя почвы; *
% SOM [гC/кв.м] – запасы органического вещества в почве; *
% Ts [°C] – температура почвы; *
% w [куб.мВоды/куб.мПочвы] – объемная влажность почвы (в слое 0-10 см); *
% w50 [куб.мВоды/куб.мПочвы] – объемная влажность почвы (в слое 0-50 см); *
% w_fc [куб.мВоды/куб.мПочвы] – наименьшая полевая влагоемкость; *
% w_ice [куб.мЛьда/куб.мПочвы] – объемная «льдистость» почвы. *
% *
% ВЫХОДНОЙ ПАРАМЕТР: fi [мг/час/кв.м] – удельный поток метана. *
%*****
% ПРИМЕР. Функция CH4, вызванная с параметрами bd=0.8; C0=1.92; FLAG=0; *
% f=0.1208; fC=0; f_cl=0.2682; fI=0; Ieco=2; Nd=0; Nf=0; P=0.56; pH=7.46; *
% SOM=30000; Ts=21.55; w=0.1895; w50=0.3048; w_fc=0.3279; w_ice=0; *
% выдаст следующий результат: fi=0.1000 0.0882 0.156 0.1259 0.1175 0.0354 *
```

¹¹ Впрочем, почвоведы 21-го века предлагают пойти по пути упрощения еще дальше и вообще не делать никаких расчетов, а просто «по окончании определения водопроницаемости, рамы несколько раз наполняют водой доверха» [Karpachevskiy et al., 2007, p. 172-174].

```

%*****
% ПРОГРАММИСТ: Глаголев М.В. 30/08/2023. (Версия 1.0)
%*****
NuMo = 4; %Количество моделей в ансамбле
fi(1) = Dorr(f_cl, P, Ts, w, w_ice);
fi(2) = Curry(C0, f, fC, f_cl, fI, P, Ts, w, w_ice);
fi(3) = Tian(C0, FLAG, Ieco, P, pH, SOM, Ts, w50, w_fc);
fi(4) = MeMo(bd, C0, f_cl, Ieco, Nd, Nf, P, Ts, w, w_ice);
fi(5) = mean(fi(1:NuMo)); %Среднее по всему ансамблю моделей
fi(6) = tinv(0.95,NuMo-1)*std(fi(1:NuMo))/NuMo^0.5; %Доверительный интервал

function [D,b] = CoefDiff(f_clay, P, Ts, w, w_ice);
%*****
% РАСЧЕТ КОЭФФИЦИЕНТА ДИФфуЗИИ МЕТАНА В ПОЧВЕ
%*****
% ВХОДНЫЕ ПАРАМЕТРЫ:
% f_clay - доля физической глины (частиц < 0.01 мм) в почве;
% P [куб.мПор/куб.мПочвы] - общая порозность;
% Ts [°C] - температура почвы;
% w [куб.мВоды/куб.мПочвы] - объемная влажность почвы;
% w_ice [куб.мЛьда/куб.мПочвы] - объемная «льдистость» почвы.
%
% ВЫХОДНЫЕ ПАРАМЕТРЫ:
% D [кв.см/с] - коэффициент диффузии метана в почве;
% b - индекс распределения размера пор.
%*****
% ЛИТЕРАТУРА: Curry C.L. 2007. Modeling the soil consumption of atmosphe-
% ric methane at the global scale. Global Biogeochemical Cycles, 21:
% GB4012.
%*****
DoCH4 = 0.196*(1+0.0055*Ts); b = 15.9*f_clay + 2.91; Pair = P - w - w_ice;
Gsoil = P^1.3333*(Pair/P)^(1.5+3/b); D = DoCH4*Gsoil;

function fi = Curry(C0, f, fC, f_clay, fI, P, Ts, w, w_ice);
%*****
% РАСЧЕТ ИНТЕНСИВНОСТИ ПОГЛОЩЕНИЯ CH4 ПОЧВОЙ ПО МОДЕЛИ Curry
%*****
% ВХОДНЫЕ ПАРАМЕТРЫ:
% C0 [ppm] - [CH4] на границе почва/атмосфера (=концентрации в атмосфере);
% f - массовая доля песка в слое почвы 0-10 см;
% fC - доля территории сельскохозяйственного использования;
% f_clay - доля физической глины (частиц < 0.01 мм) в почве;
% fI - доля обводненной территории (в долях единицы, т.е. %/100);
% P [куб.мПор/куб.мПочвы] - общая порозность;
% Ts [°C] - температура почвы;
% w [куб.мВоды/куб.мПочвы] - объемная влажность почвы;
% w_ice [куб.мЛьда/куб.мПочвы] - объемная «льдистость» почвы.
%
% ВЫХОДНОЙ ПАРАМЕТР: fi [мг/час/кв.м] - удельный поток метана.
%*****
% ЛИТЕРАТУРА: Curry C.L. 2007. Modeling the soil consumption of atmosphe-
% ric methane at the global scale. Global Biogeochemical Cycles, 21:
% GB4012.
%*****

%КОНСТАНТЫ
B = 0.8; % эмпирический «параметр формы» зависимости rSM(p);
g0 = 586.7; %[мг*с/(ppmv*см*сут.*кв.м)] пересчетный коэффициент;
g1 = 1/24; %[сут./час] пересчетный коэффициент;
k0 = 0.00005; %[1/с] «базовая» константа реакции окисления CH4

[D,b]=CoefDiff(f_clay,P,Ts,w,w_ice);
p_sat=10^(-2.12-1.31*f); %[МПа] Модуль потенциала влаги при насыщении почвы
p = p_sat*(w/P)^(-b); %[МПа] Модуль потенциала почвенной влаги

%Расчет фактора влияния температуры на скорость микробного окисления CH4:

```

```

if Ts<-10 | Ts>=43.3
    rT = 0;
elseif Ts<0
    rT = (0.1*Ts + 1)^2;
else rT = exp(0.0693*Ts - Ts^4*0.000000856);
end

%Расчет фактора влияния влажности почвы на микробное окисление CH4:
if p<0.2
    rSM = 1;
else rSM = (1 - (log10(p)+0.7)/2.7)^B;
end
if p>100
    rSM = 0;
end

k = k0*rT*rSM; %[1/с] Константа скорости реакции 1-го порядка окисления CH4
rC = 1 - 0.75*fC; % "Индекс окультуренности"
rW = 1 - fI; % "Индекс заболоченности"
fi = g0*g1*C0*rC*rW*(D*k)^0.5;

function fi = Dorr(f_clay, P, Ts, w, w_ice);
%*****
% РАСЧЕТ ПОГЛОЩЕНИЯ CH4 ПОЧВОЙ ПО МОДИФИЦИРОВАННОЙ ФОРМУЛЕ Dorr et al. *
%*****
% ВХОДНЫЕ ПАРАМЕТРЫ: *
% f_clay - массовая доля глины в слое почвы 0-10 см; *
% P [куб.мПор/куб.мПочвы] - общая порозность; *
% Ts [°C] - температура почвы; *
% w [куб.мВоды/куб.мПочвы] - объемная влажность почвы; *
% w_ice [куб.мЛьда/куб.мПочвы] - объемная «льдистость» почвы. *
% *
% ВЫХОДНОЙ ПАРАМЕТР: fi [мг/час/кв.м] - удельный поток метана. *
%*****
% ЛИТЕРАТУРА: Glagolev M.V., Filippov I.V. 2011. Inventory of soil methane*
% consumption. Environmental Dynamics and Global Climate Change, 2(2): *
% 3-22. *
%*****

%ПЕРЕСЧЕТНЫЕ КОЭФФИЦИЕНТЫ
a1 = 379; %[мкмоль/кв.м/кв.м]
a2 = 0.36; %[с*кв.м/кв.см/час]
a3 = 0.016; %[мг/мкмоль]

if Ts<0 fi=0; else [D,b]=CoefDiff(f_clay,P,Ts,w,w_ice); fi=a1*a2*a3*D; end

function fi = MeMo(bd, C0, f_clay, Iecos, Ndep, Nfert, P, Ts, w, w_ice);
%*****
% РАСЧЕТ ПОГЛОЩЕНИЯ CH4 ПОЧВОЙ ПО МОДЕЛИ MeMo (БЕЗ АВТОХТОННЫХ ИСТОЧНИКОВ)*
%*****
% ВХОДНЫЕ ПАРАМЕТРЫ: *
% bd [г/куб.см] - плотность абсолютно сухой почвы на глубине 5 см; *
% C0 [ppm] - [CH4] на границе почва/атмосфера (=концентрации в атмосфере); *
% f_clay - доля физической глины (частиц < 0.01 мм) в почве; *
% Iecos - код типа экосистемы (1 - "Tundra", 2 - "Boreal broad leaf deci- *
% duous forest", 3 - "Boreal needle leaf evergreen forest", 4 - "Tempera- *
% te broad leaf deciduous forest", 5 - "Temperate broad leaf evergreen *
% forest", 6 - "Temperate needle leaf deciduous forest", 7 - "Tropical *
% dry forest", 8 - "Tropical rain forest", 9 - "Temperate mixed forest", *
% 10 - "Deciduous shrub", 11 - "Evergreen shrub", 12 - "C3 grassland", *
% 13 - "C4 grassland", 14 - "Herbaceous wetland", 15 - "Woody wetland", *
% 16 - "Cropland", 17 - "Desert", 18 - "Urban", 19 - другие экосистемы); *
% Nfert [мгN/кв.м/мес] - поступление N с удобрениями; *
% Ndep [мгN/кв.м/мес] - поступление N из других антропогенных источников; *
% P [куб.мПор/куб.мПочвы] - общая порозность; *

```

```

% Ts [°C] - температура почвы; *
% w [куб.мВоды/куб.мПочвы] - объемная влажность почвы (в слое 0-10 см); *
% w_ice [куб.мЛьда/куб.мПочвы] - объемная «льдистость» почвы. *
% *
% ВЫХОДНОЙ ПАРАМЕТР: fi [мг/час/кв.м] - удельный поток метана. *
%*****
% ЛИТЕРАТУРА: Murguia-Flores F., Arndt S., Ganesan A.L., Murray-Tortarolo *
% G.N., Hornibrook E.R.C. 2018. Soil Methanotrophy Model (MeMo v1.0): a *
% process-based model to quantify global uptake of atmospheric methane *
% by soil. Geoscientific Model Development, 11: 2009-2032. *
%*****

%КОНСТАНТЫ
An = 0.4765; %[?] пересчетный коэффициент
g0 = 586.7; %[мг*с/(ррмв*см*сут.*кв.м)] пересчетный коэффициент
g1 = 1/24; %[сут./час] пересчетный коэффициент
Inib = 0.33; %[1/мольN] степень ингибирования метанотрофии
k_ecos = [5 5 5 4 4 4 1.6 1.6 4 5 5 3.6 3.6 5 5 5 5 5]/100000;
ln02 = -1.609; %ln(0.2)
ln500 = 6.125; %ln(500)

[D,b]=CoefDiff(f_clay,P,Ts,w,w_ice); % Вычисление коэффициента диффузии

%Расчет фактора влияния температуры на скорость микробного окисления CH4:
if Ts<0
    rT = 1/exp(-Ts);
else rT = exp(0.1515 + 0.05238*Ts - Ts^4*0.000000594);
end

%Расчет фактора влияния влажности почвы на микробное окисление CH4:
if w<=0.0001
    rSM = 0;
elseif w<=0.2
    rSM = (1-(log(0.01/w)-ln02)/ln500)^0.8/1.18;
else rSM = exp(-12.5*(w-0.2)^2);
end

%Расчет фактора влияния антропогенного азота на микробное окисление CH4:
rNH = (Ndep+Nfert)/bd/5; rN = 1 - rNH*Inib*An;
if rN<0
    rN = 0;
end

%Расчет константы скорости окисления CH4 и удельного потока:
k0 = k_ecos(Iecos); %[1/с] «базовая» константа скорости окисления CH4;
k = k0*rT*rSM*rN; %[1/с] константа скорости окисления CH4;
fi = g0*g1*C0*(D*k)^0.5;

function fi = Tian(C0, FLAG, Iecos, P, pH, SOM, T, w50, w_fc);
%*****
% РАСЧЕТ ИНТЕНСИВНОСТИ ПОГЛОЩЕНИЯ CH4 ПОЧВОЙ ПО БЛОКУ МОДЕЛИ DLEM *
%*****
% ВХОДНЫЕ ПАРАМЕТРЫ: *
% C0 [ppm] - [CH4] на границе почва/атмосфера (=концентрации в атмосфере); *
% FLAG - признак того покрыта поверхность почвы льдом (FLAG=1) или нет; *
% Iecos - код типа экосистемы (1 - "Tundra", 2 - "Boreal broad leaf deci- *
% duous forest", 3 - "Boreal needle leaf evergreen forest", 4 - "Tempera- *
% te broad leaf deciduous forest", 5 - "Temperate broad leaf evergreen *
% forest", 6 - "Temperate needle leaf deciduous forest", 7 - "Tropical *
% dry forest", 8 - "Tropical rain forest", 9 - "Temperate mixed forest", *
% 10 - "Deciduous shrub", 11 - "Evergreen shrub", 12 - "C3 grassland", *
% 13 - "C4 grassland", 14 - "Herbaceous wetland", 15 - "Woody wetland", *
% 16 - "Cropland", 17 - "Desert", 18 - "Urban", 19 - другие экосистемы); *
% P [куб.мПор/куб.мПочвы] - общая порозность; *
% pH - pH верхнего слоя почвы; *
% SOM [гC/кв.м] - запасы органического вещества в почве; *

```



```

% T [°C] - температура почвы; *
% w50 [куб.мВоды/куб.мПочвы] - объемная влажность почвы (в слое 0-50 см); *
% w_fc [куб.мВоды/куб.мПочвы] - наименьшая полевая влагемкость; *
% *
% ВЫХОДНОЙ ПАРАМЕТР: fi [мг/час/кв.м] - удельный поток метана. *
%*****
% ЛИТЕРАТУРА: Tian H., Xu X., Liu M., Ren W., Zhang C., Chen G., Lu C. *
% 2010. Spatial and temporal patterns of CH4 and N2O fluxes in terrest- *
% rial ecosystems of North America during 1979-2008: application of a *
% global biogeochemistry model. Biogeosciences, 7(9): 2673-2694. *
%*****

if SOM<10 | FLAG==1 % Если бочва бедна органикой ИЛИ покрыта льдом,
    fi=0; return % то считается, что она вообще не может поглощать
end % метан (удельный поток поглощения - нулевой).

%КОНСТАНТЫ
g2 = 500/9; %[мг*сут./ (час*гC)] пересчетный коэффициент
H = 0.5; %[м] толщина метанотрофного слоя
Km = 10; %[ppm] константа полунасыщения (по CH4) для окисления
Q10 = 2.5; % параметр Вант-Гоффа (для процесса окисления CH4)
w_sat = P; %[куб.мВоды/куб.мПочвы] объемная влажность почвы при насыщении

%Расчет максимального потока CH4 в почве под экосистемой данного типа
Vmax = [8.5 8 7.1 4.2 2.7 3.9 2 1.5 4.8 3.1 2 3 2 3.2 3.2 2 5 2.5 3.8]/100;
VCH4OxidairMax = Vmax(Iecos); %[гC/куб.м/сут.]
Vair_oxid_max=H*VCH4OxidairMax; %[гC/кв.м/сут.]

%Расчет фактора влияния температуры на скорость микробного окисления CH4:
if T<-5
    rT = 0;
elseif T>=30
    rT = 1;
else rT = Q10^(0.1*(T-30));
end

%Расчет фактора влияния pH на скорость микробного окисления CH4:
if pH<4 | pH>=10
    r_pH = 0;
elseif pH<7
    r_pH = 1.02/(1+1000000*exp(-2.5*pH));
else r_pH = 1.02/(1+1000000*exp(-2.5*(14-pH)));
end

%Расчет фактора влияния влажности почвы на микробное окисление CH4:
if w50<w_fc
    rSM = 1;
else rSM=(1-.368*((w50-w_fc)/(w_sat-w_fc))^2*exp((w50-w_fc)/(w_sat-w_fc)));
end
if w50>w_sat rSM = 0; end

fi = Vair_oxid_max*rT*r_pH*rSM*g2*C0/(C0+Km);

```

ПРИЛОЖЕНИЕ 3: алгоритмы отдельных моделей поглощения метана почвой

Модель Dörr et al. [1993] в модификации Glagolev, Filippov [2011]

Алгоритм расчета

ВХОДНЫЕ ДАННЫЕ: f_{clay} , P , T , w , w_{ice} .

КОНСТАНТЫ: $a_1 = 379$; $a_2 = 0.36$; $a_3 = 0.016$.

ПОДПРОГРАММА «КОЭФФИЦИЕНТ ДИФФУЗИИ» (выходные параметры: b , D):

1. Вычислить коэффициент диффузии в атмосфере: $D_{\text{оCH}_4} = 0.196 \cdot (1 + 0.0055 \cdot T)$;

2. Вычислить индекс распределения размера пор: $b = 15.9 \cdot f_{\text{clay}} + 2.91$;
3. Вычислить порозность аэрации: $P_{\text{air}} = P - w - w_{\text{ice}}$;
4. Вычислить $G_{\text{soil}} = P^{4/3} \cdot (P_{\text{air}}/P)^{1.5+3/b}$;
5. Вычислить коэффициент диффузии в почве: $D = D_{\text{очн4}} \cdot G_{\text{soil}}$;
6. КОНЕЦ ПОДПРОГРАММЫ.

ОСНОВНЫЕ ВЫЧИСЛЕНИЯ:

1. ЕСЛИ $T_a < 0$, ТО $f_i = 0$; ИДТИ к МЕТКЕ «КОНЕЦ»;
2. ОБРАТИТЬСЯ К ПОДПРОГРАММЕ «КОЭФФИЦИЕНТ ДИФФУЗИИ»;
3. Вычислить удельный поток: $f_i = a_1 \cdot a_2 \cdot a_3 \cdot D$;
4. МЕТКА «КОНЕЦ».

Таблица П1. Свойства почв различного гранулометрического состава (русская классификация) [Shein, 2005, p. 40, 413].

Механический состав	Порозность ^{а)}	Доля глины в почвах типа ^{б)}			Наименьшая полевая влагоемкость (% к весу) ^{а)}
		I	II	III	
Песок рыхлый	0.37 (0.32÷0.40)	0÷0.05	0÷0.05	0÷0.05	4 (3 ÷ 5.5)
Песок связный	0.38 (0.32÷0.42)	0.05÷0.10	0.05÷0.10	0.05÷0.10	6 (5 ÷ 10)
Супесь	0.43 (0.40÷0.46)	0.10÷0.20	0.10÷0.20	0.10÷0.15	14 (10 ÷ 18)
Легкий суглинок	0.47 (0.45÷0.51)	0.20÷0.30	0.20÷0.30	0.15÷0.20	22 (18 ÷ 26)
Средний суглинок	0.49 (0.47÷0.51)	0.30÷0.40	0.30÷0.45	0.20÷0.30	27 (23 ÷ 31)
Тяжелый суглинок	0.51 (0.49÷0.53)	0.40÷0.50	0.45÷0.60	0.30÷0.40	30 (27 ÷ 35)
Глина	легкая	0.50÷0.65	0.60÷0.75	0.40÷0.50	35 (31 ÷ 39)
	средняя	0.65÷0.80	0.75÷0.85	0.50÷0.65	
	тяжелая	> 0.80	> 0.85	> 0.65	

Примечания:

^{а)} в скобках – наиболее вероятный диапазон.

^{б)} I – почвы подзолистого типа почвообразования; II – степного типа почвообразования; III – солонцы и сильно солонцеватые почвы.

Замечания к алгоритму

- Анализируя суммарный массив, составленный из данных [Born et al., 1990; Dörr et al., 1993], Glagolev, Filippov [2011] показали, что формула, предложенная в Dörr et al. [1993], может быть упрощена (поскольку один из коэффициентов имеет весьма низкий уровень значимости¹²) и, таким образом, удельный поток метана, поглощаемого почвой, просто пропорционален коэффициенту диффузии¹³.
- Порозность почвы, необходимая в качестве входного параметра, либо должна быть определена экспериментально ($P = 1 - b_d/\rho_s$, где b_d и ρ_s – плотности, соответственно, абсолютно сухой почвы и ее твердой фазы), либо можно воспользоваться типичными значениями [Shein, 2005, p. 11, 413] – см. табл. П1, П2 и П3. То же относится и к содержанию физической глины. Но сложность состоит в том, что существуют разные подходы к тому, что считать глиной¹⁴. Поскольку рассматриваемые

¹² А если ограничиться только данными, которые использовали непосредственно Dörr et al. [1993], то этот коэффициент оказывается вообще статистически не значимым.

¹³ На первый взгляд кажется очевидным, что формулу расчета коэффициента диффузии следует брать из [Dörr et al., 1993], поскольку Glagolev, Filippov [2011] опирались на эту работу и брали данные именно оттуда. Но дело в том, что, хотя Dörr et al. [1993] приводят такую формулу, они ее не используют, а измеряют диффузию экспериментально. В нашем алгоритме мы будем опираться на расчет коэффициента диффузии по схеме из [Cиггу, 2007], но, вообще говоря, данный вопрос требует отдельного исследования и, возможно, использование других формул для коэффициента диффузии приведет к лучшим результатам расчета потока.

¹⁴ Одна из первых попыток разделить весь диапазон встречающихся почвенных частиц была сделана шведским исследователем Альбертом Аттербергом в 1912 г. Он и его последователи выделили следующие фракции: <0.002 мм – глина, 0.002 ÷ 0.05 – пыль, 0.05 ÷ 0.2 – тонкий песок, 0.2 ÷ 2 – грубый песок, >2 мм – гравий. Эти фракции и составляют основу большинства современных зарубежных классификаций (хотя есть и многочисленные исключения – см., например, [Jugu et al., 1991, p. 4]). В российской классификации (по Качинскому) границы фракций иные: <0.001 мм – ил, 0.001 ÷ 0.005 – пыль мелкая, 0.005 ÷ 0.01 – пыль средняя, 0.01 ÷ 0.05 – пыль крупная, 0.05 ÷ 0.25 – песок мелкий, 0.25 ÷ 0.5 – песок средний, 0.5 ÷ 1 – песок крупный, >1 мм – гравий (при этом частицы <0.01 мм объединены во фракцию физической глины, а частицы >0.01 мм – во фракцию физического песка) [Shein, 2005, p. 32].

нами модели разрабатывались иностранными исследователями, то вряд ли они использовали российскую классификацию фракций почвенных частиц. Поэтому здесь мы будем опираться на «треугольник текстур» USDA (U.S. Department of Agriculture)¹⁵.

- При полной влагоемкости почвы все или почти все ее поры заняты водой. При медленном увлажнении снизу, т.е. при подъеме уровня грунтовых вод, почвенный воздух вытесняется из всех пор, и **полная влагоемкость численно равна пористости**. При увлажнении сверху, например, при затоплении поверхности почвы, быстро впитывающаяся влага защемляет воздух в тупиковых и мелких порах, и тогда полная влагоемкость оказывается меньше пористости на величину объема защемленного воздуха. Ориентировочно его количество можно принять до 3% для песчаных почв¹⁶, 3 ÷ 5% – для супесчаных, 5 ÷ 8% – суглинистых и 8 ÷ 10% – для глинистых [Maslov, Maslov, 1994, p. 25]. Для расчета объемной влажности почвы при полной влагоемкости (w_{sat} , м³Н₂О/м³Почвы) Cosby et al. [1984] получили простую эмпирическую формулу $w_{sat} = 0.489 - 0.126 \cdot f$, где f – массовая доля песка в почве (после удаления фракции гравия), при этом стандартное отклонение $\sigma_w = 0.0773 - 0.073 \cdot f_{clay}$. Именно в соответствии с этими формулами рассчитаны порозность и ее стандартное отклонение в табл. П2 (т.е. для расчета было принято, что $P = w_{sat}$). Однако подчеркнем, что данные формулы не следует использовать в случае органогенных почв.
- Если в полевых условиях определялась плотность почвы ρ при объемной влажности w , то (пренебрегая льдистостью, ибо полевые исследования обычно проводятся в относительно теплое время года) порозность можно вычислить следующим образом. Согласно определению, $\rho = (m_w + m_s)/V$, здесь m_w и m_s – массы, соответственно, воды и твердой фазы в объеме почвы $V = V_w + V_s + V_a$, где V_w , V_s и V_a – объемы, соответственно, воды, твердой фазы и почвенного воздуха. Будем рассматривать единичный объем (т.е. $V = 1$ м³). По определению, $m_w = \rho_w \cdot V_w$ и $m_s = \rho_s \cdot V_s$, где ρ_w – плотность воды. Следовательно, $\rho = (\rho_w \cdot V_w + \rho_s \cdot V_s)/V$, причем, поскольку $w = V_w/V$, то для единичного объема $\rho = \rho_w \cdot w + \rho_s \cdot V_s$, откуда $V_s = (\rho - \rho_w \cdot w)/\rho_s$. Очевидно, что для единичного объема порозность $P = V_w + V_a = 1 - V_s = 1 - (\rho - \rho_w \cdot w)/\rho_s$.
- Мы воспользовались линейной зависимостью $D_{oCH4}(T_a)$ из [Curry, 2007]. Она получена путем линеаризации исходно нелинейной формулы ($D_{oCH4} \sim T_a^{1.5}$, здесь $[T_a] = K$) [Potter et al., 1996]. К сожалению, авторы не указали, в каком диапазоне температур применима данная формула. Очевидно, что при небольшом изменении температуры линейное приближение вполне приемлемо, однако если температура меняется сильно, то, возможно, придется использовать **нелинейную** зависимость $D_{oCH4}(T_a)$.

Механический состав	Доля ^{а)}			Порозность ^{б)}	b
	ила	песка	глины		
Sand	0.05	0.92	0.03	0.373 (0.075)	3.387
Loamy sand	0.12	0.82	0.06	0.386 (0.073)	3.864
Sandy loam	0.32	0.58	0.10	0.416 (0.070)	4.5
Loam	0.39	0.43	0.18	0.435 (0.064)	5.772
Silty loam	0.70	0.17	0.13	0.468 (0.068)	4.977
Sandy clay loam	0.15	0.58	0.27	0.416 (0.058)	7.203
Clay loam	0.34	0.32	0.34	0.449 (0.052)	8.316
Silty clay loam	0.56	0.10	0.34	0.476 (0.052)	8.316
Sandy clay	0.06	0.52	0.42	0.423 (0.047)	9.588
Silty clay	0.47	0.06	0.47	0.481 (0.043)	10.383
Clay	0.20	0.22	0.58	0.461 (0.035)	12.132
Silt	0.88	0.07	0.05	0.480 (0.075)	3.705

Таблица П2. Типичная порозность почв классов «треугольника» текстур [Cosby et al., 1984; Fernandez-Illescas et al., 2001].

Примечания:

^{а)} для каждого класса приведены некоторые средние доли, но, как видно из «треугольника» текстур, любой класс состоит из некоторого континуума значений этих долей (например, как легко установить по правому «треугольнику» на рис. П1, в класс «Sand» входят почвы, для которых одновременно выполняются следующие условия: $f_{clay} + f + f_{silt} = 1$, $f_{clay} < 2.5 \cdot f - 2.175$, где f_{silt} и f – доли, соответственно, ила и песка).

^{б)} в скобках – стандартное отклонение.

¹⁵ Границы фракций: 0.001 ÷ 0.002 мм – глина, 0.002 ÷ 0.05 – ил, 0.05 ÷ 2 – песок, >2 мм – гравий, но доля фракций на самом «треугольнике» вычислена после того, как был удален гравий [Dingman, 2015, p. 316-315], поэтому сумма массовых долей частиц глины, ила и песка должна давать 1 (т.е. 100%).

¹⁶ Поскольку Maslov, Maslov [1994, p. 25] вообще для почв дают минимальный предел объема защемленного воздуха 2%, то, вероятно, диапазон для песчаных почв составляет 2 ÷ 3%.

Механический состав	Порозность	Механический состав	Порозность
Sand	0.32 ÷ 0.47	Silt loam	0.44 ÷ 0.49
Fine sand	0.34 ÷ 0.47	Light clay loam	0.45 ÷ 0.50
Sandy loam	0.37 ÷ 0.47	Clay loam	0.46 ÷ 0.51
Fine sandy loam	0.40 ÷ 0.47	Heavy clay loam	0.49 ÷ 0.53
Loam	0.43 ÷ 0.48	Clay	0.51 ÷ 0.55

Таблица ПЗ. Интервалы порозности почв различного механического состава (зарубежная классификация) [Dingman, 2015, Fig. 7.6].

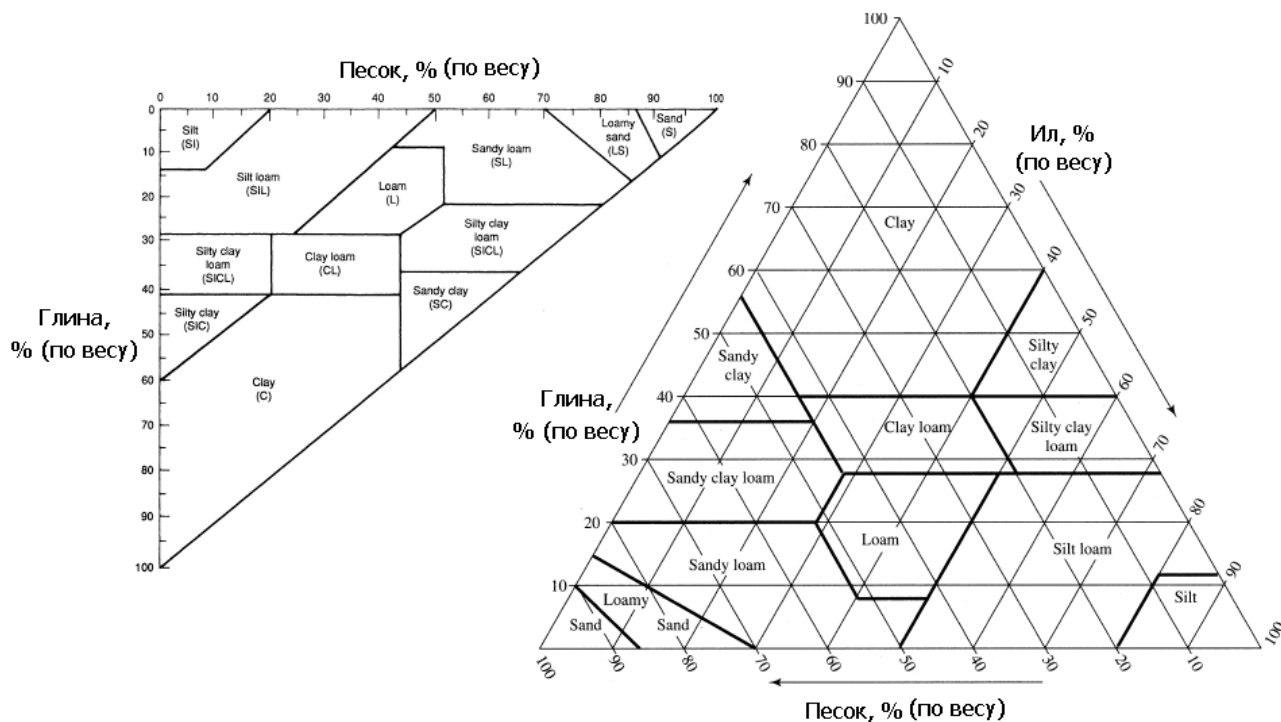


Рисунок П1. Две версии «треугольника» почвенных текстур USDA [Dingman, 2015, p. 317].

Модель Curry [2007]

Алгоритм расчета

ВХОДНЫЕ ДАННЫЕ: C_0, f, f_l, f_c и все входные данные алгоритма модели Dörr et al. – см. выше.

КОНСТАНТЫ: $B = 0.8$, $g_0 = 586.7$, $g_1 = 1/24$, $k_0 = 5.0 \cdot 10^{-5}$.

ОСНОВНЫЕ ВЫЧИСЛЕНИЯ:

- ОБРАТИТЬСЯ К ПОДПРОГРАММЕ «КОЭФФИЦИЕНТ ДИФФУЗИИ» – см. выше разд. «Модель Dörr et al...»;
- ЕСЛИ $T < -10$ ИЛИ $T \geq 43.3$,
ТО $r_T = 0$,
ИНАЧЕ ЕСЛИ $-10 \leq T < 0$,
ТО $r_T = (0.1 \cdot T + 1)^2$,
ИНАЧЕ $r_T = \exp(0.0693 \cdot T - T^4 \cdot 8.56 \cdot 10^{-7})$;
- Вычислить абсолютное значение потенциала почвенной влаги при насыщении: $p_{\text{sat}} = 10^{-2.12-1.31 \cdot f}$;
- Вычислить абсолютное значение потенциала почвенной влаги: $p = p_{\text{sat}} \cdot (w/P)^{-b}$;
- ЕСЛИ $p < 0.2$,
ТО $r_{\text{SM}} = 1$,
ИНАЧЕ $r_{\text{SM}} = \{1 - [\log_{10}(p) + 0.7]/2.7\}^B$;
- ЕСЛИ $p > 100$,
ТО $r_{\text{SM}} = 0$;
- Вычислить константу скорости окисления CH_4 : $k = k_0 \cdot r_T \cdot r_{\text{SM}}$;

8. Вычислить «индекс окультуренности»: $r_C = 1 - 0.75 \cdot f_C$;
9. Вычислить «индекс заболоченности»: $r_W = 1 - f_i$;
10. Вычислить удельный поток: $f_i = g_0 \cdot g_1 \cdot C_0 \cdot r_C \cdot r_W \cdot (D \cdot k)^{1/2}$.

Замечания к алгоритму

- Коэффициент g_0 , среди прочего, включает в себя пересчет из ppmv в мг/м³, поэтому он, строго говоря, должен зависеть от температуры и давления. Но Curry [2007] в своей модели принял его постоянным (соответствующим температуре 15 °С и давлению 100 кПа).
- Дробные значения r_W и f_i следует применять, по-видимому, только при проведении расчетов для сколько-нибудь больших площадей (на которых могут оказаться как обводненные, так и сухие участки). Карты распространения болот (и, кстати говоря, сельскохозяйственных угодий, о которых речь пойдет ниже) есть в Дополнительных материалах к [Curry, 2007]. Для моделирования потока CH₄ в конкретной географической точке, вероятно, следует просто принять $f_i = 1$, если поверхность почвы залита водой (**или** если данная точка оказалась на неосушенном болоте) и $f_i = 0$ – в противном случае (точка не находится на неосушенном болоте **и** поверхность почвы водой не залита).
- Аналогично, дробное значение r_C следует применять, по-видимому, только при проведении расчетов для сколько-нибудь больших площадей (на которых могут оказаться как сельскохозяйственные земли, так и естественные участки). Для моделирования потока CH₄ в конкретной географической точке Curry [2007] просто принимал $r_C = 1$ (т.е. $f_C = 0$), если в данной точке почва не подвергалась сельскохозяйственному использованию, в противном случае следует положить $f_C = 1$.

Схема расчета потребления атмосферного CH₄ в «метановом» блоке модели DLEM

Возможность упрощенного расчета для автоморфных почв

В модели DLEM (Dynamic Land Ecosystem Model) скорость поглощения метана складывается из трех составляющих: (i) окисление метана, растворенного в почвенных водах; (ii) переносимого через растения из почвы в атмосферу и (iii) атмосферного метана, диффундирующего в почву [Tian et al., 2010]. Очевидно, что для оценки скорости поглощения CH₄ автоморфными почвами (в которых нет источника метана), можно ограничиться одним лишь последним механизмом. Действительно, из-за плохой растворимости CH₄ в воде, механизмом (i) можно пренебречь (он будет иметь существенное значение только при высокой концентрации растворенного метана, а ее не может обеспечить поступление CH₄ из атмосферы – необходим мощный источник в самой почве или подстилающей породе). Механизм (ii), как видим, тоже работает только в случае наличия источника метана в почве (чтобы растения выносили газ из почвы, его концентрация в почве должна превышать атмосферную).

Алгоритм расчета

ВХОДНЫЕ ДАННЫЕ: C_0 , FLAG, I_{ecos} , P , pH, SOM, T , w_{50} , w_{fc} .

КОНСТАНТЫ: $g_2 = 500/9$; $H = 0.5$; $K_m = 10$; $Q_{10} = 2.5$;

$V_{\text{Max}} = [8.5 \ 8 \ 7.1 \ 4.2 \ 2.7 \ 3.9 \ 2 \ 1.5 \ 4.8 \ 3.1 \ 2 \ 3 \ 2 \ 3.2 \ 3.2 \ 2 \ 5 \ 2.5 \ 3.8]/100$.

ОСНОВНЫЕ ВЫЧИСЛЕНИЯ:

1. ЕСЛИ $\text{SOM} < 10$ ИЛИ $\text{FLAG} = 1$, ТО $f_i = 0$; ИДТИ к МЕТКЕ «КОНЕЦ»;
2. Задать объемную влажность почвы при полной влагоемкости: $w_{\text{sat}} = P$.
3. Задать максимальную удельную скорость поглощения CH₄ почвой: $V_{\text{CH4OxidairMax}} = V_{\text{Max}}(I_{\text{ecos}})$;
4. Вычислить максимальный УП поглощения CH₄ почвой: $V_{\text{air, oxid, max}} = H \cdot V_{\text{CH4OxidairMax}}$;
5. ЕСЛИ $T < -5$,
ТО $r_T = 0$,
ИНАЧЕ ЕСЛИ $-5 \leq T < 30$,
ТО $r_T = Q_{10}^{0.1 \cdot (T - 30)}$,
ИНАЧЕ $r_T = 1$;
6. ЕСЛИ $\text{pH} \leq 4$ ИЛИ $\text{pH} \geq 10$,
ТО $r_{\text{pH}} = 0$,
ИНАЧЕ ЕСЛИ $4 < \text{pH} < 7$,
ТО $r_{\text{pH}} = 1.02/[1 + 10^6 \cdot \exp(-2.5 \cdot \text{pH})]$,

- ИНАЧЕ $r_{pH} = 1.02/[1 + 10^6 \cdot \exp(-2.5 \cdot \{14 - pH\})]$;
7. ЕСЛИ $w_{50} \leq w_{fc}$,
 ТО $r_{SM} = 1$,
 ИНАЧЕ ЕСЛИ $w_{50} \geq w_{sat}$,
 ТО $r_{SM} = 0$,
 ИНАЧЕ $r_{SM} = 1 - 0.368 \cdot ([w_{50} - w_{fc}]/[w_{sat} - w_{fc}])^2 \cdot \exp([w_{50} - w_{fc}]/[w_{sat} - w_{fc}])$;
8. Вычислить удельный поток: $f_i = V_{air, oxid, max} \cdot r_T \cdot r_{pH} \cdot r_{SM} \cdot g_2 \cdot C_0 / (C_0 + K_m)$;
9. МЕТКА «КОНЕЦ».

Таблица П4. Типы экосистем, допустимые в модели DLEM.

Название	Описание	Код
“Tundra”	Тундра	1
“Boreal broad leaf deciduous forest”	Бореальный широколиственный лес	2
“Boreal needle leaf evergreen forest”	Бореальный хвойный вечнозеленый лес	3
“Temperate broad leaf deciduous forest”	Широколиственный листопадный лес умеренного пояса	4
“Temperate broad leaf evergreen forest”	Широколиственный вечнозеленый лес умеренного пояса ^{a)}	5
“Temperate needle leaf deciduous forest”	Листопадный хвойный лес умеренного пояса	6
“Tropical dry forest”	Полувечнозеленые сезонные тропические леса ^{b)}	7
“Tropical rain forest”	Тропический дождевой лес	8
“Temperate mixed forest”	Смешанный лес умеренного пояса	9
“Deciduous shrub”	Листопадные кустарники	10
“Evergreen shrub”	Вечнозеленые кустарники (чапараль)	11
“C3 grassland”	Степь или луг с преобладанием C3-растений	12
“C4 grassland”	Степь или луг с преобладанием C4-растений	13
“Herbaceous wetland”	Болото без древесной растительности	14
“Woody wetland”	Болото, покрытое древесной растительностью	15
“Cropland”	Сельскохозяйственные земли	16
“Desert”	Пустыня	17
“Urban” ^{c)}	Экосистемы городов	18
“Other ecosystems” ^{d)}	Другие экосистемы	19

Примечания:

^{a)} В областях с мягким умеренным климатом, где обильны зимние дожди, но лето сухое, растительность состоит из кустарников (см. ниже – чапараль: код 11) или деревьев (или тех и других) с жесткими толстыми вечнозелеными листьями. В данный тип включают целый спектр экосистем, в частности, «широколиственно-склерофильные» леса, в которых преобладают вечнозеленые деревья небольшой или средней величины. Жестколиственные леса в средиземноморских областях с зимними дождями носят местное название «маки»; в Австралии подобная растительность с доминирующими деревьями и кустарниками из рода *Eucalyptus* называется «мали-скрэб» [Odum, 1983].

^{b)} Сезонные тропические леса, в том числе муссонные леса тропической Азии, произрастают в областях с влажным тропическим климатом, где выражен сухой сезон, во время которого некоторые или все деревья теряют листву (в зависимости от продолжительности и резкости сухого сезона). Ключевым фактором здесь являются строгие сезонные колебания в выпадении довольно обильных в течение года осадков. Там, где продолжительность сухого и влажного периодов примерно одинакова, сезонность проявляется так же, как в листопадном лесу умеренной зоны, причем «зима» здесь соответствует сухому сезону. В сезонном лесу, например, Панамы, крупные, возвышающиеся над пологом деревья теряют листву во время сухого сезона, а пальмы и другие деревья из нижних ярусов сохраняют листья (отсюда термин «полувечнозеленый») [Odum, 1983].

^{c)} Отдельного типа “Urban” в [Tian et al., 2010] нет, а “urban is treated as grassland”. Однако, как видим, имеется два типа “grassland” – C3 и C4, причем, оказывается, что в DLEM численные значения некоторых параметров модели (в частности, $V_{CH4OxidairMax}$) для этих типов различаются. И какое же значение выбрать? Мы для “Urban” приняли среднее (между C3- и C4-grassland) значение $V_{CH4OxidairMax} = 0.025 \text{ гС} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{сут.}^{-1}$.

^{d)} Этого типа экосистем в [Tian et al., 2010] не было. Однако помогая ряду экспериментаторов освоить данную модель, мы столкнулись с тем, что некоторые исследователи испытывают существенные затруднения, пытаясь втиснуть свою (подчас экзотическую) экосистему в «прокрустово ложе» того куцега набора, который был предусмотрен авторами. В результате, мы ввели сборный тип «других экосистем», а соответствующему значению $V_{CH4OxidairMax}$ приписали среднее арифметическое, вычисленное по всем $V_{CH4OxidairMax}$ для I_{ecos} от 1 до 18 включительно.

Замечания к алгоритму

- Код типа экосистемы (I_{ecos}) см. в табл. П4. Вообще говоря, данная модель была разработана для Северной Америки, но можно надеяться на получение с ее помощью более или менее удовлетворительных результатов и в других регионах с похожим климатом.

- Относительно того, где и как должен быть измерен pH почвы, Tian et al. [2010, p. 2678] не дают конкретных указаний (ограничиваясь лишь тем, что это – “pH value of the soil profile”), но сообщают, что они использовали Global Soil Data Oak Ridge National Laboratory (daac.ornl.gov).
- Величина SOM используется только для сравнения с пороговым значением (если $SOM < 10 \text{ гС} \cdot \text{м}^{-2}$, то предполагается, что в такой почве окисление метана вообще не идет). Поэтому, если нет точных данных о SOM, то можно задать весьма приближенное значение. Но, главное, не ошибиться в том, меньше или больше SOM, чем $10 \text{ гС} \cdot \text{м}^{-2}$.
- Наименьшая полевая влагоемкость (по А.И. Голованову) – наибольшее количество капиллярно подвешенной влаги в однородной почве при глубоких грунтовых водах после увлажнения и стекания избыточной влаги. Наименьшую полевую влагоемкость некоторые авторы называют предельно полевой или наименьшей влагоемкостью. Ориентировочные значения объемной влажности почвы при наименьшей полевой влагоемкости (w_{fc} , $\text{м}^3 \text{H}_2\text{O} / \text{м}^3 \text{Почвы}$): $0.18 \div 0.24$ для песчаных почв, $0.24 \div 0.28$ – для супесчаных, $0.28 \div 0.35$ – суглинистых и до $0.35 \div 0.45$ для глинистых структурных почв [Maslov, Maslov, 1994, p. 25]. Более подробные (но тоже – лишь ориентировочные!) данные см. в табл. П1, но основой для нахождения величин почвенно-гидрологических констант является их экспериментальное определение [Shein, 2005, p. 112]. Общепринятую методику полевого измерения наименьшей влагоемкости см. в Приложении 1.
- Вообще в модели DLEM толщина верхнего слоя почвы принята равной 0.5 м [Tian et al., 2010, p. 2677]. Однако конкретно для процесса метаноокисления в литературе обычно принимается более тонкий слой. Например, Ridgwell et al. [1999], ссылаясь на многочисленные исследования авторитетных авторов, утверждают, что в ненарушенных почвах поглощение метана происходит в очень тонком слое, расположенном на глубине 6 ± 1 см. Curry [2007, p. 2] предполагает, что поглощение метана происходит лишь в 10-см поверхностном слое, а Glagolev et al. [2022] привели расчеты, показывающие, что в 22-см слое поглощается 90% метана, поступающего из атмосферы¹⁷. Из сказанного очевидно, что температура 10-см поверхностного слоя почвы, вероятно, адекватно отражает тот температурный режим, в котором функционируют метанотрофы.
- К сожалению, авторы допустили небрежность, весьма усложняющую воспроизведение их результатов. Удельный поток окисления метана атмосферного воздуха у них представляет собой произведение $V_{\text{air, oxid, max}}$ ($\text{гС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут.}^{-1}$)¹⁸ на ряд безразмерных множителей, отражающих неоптимальность реальных условий среды. Но когда Tian et al. [2010, Tables 1, 4] приводят численные значения, то размерность указывают уже иную: $\text{гС} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{сут.}^{-1}$ (правда, и обозначение дают слегка измененное: $V_{\text{CH}_4\text{OxidairMax}}$). И вот тут возникает неоднозначность. $V_{\text{air, oxid, max}}$ и $V_{\text{CH}_4\text{OxidairMax}}$ – это разные параметры (каким-то образом связанные друг с другом, например, через толщину метанпоглощающего слоя H : $V_{\text{CH}_4\text{OxidairMax}} \cdot H = V_{\text{air, oxid, max}}$, хотя связь эту авторы забыли привести)? Или $V_{\text{air, oxid, max}}$ и $V_{\text{CH}_4\text{OxidairMax}}$ – одно и то же (а в размерности – просто ошибка)? Если допустить последнее, то, учитывая численные значения ($\sim 0.1 \text{ гС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут.}^{-1}$), имеем невероятно большую величину УП (тогда как эмпирические данные показывают, что везде – от тропиков до Арктики – наибольшие потоки поглощения метана редко превышают $4.5 \cdot 10^{-3} \text{ гС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут.}^{-1}$ [Crill, 1991], а теоретический анализ для автоморфных почв в качестве практически абсолютного максимума дает значение $7.2 \cdot 10^{-3} \text{ гС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут.}^{-1}$ [Glagolev et al., 2022]). Кроме этого, есть и еще один косвенный аргумент: Tian et al. [2010, Table 1] приводят весьма широкий диапазон возможных значений $V_{\text{CH}_4\text{OxidairMax}}$, ссылаясь при этом, среди прочего, на [Segers, 1998; Saari et al., 2004]. Максимальное значение $V_{\text{CH}_4\text{OxidairMax}}$ в [Tian et al., 2010, Table 1] совпадает с таковым из [Segers, 1998] (вероятно, оно взято именно оттуда). Но в [Segers, 1998] $V_{\text{CH}_4\text{OxidairMax}}$ выражается именно в расчете на кубометр (аналогично – в [Saari et al., 2004]), следовательно и в [Tian et al., 2010] $V_{\text{CH}_4\text{OxidairMax}}$ должна выражаться в $\text{гС} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{сут.}^{-1}$.

Модель МеМо без автохтонных источников CH_4

В наиболее полной форме данная модель позволяет оценить влияние автохтонных почвенных источников CH_4 на поглощение метана из атмосферы. Однако для этого необходимо знать УП CH_4 на той глубине, где концентрация CH_4 равна пороговому значению (при концентрациях, меньших этого

¹⁷ Но этот расчет специально проводился для «предельных» условий, в частности, был задан настолько большой коэффициент диффузии, который нельзя ожидать в реальной почве.

¹⁸ Tian et al. [2010] называют эту величину «максимальной скоростью окисления CH_4 », но из размерности очевидно, что это – (максимальный) *удельный поток*, а не скорость.

значения, потребление метана невозможно). Эквивалентная формулировка модели подразумевает задание глубины, на которой метан полностью потребляется [Murguia-Flores et al., 2018]. Поскольку вышеуказанный «глубинный» поток не известен, а для глубины полного потребления CH_4 авторы используют весьма грубую карту, которая вряд ли будет полезна при расчетах на близко расположенных сайтах, то такая форма модели становится, фактически, бесполезной (кстати говоря, упомянутая выше величина порогового значения концентрации и его возможная изменчивость в различных экосистемах изучены до сих пор не слишком хорошо – см., например, [Glagolev et al., 2022] и ссылки там). Поэтому мы использовали упрощенный алгоритм расчета, предполагающий, что почвенных источников CH_4 нет, и метан может поступать в почву только из атмосферы.

Алгоритм расчета

ВХОДНЫЕ ДАННЫЕ: $b_d, C_0, f_{\text{clay}}, I_{\text{ecos}}, N_{\text{dep}}, N_{\text{fert}}, P, T, w, w_{\text{ice}}$.

КОНСТАНТЫ: $A_n = 0.4765, g_0 = 586.7, g_1 = 1/24, I_{\text{nib}} = 0.33, \ln 02 = -1.609, \ln 500 = 6.215, k_{\text{ecos}} = [5\ 5\ 5\ 4\ 4\ 4\ 1.6\ 1.6\ 4\ 5\ 5\ 3.6\ 3.6\ 5\ 5\ 5\ 5\ 5\ 5]/100000$.

ОСНОВНЫЕ ВЫЧИСЛЕНИЯ:

1. ОБРАТИТЬСЯ К ПОДПРОГРАММЕ «КОЭФФИЦИЕНТ ДИФФУЗИИ» – см. выше разд. «Модель Dörr et al...»;
2. Задать «базовую» константу скорости окисления CH_4 : $k_0 = k_{\text{ecos}}(I_{\text{ecos}})$;
3. ЕСЛИ $T < 0$,
ТО $r_T = 1/\exp(-T)$,
ИНАЧЕ $r_T = \exp(0.1515 + 0.05238 \cdot T - 5.94 \cdot 10^{-7} \cdot T^4)$;
4. ЕСЛИ $w \leq 0.0001$,
ТО $r_{\text{SM}} = 0$,
ИНАЧЕ ЕСЛИ $w \leq 0.2$,
ТО $r_{\text{SM}} = \{1 - [\ln(0.01/w) - \ln 02] / \ln 500\}^{0.8} / 1.18$,
ИНАЧЕ $r_{\text{SM}} = \exp(-12.5 \cdot [w - 0.2]^2)$;
5. $r_{\text{NH}} = (N_{\text{dep}} + N_{\text{fert}}) / (b_d \cdot 5)$; $r_N = 1 - r_{\text{NH}} \cdot I_{\text{nib}} \cdot A_n$;
6. ЕСЛИ $r_N < 0$, ТО $r_N = 0$;
7. Вычислить константу скорости окисления CH_4 : $k = k_0 \cdot r_T \cdot r_{\text{SM}} \cdot r_N$;
8. Вычислить удельный поток: $f_i = g_0 \cdot g_1 \cdot C_0 \cdot (D \cdot k)^{1/2}$.

Замечания к алгоритму

- В исходном алгоритме Murguia-Flores et al. [2018] для тех входных параметров, которые могли динамически изменяться, использовались среднемесячные значения, но мы посчитали возможным перейти к мгновенным величинам.
- Murguia-Flores et al. [2018] допускают ошибку, указывая, что f_{clay} следует выражать в %. Нет, как и везде выше, нужно использовать доли единицы, а не проценты!
- Типы экосистем в [Murguia-Flores et al., 2018] очень сильно генерализованы – их было всего четыре: “Temperate forest”, “Tropical forest”, “Steppe”, “Other ecosystems”; и, соответственно, в массиве «базовых» констант скоростей окисления CH_4 было 4 элемента. Мы использовали более подробную классификацию экосистем, принятую в модели DLEM (Табл. П4). При этом, например, для всех типов “Tropical ... forest” DLEM принималось одно и то же значение k_0 – то, которое соответствовало “Tropical forest” в [Murguia-Flores et al., 2018]. Но ведь это численное значение было получено для экосистемы в конкретном местообитании, тип которой обозначен как “Tropical forest”, но которая на самом деле была либо “Tropical dry forest”, либо “Tropical rain forest”. Действительно (как это ясно следует из [Murguia-Flores et al., 2018, p. 2015]), на самом деле k_0 для “Tropical forest” получена в “Tropical rain forest” и, строго говоря, соответствует только этому типу экосистем. Но тогда не правильнее ли будет считать “Tropical dry forest” относящимся к генерализованному типу “Other ecosystems” и приписать соответствующее значение k_0 ? Понятно, что аналогичный вопрос возникает и в случае других типов экосистем, однако, с практической точки зрения, особой проблемы тут нет, поскольку, например, для “Temperate forest” и “Other ecosystems” k_0 различаются в [Murguia-Flores et al., 2018] лишь на 20%. Но вот в случае “Tropical forest” и “Other ecosystems” различие – более чем в 3 раза!
- В [Murguia-Flores et al., 2018, eq. (23), Fig. 3a], очевидно, содержится ошибка в формуле для r_{SM} . С одной стороны, формула эта имеет вид:

$$r_{SM} = \begin{cases} \left[1 - \frac{\log_{10} \frac{1}{w} - \log_{10}(0.2)}{\log_{10}(100) - \log_{10}(0.2)} \right]^{0.8} & \text{при } w < 0.2 \\ \frac{1}{\sqrt[3]{2 \cdot \pi}} e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{w-0.2}{0.2} \right)^2} & \text{при } w > 0.2 \end{cases}$$

(причем авторы в явном виде не дают значение σ), а, с другой стороны, приведен график зависимости $r_{SM}(w)$. И вот оказывается, что данная формула совершенно не соответствует графику. К счастью, в дополнительных материалах к своей статье, авторы приводят текст программы на языке R, откуда становится ясно, что на самом деле они вели вычисления по следующей схеме:

$$r_{SM0} = \frac{0.5}{0.2 \cdot \sqrt{2 \cdot \pi}} \cdot e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{w-0.2}{0.2} \right)^2}, \quad r_{SM1} = \begin{cases} r_{SM0} & \text{при } r_{SM0} < 1 \\ 1 & \text{при } r_{SM0} \geq 1 \end{cases}$$

$$r_{SM} = \begin{cases} 0 & \text{при } w = w_{\min} \\ \frac{1}{1.18} \cdot \left[1 - \frac{\ln\left(\frac{1}{100 \cdot w}\right) - \ln(0.2)}{\ln(100) - \ln(0.2)} \right]^{0.8} & \text{при } w_{\min} < w \leq 0.2 \\ r_{SM1} & \text{при } 0.2 < w < 1 \\ 0 & \text{при } w = 1 \end{cases}$$

(где $w_{\min} = 0$). Она уже кажется вполне соответствующей графику зависимости $r_{SM}(w)$, но это – только на первый взгляд. При более внимательном рассмотрении ясно, что r_{SM} становится мнимым числом при $w < 10^{-4}$. Конечно, влажности меньше сотой процента вряд ли встретятся в практических расчетах, но, ради математической строгости следует, все же, положить $w_{\min} = 10^{-4}$ и в первой ветви вычисления r_{SM} заменить условие на следующее: $w \leq w_{\min}$. Кроме того, вычисление r_{SM1} с ветвями условий $r_{SM0} < 1$ и $r_{SM0} \geq 1$ совершенно не нужно, поскольку всегда $r_{SM0} < 1$. В связи с этим, в формулу для r_{SM} вместо r_{SM1} (при $0.2 < w < 1$) можно просто подставить выражение для r_{SM0} . Наконец, поскольку $0.5/[0.2 \cdot (2 \cdot \pi)^{1/2}] \approx 1$, то этот множитель в программной реализации алгоритма (см. Приложение 2) мы опустили. Условие равенства r_{SM} нулю при $w = 1$ мы также не использовали, поскольку и без этого $r_{SM}(1)$ оказывается ничтожно малой величиной.

- Очередная неоднозначность возникает при расчете r_{NH} : непосредственно в тексте статьи [Murguía-Flores et al., 2018] параметр, имеющий значение «5» стоит в знаменателе, а в тексте программы – в числителе. Кроме того, в статье указано, что N_{dep} и N_{fert} следует выражать в $\text{кгN} \cdot \text{га}^{-1} \cdot \text{г}^{-1}$, а непосредственно в тексте программы видим такие комментарии: “Nitrogen Deposition data (mg/m2/month)” и “Nitrogen input from fertilizers (mg/m2/month)”, что с большой вероятностью указывает на то, что авторы при расчетах использовали $[N_{fert}] = [N_{dep}] = \text{мгN} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{мес}^{-1}$. Впрочем, с вычислительной точки зрения, для обычных доз удобрений (около $100 \text{ кгN} \cdot \text{га}^{-1} \cdot \text{г}^{-1}$ или $1000 \text{ мгN} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{мес}^{-1}$ [Foth, 1990, p. 237]) мы получим $r_{NH} = 0$ независимо от того, выражено поступление азота в $\text{кгN} \cdot \text{га}^{-1} \cdot \text{г}^{-1}$ или в $\text{мгN} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{мес}^{-1}$. Следовательно, для сельскохозяйственных угодий, на которых применяются азотные удобрения, МеМо даст нулевое поглощение метана. Это наводит на следующую крамольную мысль: не ошиблись ли авторы в обоих случаях – и в тексте статьи, и в тексте программы? И действительно, Murguía-Flores et al. [2018, p. 2019] на Fig. 4 дают графическое изображение зависимости $r_{NH}(N_{fert} + N_{dep})$, построенной по многочисленным *экспериментальным данным*, которая соответствует линейному

уравнению $r_{\text{NH}} = 1 - (N_{\text{fert}} + N_{\text{dep}})/20$, если... $[N_{\text{fert}}] = [N_{\text{dep}}] = \text{гН} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{г}^{-1}$.¹⁹ На первый взгляд может показаться, что именно эту формулу (и эту размерность) следует использовать в модели (раз уж она успешно аппроксимирует реальные данные измерений). Но, как это ясно видно из приведенного выше алгоритма, мы не стали ничего менять, а оставили «неправильные» формулу и размерность, поскольку именно с ними авторам удалось получить, вообще говоря, довольно реалистичную глобальную оценку почвенного поглощения метана. Обсуждаемая ошибка, очевидно, занижающая поток CH_4 для многих сельскохозяйственных угодий, возможно, компенсирует какую-то другую, завышающую его (как мы видели, ошибок в МеМо – «выше крыши», и не факт, что нам удалось найти их все).

- В исходном алгоритме Murguía-Flores et al. [2018] формула для f_i не содержит пересчетных коэффициентов g_0 и g_1 , поэтому она не может дать размерность, заявленную авторами для удельного потока. Эта вопиющая ошибка (среди еще нескольких) была ранее вскрыта в [Glagolev et al., 2022]. Но, к сожалению, авторы последней работы ограничились только заявлением о том, что она является «легко исправляемой», а вот как же ее исправить – не указали. Ее действительно легко исправить с помощью уже введенных нами выше g_0 и g_1 , но подчеркнем, что тогда C_0 следует выражать в ppmv (а не в ppb, как это имеет место в [Murguía-Flores et al., 2018]).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ambus P., Robertson G.P. 2006. The effect of increased N deposition on nitrous oxide, methane and carbon dioxide fluxes from unmanaged forest and grassland communities in Michigan. *Biogeochemistry*, 79: 315-337. <https://doi.org/10.1007/s10533-005-5313-x>
- Andersen B.L., Bidoglio G., Leip A., Rembges D. 1998. A new method to study simultaneous methane oxidation and methane production in soils. *Global Biogeochemical Cycles*, 12(4): 587-594.
- Bakhvalov N.S., Zhidkov N.P., Kobel'kov G.M. 1987. Numerical Methods. Nauka, Moscow. 600 pp. (in Russian). [Бахвалов Н.С., Жидков Н.П., Кобельков Г.М. 1987. Численные методы. М.: Наука. 600 с.]
- Bedard C., Knowles R. 1989. Physiology, biochemistry, and specific inhibitors of CH_4 , NH_4^+ , and CO oxidation by methanotrophs and nitrifiers. *Microbiological Reviews*, 53(1): 68-84.
- Belova S.E., Oshkin I.Yu., Glagolev M.V., Lapshina E.D., Maksyutov Sh.Sh., Dedys S.N. 2013. Methanotrophic bacteria in cold seeps of the floodplains of northern rivers. *Microbiology*, 82(6): 743-750.
- Bender M., Conrad R. 1994. Methane oxidation activity in various soils and freshwater sediments: Occurrence, characteristics, vertical profiles, and distribution on grain size fractions. *Journal of Geophysical Research*, 99: 16531-16540.
- Bloch A. 2003. *Murphy's law*. Perigee, New York, 210 pp.
- Born M., Dörr H., Levin I. 1990. Methane consumption in aerated soils of the temperate zone. *Tellus*, 42B: 2-8.
- Buslenko N.P., Golenko D.I., Sobol' I.M., Sragovich V.G., Shreyder Yu.A. 1962. *Statistical test method (Monte Carlo method)*. Gosudarstvennoe izdatel'stvo fiziko-matematicheskoi literatury, Moscow, 331 pp. (in Russian). [Бусленко Н.П., Голенко Д.И., Соболев И.М., Срагович В.Г., Шрейдер Ю.А. 1962. Метод статистических испытаний (метод Монте-Карло). М.: Гос. издат. физ.-мат. лит., 331 с.]
- Claeskens G., Hjort N.L. 2008. *Model Selection and Model Averaging*. Cambridge University Press, Cambridge etc. 312 pp.
- Cosby B.J., Hornberger G.M., Clapp R.B., Ginn T.R. 1984. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resources Research*, 20(6): 682-690.
- Crill P.M. 1991. Seasonal patterns of methane uptake and carbon dioxide release by a temperate woodland soil. *Global Biogeochemical Cycles*, 5: 319-334.
- Curry C.L. 2007. Modeling the soil consumption of atmospheric methane at the global scale. *Global Biogeochemical Cycles*, 21: GB4012.
- Curry C.L. 2009. The consumption of atmospheric methane by soil in a simulated future climate. *Biogeosciences*, 6(11): 2355-2367.
- Davydov D.K., Dyachkova A.V., Simonenkov D.V., Fofonov A.V., Maksutov S.S. 2021. Application of the automated chamber method for longterm measurements CO_2 and CH_4 fluxes from wetland ecosystems of the West Siberia. *Environmental Dynamics and Global Climate Change*, 12(1): 5-14.
- Dingman S.L. 2015. *Physical hydrology*. Waveland Press, Long Grove, IL, 643 pp.
- Dörr H., Katruff L., Levin I. 1993. Soil texture parameterization of the methane uptake in aerated soils. *Chemosphere*, 26: 697-713.
- Dutaur L., Verchot L.V. 2007. A global inventory of the soil CH_4 sink. *Global Biogeochemical Cycles*, 21: GB4013.
- Fernandez-Illescas C.P., Porporato A., Laio F., Rodriguez-Iturbe I. 2001. The ecohydrological role of soil texture in a water-limited ecosystem. *Water Resources Research*, 37(12): 2863-2872.
- Foken T. 2008. *Micrometeorology*. Springer-Verlag, Berlin etc., 308 pp.
- Foth H.D. 1990. *Fundamentals of Soil Science*. John Wiley & Sons, New York etc., 360 pp.
- Gil'manov T.G. 1978. *Mathematical Modelling of the Biogeochemical Cycles in Grass Ecosystems*. MSU Publishing, Moscow. 169 pp. (in Russian). [Гильманов Т.Г. 1978. Математическое моделирование биогеохимических циклов в травяных экосистемах. М.: Изд-во МГУ. 169 с.]

¹⁹ Нет, ну конечно и тут авторы не удержались от очередной вопиющей ошибки – в размерности они не делили на квадратный метр, а умножили на него!

- Gini C., Barbensi G. 1958. *Le medie*. UTET, Torino, pp. 678-679.
- Glagolev M.V. 2010. Inverse modelling method for the determination of the gas flux from the soil. *Environmental Dynamics and Global Climate Change*, 1(1): 17-36. (in Russian with English Abstract). [Глаголев М.В. 2010. К методу «обратной задачи» для определения поверхностной плотности потока газа из почвы // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. Т. 1. № 1. С. 17-36.]
- Glagolev M.V., Filippov I.V. 2011. Inventory of soil methane consumption. *Environmental Dynamics and Global Climate Change*, 2(2): 3-22. (in Russian with English Abstract). [Глаголев М.В., Филиппов И.В. 2011. Инвентаризации поглощения метана почвами // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. Т. 2. № 2. С. 3-22.]
- Glagolev M.V., Filippov I.V., Krivenok L.A., Maksyutov S.S. 2014. CH₄ flux estimation from Russian soils based on a set of simple models. In: *Proceedings of the Fourth International Field Symposium*, (A.A. Titlyanova, M.I. Dergacheva, eds.) Publishing house of Tomsk University, Tomsk, pp. 163-165. (in Russian). [Глаголев М.В., Филиппов И.В., Кривенок Л.А., Максютлов Ш.Ш. 2014. Оценка потока CH₄ из почв России набором простейших моделей // Торфяники Западной Сибири и цикл углерода: прошлое и настоящее Материалы Четвёртого Международного полевого симпозиума / Под редакцией А.А. Титляновой и М.И. Дергачевой. С. 163-165.]
- Glagolev M.V., Sabrekov A.F., Kleptsova I.E., Filippov I.V., Lapshina E.D., Machida T., Maksyutov S.S. 2012. Methane emission from bogs in the subtaiga of Western Siberia: The development of Standard Model. *Eurasian Soil Science*, 45(10): 947-957.
- Glagolev M.V., Suvorov G.G., Il'yasov D.V., Sabrekov A.F., Terentjeva I.E. 2022. What is the maximal possible soil methane uptake? *Environmental Dynamics and Global Climate Change*. 13(3): 123-141.
- Glagolev M.V., Terentjeva I.E., Sabrekov A.F., Il'yasov D.V., Zamolodchikov D.G., Karelin D.V. 2023. Mathematical models of methane consumption by soils: A review. *Environmental Dynamics and Global Climate Change*, 14(3): 145-166. <https://doi.org/10.18822/edgccc622937>
- Glagolev M.V., Uchiyama H., Lebedev V., Utsumi M., Smagin A.V., Glagoleva O., Erokhin V., Olenov P., Nozhevnikova A. 2000. Oxidation and plant-mediated transport of methane in West Siberian bog. In: *Proceedings of Eighth Symposium on the Joint Permafrost Studies between Japan and Russia in 1999*, pp. 143-149.
- Grant R.F. 1999. Simulation of methanotrophy in the mathematical model Ecosys. *Soil Biology and Biochemistry*, 31: 287-297.
- Hanson R.S., Hanson T.E. 1996. Methanotrophic Bacteria. *Microbiological Reviews*, 60(2): 439-471.
- Hagedorn R., Doblas-Reyes F.J., Palmer T.N. 2005. The rationale behind the success of multi-model ensembles in seasonal forecasting – I. Basic concept. *Tellus*, 57A: 219-233.
- Hein R., Crutzen P.J., Heimann M. 1997. An inverse modeling approach to investigate the global atmospheric methane cycle. *Global Biogeochemical Cycles*, 11(1): 43-76.
- Ito A., Inatomi M., Huntzinger D.N., Schwalm C., Michalak A.M., Cook R., King A.W., Mao J., Wei Y., Post W.M., Wang W., Arain M.A., Huang S., Hayes D.J., Ricciuto D.M., Shi X., Huang M., Lei H., Tian H., Lu C., Yang J., Tao B., Jain A., Poulter B., Peng S., Ciais P., Fisher J.B., Parazoo N., Schaefer K., Peng C., Zeng N., Zhao F. 2016. Decadal trends in the seasonal-cycle amplitude of terrestrial CO₂ exchange resulting from the ensemble of terrestrial biosphere models. *Tellus*, 68B: 28968. <http://dx.doi.org/10.3402/tellusb.v68.28968>.
- Jury W.A., Gardner W.R., Gardner W.H. 1991. *Soil Physics*. John Wiley & Sons, New York etc., 328 pp.
- Karpachevskiy L.O., Zubkova T.A., Shein E.V. 2007. Soil hydrology constants. In: *Theories and methods of soil physics*, (E.V. Shein, L.O. Karpachevskiy, eds). «Grif and K», Moscow, pp. 166-176. (in Russian). [Карпачевский Л.О., Зубкова Т.А., Шейн Е.В. 2007. Почвенно-гидрологические константы // Теории и методы физики почв / Под ред. Е.В. Шейна, Л.О. Карпачевского. М.: «Гриф и К». С. 166-176].
- Kazantsev V.S., Krivenok L.A., Dvornikov Yu.A., Lomov V.A., Sabrekov A.F. 2023. Methane emission from lakes in the North of Western Siberia. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 59: 264-274.
- Kleptsova I.E., Glagolev M.V., Filippov I.V., Maksyutov S.S. 2010. Methane emission from middle taiga ridges and rams of Western Siberia. *Environmental Dynamics and Global Climate Change*, 1(1): 66-76. (in Russian). [Клепцова И.Е., Глаголев М.В., Филиппов И.В., Максютлов Ш.Ш. 2010. Эмиссия метана из рямов и гряд средней тайги Западной Сибири // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. Т. 1. № 1. С. 66-76.]
- Lapko V.A. 2002. Non-parametric ensembles in decision analysis. Nauka, Novosibirsk, 168 pp. (in Russian). [Ляпко В.А. 2002. Непараметрические коллективы решающих правил. Новосибирск: Наука. 168 с.]
- Leonov A.V. 1986. *Mathematical modeling of the transformation of phosphorus compounds in freshwater ecosystems (using the example of Lake Balaton)*. Nauka, Moscow. (in Russian). [Леонов А.В. 1986. Математическое моделирование трансформации соединений фосфора в пресноводных экосистемах (на примере оз. Балатон). М.: Наука.]
- Maslov I.V., Maslov A.I. 1994. *Soil hydraulics*. Saratov University Publishing, Ufa. (In Russian). [Маслов И.В., Маслов А.И. 1994. Почвенная гидравлика. Уфа: Изд-во Саратовского университета.]
- Murguia-Flores F., Arndt S., Ganesan A.L., Murray-Tortarolo G.N., Hornibrook E.R.C. 2018. Soil Methanotrophy Model (MeMo v1.0): a process-based model to quantify global uptake of atmospheric methane by soil. *Geoscientific Model Development*, 11: 2009-2032. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-2009-2018>
- Nozhevnikova A., Glagolev M., Nekrasova V., Einola J., Sormunen K., Rintala J. 2003. The analysis of methods for measurement of methane oxidation in landfills. *Water Science and Technology*. 48(4): 45-52.
- Odum E.P. 1983. *Basic Ecology*. Saunders College Publishing, Philadelphia etc.
- Oh Y., Zhuang Q., Liu L., Welp L.R., Lau M.C.Y., Onstott T.C., Medvigy D., Bruhwiler L., Dlugokencky E.J., Hugelius G., D'Imperio L., Elberling B. 2020. Reduced net methane emissions due to microbial methane oxidation in a warmer Arctic. *Nature Climate Change*, 10: 317-321. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0734-z>
- Oshkin I.Y., Wegner C.-E., Lüke C., Glagolev M.V., Filippov I.V., Pimenov N.V., Liesack W., Dedysh S.N. 2014. Gammaproteobacterial methanotrophs dominate cold methane seeps in floodplains of West Siberian rivers. *Applied and Environmental Microbiology*, 80(19): 5944-5954.
- Potter C.S., Davidson E.A., Verchot L.V. 1996. Estimation of global biogeochemical controls and seasonality in soil methane consumption. *Chemosphere*, 32: 2219-2246.

- Ridgwell A.J., Marshall S.J., Gregson K. 1999. Consumption of atmospheric methane by soils: A process-based model. *Global Biogeochemical Cycles*, 13(1): 59-70.
- Saari A., Rinnan R., Martikainen P.J. 2004. Methane oxidation in boreal forest soils: kinetics and sensitivity to pH and ammonium. *Soil Biology and Biochemistry*, 36: 1037-1046.
- Sabrekov A.F., Glagolev M.V., Alekseychik P.K., Smolentsev B.A., Terent'eva I.E., Krivenok L.A., Maksyutov S.S. 2016. A process-based model of methane consumption by upland soils. *Environmental Research Letters*, 11: 075001. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/7/075001>.
- Sarukhanov W.J., Isamov N.N., Epimakhov W.G., Kolganov I.M. 2010. Quantitative dependence of sheep death on dose and dose rate of external γ -radiation. *Radiation biology. Radioecology*, 50(5): 548-551. (in Russian). [Саруханов В.Я., Исамов Н.Н., Епимахов В.Г., Колганов И.М. 2010. Количественная зависимость гибели овец от дозы и мощности дозы внешнего γ -излучения // Радиационная биология. Радиоэкология. Т. 50. № 5. С. 548-551.]
- Segers R. 1998. Methane production and methane consumption: a review of processes underlying wetland methane fluxes. *Biogeochemistry*, 41: 23-51.
- Semenychev E.V., Kozhukhova V.N. 2013. Research methodology of precise identification of time lines by example of models with logistic trend and additive stochastic component. *Bulletin of the Volga State University of Service. Series: Economy*, 2(28): 148-153. (in Russian). [Семеньев Е.В., Кожухова В.Н. 2013. Методики исследования точности идентификации временных рядов на примере моделей с логистическим трендом и аддитивной стохастической компонентой // Вестник ПВГУС. Серия Экономика. № 2(28). С. 148-153.]
- Shein E.V. 2005. *Soil physics*. MSU Publishing, Moscow. 432 pp. (in Russian). [Шейн Е.В. 2005. Курс физики почв. М.: Изд-во МГУ. 432 с.]
- Shein E.V. 2007. Measuring soil hydraulic conductivity using small saturated areas method. In: *Theories and methods of soil physics*, (E.V. Shein, L.O. Karpachevskiy, eds). «Grif and K», Moscow, pp. 242-244. (in Russian). [Шейн Е.В. 2007. Определение коэффициента фильтрации почвы методом малых заливаемых площадей // Теории и методы физики почв / Под ред. Е.В. Шейна, Л.О. Карпачевского. М.: Гриф и К. 242-244 с.]
- Silva R.A., West J.J., Lamarque J.-F., Shindell D.T., Collins W.J., Dalsoren S., Faluvegi G., Folberth G., Horowitz L.W., Nagashima T., Naik V., Rumbold S.T., Sudo K., Takemura T., Bergmann D., Cameron-Smith P., Cionni I., Doherty R.M., Eyring V., Josse B., MacKenzie I.A., Plummer D., Righi M., Stevenson D.S., Strode S., Szopa S., Zengast G. 2016. The effect of future ambient air pollution on human premature mortality to 2100 using output from the ACCMIP model ensemble. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16: 9847-9862. doi:10.5194/acp-16-9847-2016.
- Terent'eva I.E., Sabrekov A.F., Glagolev M.V., Kotsyurbenko O.R. 2017. Methane emission from municipal solid waste landfills. *Russian Meteorology and Hydrology*, 42(5): 327-334.
- Theil H. 1955. Who forecasts best? *International Economic Papers*, 5: 194-199.
- Theil H. 1961. *Economic Forecasts and Policy*. North-Holland Publishing Company, Amsterdam.
- Theil H. 1966. *Applied Economic Forecasting*. North-Holland Publishing Company, Amsterdam; RAND McNally and Co., Chicago.
- Tian H., Xu X., Liu M., Ren W., Zhang C., Chen G., Lu C. 2010. Spatial and temporal patterns of CH₄ and N₂O fluxes in terrestrial ecosystems of North America during 1979-2008: application of a global biogeochemistry model. *Biogeosciences*, 7(9): 2673-2694. <https://doi.org/10.5194/bg-7-2673-2010>
- Vadyunina A.F., Korchagina Z.A. 1973. *Methods to study soil physical properties*. Higher School, Moscow. 399 pp. (In Russian). [Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. 1973. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. М.: Высшая школа. 399 с.]
- Whalen S.C., Reeburgh W.S. 1990. Consumption of atmospheric methane by tundra soils. *Nature*, 346: 160-162.
- Xu X., Elias D.A., Graham D.E., Phelps T.J., Carrol S.L., Wullschlegel S.D., Thornton P.E. 2015. A microbial functional group based module for simulating methane production and consumption: application to an incubation permafrost soil. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 120: 1315-1333.
- Yermakov S.M. 1971. *Monte-Carlo method and related issues*. Nauka, Moscow. 328 pp. (in Russian). [Ермаков С.М. 1971. Метод Монте-Карло и смежные вопросы. М.: Наука. 328 с.]
- Zhuang Q., Chen M., Xu K., Tang J., Saikawa E., Lu Y., Melillo J.M., Prinn R.G., McGuire A.D. 2013. Response of global soil consumption of atmospheric methane to changes in atmospheric climate and nitrogen deposition. *Global Biogeochemical Cycles*, 27: 650-663. <https://doi.org/10.1002/gbc.20057>.
- Zorin A.V., Fedotkin M.A. 2013. *Monte-Carlo methods for parallel computing*. Publishing house of Moscow State University, Moscow. 192 pp. (in Russian). [Зорин А.В., Федоткин М.А. 2013. Методы Монте-Карло для параллельных вычислений. М.: Изд-во МГУ. 192 с.]

Поступила в редакцию: 11.10.2023
Переработанный вариант: 27.12.2023