

МЕТАН И КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ



Российская Академия Наук

Совет РАН по проблемам климата Земли

МЕТАН

И КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ:

научные проблемы
и технологические
аспекты



Москва
2022



Совет РАН по проблемам климата Земли

Метан и климатические изменения: научные проблемы и технологические аспекты

Под редакцией
академика РАН В.Г. Бондура,
академика РАН И.И. Мохова,
члена-корреспондента РАН А.А. Макоско



МОСКВА, 2022



RAS Council on Earth Climate Problems

Methane and climate change: scientific problems and technological aspects

Edited by
academician of the RAS V.G. Bondur,
academician of the RAS I.I. Mokhov,
correspondent member of the RAS A.A. Makosko



MOSCOW, 2022

УДК 539.1+54.0+553

ББК 31.4

М 54

Метан и климатические изменения: научные проблемы и технологические аспекты. – М.: Российская академия наук, 2022 / Под ред. академика РАН **В.Г. Бондура**, академика РАН **И.И. Мохова**, члена-корреспондента РАН **А.А. Маковского**.

Книга, подготовленная под эгидой Совета РАН по проблемам климата Земли, содержит материалы ведущих ученых страны по актуальным вопросам определения влияния метана на климатические изменения, основанные на обширном перечне научных публикаций и исследованиях авторов. Рассмотрены источники и стоки метана, представлены количественные оценки соотношения естественных (природных) и антропогенных выбросов в атмосферу метана в России и в мире. Выполнен анализ роли метана в атмосферных фотохимических процессах с оценкой современных изменений концентрации метана в атмосфере и их причин. Особое внимание уделено выбросам метана в Арктической зоне, включая эмиссию метана из многолетнемерзлых болот России. Представлены результаты сравнительного анализа систем коэффициентов, используемых при определении эмиссии метана в атмосферу в национальных кадастрах. В том числе представлены соответствующие коэффициенты для производственных процессов нефтяной и газовой промышленности. Рассмотрены новые метрики для оценки выбросов парниковых газов. Особое внимание уделено факторам, влияющим на глобальные и региональные изменения климата с оценкой роли антропогенных выбросов метана в атмосферу, в том числе с использованием моделей земной системы Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН и Института вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН.

Книга предназначена как для специалистов – представителей профильных ведомств и организаций реального сектора экономики, так и для широкого круга специалистов, научных работников, профессорско-преподавательского состава, аспирантов и студентов образовательных учреждений, специализирующихся в данных областях.

Methane and climate change: scientific problems and technological aspects. – Moscow: Russian Academy of Sciences, 2022 / Ed. by academician of the RAS **V.G. Bondur**, academician of the RAS **I.I. Mokhov** and correspondent member of the RAS **A.A. Makosko**.

The book, prepared under the auspices of the RAS Council on Earth Climate Problems, contains materials from the country's leading scientists on topical issues of determining the impact of methane on climate change, based on an extensive list of scientific publications and research by the authors. The sources and sinks of methane are considered, quantitative estimates of the ratio of natural (natural) and anthropogenic emissions of methane into the atmosphere in Russia and in the world are presented. An analysis of the role of methane in atmospheric photochemical processes was performed with an assessment of modern changes in the concentration of methane in the atmosphere and their causes. Particular attention is paid to methane emissions in the Arctic zone, including methane emissions from permafrost swamps in Russia. The results of a comparative analysis of the systems of coefficients used in determining methane emissions into the atmosphere in national inventories are presented. Including the corresponding coefficients for the production processes of the oil and gas industry. New metrics for estimating greenhouse gas emissions are considered. Particular attention is paid to the factors influencing global and regional climate changes with an assessment of the role of anthropogenic methane emissions into the atmosphere, including using models of the Earth system of the Institute of Atmospheric Physics named after A.M. Obukhov RAS and the Institute of Computational Mathematics named after G.I. Marchuk RAS.

The book is intended both for specialists – representatives of relevant departments and organizations of the real sector of the economy, and for a wide range of specialists, researchers, faculty, graduate students and students of educational institutions specializing in these areas.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Бондур В.Г. (председатель),
академик РАН

Аксютин О.Е.,
член-корреспондент РАН

Володин Е.М.,
доктор физико-математических наук

Голицын Г.С.,
академик РАН

Елисеев А.В.,
доктор физико-математических наук

Ишков А.Г.,
доктор химических наук

Макоско А.А. (заместитель председателя),
член-корреспондент РАН

Мохов И.И.,
академик РАН

Нахутин А.И.,
кандидат физико-математических наук

Романов К.В.,
кандидат экономических наук

Скороход А.И.,
кандидат географических наук

АВТОРСКИЙ КОЛЛЕКТИВ

Бондур В.Г., академик РАН (введение, разд. 1, подразд. 2.3, выводы, общ. ред.,
руководитель);

Голицын Г.С., академик РАН (разд. 1, зам. руководителя);

Мохов И.И., академик РАН (введение, выводы по разд., общ. ред.,
зам. руководителя);

Аксютин О.Е., член-корреспондент РАН (разд. 3, 4, подр. 5.1, зам.
руководителя);

Макоско А.А., член-корреспондент РАН (сост., введение, выводы по разд.,
общ. ред., зам. руководителя);

Аржанов М.М., кандидат физико-математических наук (подразд. 2.1);

Володин Е.М., доктор физико-математических наук (подразд. 5.3);

Гинзбург В.А., кандидат географических наук (разд. 3, подразд. 4.2);

Говор И.Л., (разд. 3, подразд. 4.2);

Грабар В.А., кандидат биологических наук (разд. 3, подразд. 4.2);

Денисов С.Н., кандидат физико-математических наук (подразд. 2.2, 4.1, 5.2);

Елисеев А.В., доктор физико-математических наук (подразд. 1.1, 1.3, 5.1);

Ишков А.Г., доктор химических наук (разд. 3, 4, подр. 5.1);

Кострыкин С.В., кандидат физико-математических наук (подразд. 5.3);

Моисеенко К.Б., кандидат физико-математических наук (подразд. 1.4);

Нахутин А.И., кандидат физико-математических наук (разд. 3, подразд. 4.2);

Панкратова Н.В., кандидат физико-математических наук (подразд. 1.2);

Попов Н.В., (разд. 3, подразд. 4.2);

Романов К.В., кандидат экономических наук (разд. 3, 4, подр. 5.1);

Скорород А.И., кандидат географических наук (подразд. 1.2, 1.4);

Феоктистова Н.В., (подразд. 2.3);

Черепанова Е.В., (подразд. 2.3).

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ

ЗИЗЛХ	– землепользование, изменение землепользования и лесного хозяйства
ЗС	– зона стабильности
КМ ИФА РАН	– климатическая модель ИФА им. А.М. Обухова РАН
ЛОС	– летучие органические соединения
МВА	– моря восточной Арктики
МГ	– метангидраты
МГЭИК	– Межправительственная группа экспертов по изменению климата
МЛП	– малый ледниковый период
ПГ	– парниковые газы
РКИК ООН	– Рамочная конвенция Организации Объединенных Наций об изменении климата
ТХМ	– транспортная фотохимическая модель
ФХС	– фотохимическая система
BU	– bottom-up (снизу вверх)
GEOS-chem	– Global Earth Observation chemical-transport model
TD	– top-down (сверху вниз)

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	14
1. ЦИКЛ МЕТАНА И ЕГО СОДЕРЖАНИЕ В АТМОСФЕРЕ	20
1.1 ИСТОЧНИКИ МЕТАНА В МИРЕ И В РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ. СООТНОШЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННЫХ (ПРИРОДНЫХ) И АНТРОПОГЕННЫХ ВЫБРОСОВ МЕТАНА В АТМОСФЕРУ	20
1.1.1 ЦИКЛ МЕТАНА	20
1.1.1.1 Общие данные о цикле метана	20
1.1.1.2 Связь интенсивности источников и стоков метана с климатическим режимом	26
1.1.2 ДАННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ ИНТЕНСИВНОСТИ ЕСТЕСТВЕННЫХ И АНТРОПОГЕННЫХ ЭМИССИЙ МЕТАНА В АТМОСФЕРУ	29
1.1.2.1 Данные проекта «Глобальный бюджет метана»	29
1.1.2.2 Данные Шестого оценочного доклада Межправительственной группы экспертов по изменениям климата (ОД6 МГЭИК)	35
1.1.2.3 Данные для эмиссий метана из влажных экосистем проекта WETCHIMP	37
1.1.3 ИНВЕНТАРИЗАЦИЯ ИСТОЧНИКОВ ЭМИССИИ МЕТАНА В АТМОСФЕРУ: ОБОБЩЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ	40
1.1.4 ВЫВОДЫ	45
1.2 ГАЗОПРОЯВЛЕНИЯ НА МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ	46
1.2.1 ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПРИРОДНЫХ ГАЗОПРОЯВЛЕНИЯХ	46
1.2.2 МЕТАН В АРКТИКЕ	48
1.2.3 ВКЛАД ПРИРОДНЫХ ГАЗОПРОЯВЛЕНИЙ В ОБЩИЙ БЮДЖЕТ МЕТАНА	52
1.2.3.1 Морские экспедиционные наблюдения	52
1.2.3.2 Наземные измерения	61
1.2.3.3 Спутниковые данные	63
1.2.3.4 Сравнение различных оценок газопроявлений в Арктике BU-методом	70
1.2.3.5 TD-подход	74
1.2.4. ВЫВОДЫ	76
1.3 РОЛЬ МЕТАНА В АТМОСФЕРНЫХ ФОТОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ, БАЛАНС МЕТАНА В ПОЧВАХ, АНАЛИЗ ПРОЦЕССОВ ТРАНСФОРМАЦИИ МЕТАНА В АТМОСФЕРЕ И ПРОЦЕССОВ ЕСТЕСТВЕННОГО ИЗЪЯТИЯ МЕТАНА ИЗ АТМОСФЕРЫ И В ПОЧВАХ ..	77
1.3.1 ОБЗОР ОСНОВНЫХ ХИМИЧЕСКИХ И БИОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ РАЗРУШЕНИЯ МЕТАНА	78
1.3.1.1 Химические процессы разрушения метана в атмосфере	78
1.3.1.2 Поглощение метана в почве	81
1.3.2 ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РАЗРУШЕНИЯ МЕТАНА В АТМОСФЕРЕ И ПОГЛОЩЕНИЯ ПОЧВОЙ	83
1.3.2.1 Используемые данные	83
1.3.2.2 Данные проекта АССМIP	84

1.3.3 ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПРОЦЕССОВ РАЗРУШЕНИЯ МЕТАНА В АТМОСФЕРЕ И ПОГЛОЩЕНИЯ ПОЧВОЙ ..	89
1.3.3.1 Процессы разрушения метана в атмосфере и поглощения почвой	89
1.3.3.2 Связь времени жизни метана в атмосфере с климатическим режимом и эмиссиями примесей в атмосферу	94
1.3.4 СОВРЕМЕННЫЕ ДАННЫЕ О БЮДЖЕТЕ МЕТАНА В СТРАТОСФЕРЕ.....	98
1.3.4.1 Оценки интенсивности стока метана из атмосферы	98
1.3.4.2 Оценка качества данных об источниках и стоках	104
1.3.4.3 Разность между источниками и стоками для Российской Федерации.....	105
1.3.4.4 Полный бюджет метана в атмосфере	107
1.3.5 ВЫВОДЫ.....	108
1.4 ОЦЕНКИ СОВРЕМЕННОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ МЕТАНА В АТМОСФЕРЕ И ЕЕ ИЗМЕНЕНИЙ И ПРИЧИНЫ ЕЕ УВЕЛИЧЕНИЯ. ВОЗМОЖНАЯ ДИНАМИКА КОНЦЕНТРАЦИИ МЕТАНА ДЛЯ СЦЕНАРИЯ С УВЕЛИЧЕНИЕМ ВЫБРОСОВ ВОДОРОДА	109
1.4.1 СОДЕРЖАНИЕ МЕТАНА В АТМОСФЕРЕ И ПРИЧИНЫ ЕГО РОСТА. ОЦЕНКА ЭФФЕКТА ОТ УВЕЛИЧЕНИЯ ВЫБРОСОВ ВОДОРОДА НА СОДЕРЖАНИЕ МЕТАНА В ТРОПОСФЕРЕ	110
1.4.1.1 Данные и методы.....	110
1.4.1.2 Количественные оценки современной концентрации метана в атмосфере и многолетних трендов по данным наблюдений	125
1.4.1.3 Оценки возможной динамики концентрации метана в тропосфере для сценария с увеличением выбросов водорода	133
1.4.2. ВЛИЯНИЕ АНТРОПОГЕННЫХ ВЫБРОСОВ В АТМОСФЕРУ ВОДОРОДА НА ТРОПОСФЕРНОЕ СОДЕРЖАНИЕ ГИДРОКСИЛА И МЕТАНА.....	138
1.4.3 ВЫВОДЫ.....	143
2 ВЫБРОСЫ МЕТАНА В АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЕ	145
2.1 ИЗМЕНЕНИЯ ЗОН СТАБИЛЬНОСТИ ГИДРАТОВ МЕТАНА, ОЦЕНКА ДЕСТАБИЛИЗАЦИИ РЕЛИКТОВЫХ МЕТАНОГИДРАТОВ ПРИ НАБЛЮДАЕМЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА	145
2.1.1 ВВЕДЕНИЕ.....	145
2.1.2 ОЦЕНКА ТЕРМОБАРИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАНГИДРАТОВ В УСЛОВИЯХ ПОКРОВНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ	148
2.1.3 ОЦЕНКА ГИДРАТОНАСЫЩЕННОСТИ В УСЛОВИЯХ ПОКРОВНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ.....	152
2.1.4 АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ И ЗОН СТАБИЛЬНОСТИ МЕТАНГИДРАТОВ В СЕВЕРНЫХ РЕГИОНАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 100 ТЫС. ЛЕТ	158
2.1.5 АНАЛИЗ УСЛОВИЙ СТАБИЛЬНОСТИ РЕЛИКТОВЫХ МЕТАНГИДРАТОВ В ГОЛОЦЕНЕ.....	167
2.1.6 ВЫВОДЫ.....	174

2.2 ЭМИССИЯ МЕТАНА ИЗ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ БОЛОТ РОССИИ В УСЛОВИЯХ ПРОГНОЗИРУЕМЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА.....	176
2.2.1 ВВЕДЕНИЕ.....	177
2.2.2 ОЦЕНКИ ЭМИССИИ МЕТАНА ИЗ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ БОЛОТ.....	180
2.2.2.1 Модельные оценки современных эмиссий метана из внетропических влажных экосистем Северного полушария.....	181
2.2.2.2 Оценки эмиссии метана из многолетнемерзлых болот России в XXI веке по расчетам с КМ ИФА РАН	184
2.2.3 ВЫВОДЫ.....	189
2.3 ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ АНОМАЛИИ ЭМИССИЙ МЕТАНА, ОБНАРУЖЕННЫЕ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ НА ПОСТПОЖАРНЫХ ТЕРРИТОРИЯХ В ЗОНЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА	190
2.3.1 ВВЕДЕНИЕ.....	191
2.3.2 ДИНАМИКА ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ В ЗОНЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ.....	192
2.3.3 ОСОБЕННОСТИ АНАЛИЗА ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ СЕРИЙ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ МЕТАНА В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ	196
2.3.4 ВЫЯВЛЕНИЕ АНОМАЛИЙ КОНЦЕНТРАЦИЙ СОДЕРЖАНИЯ МЕТАНА В ЗОНЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ.....	198
2.3.5 ВЫВОДЫ.....	205

3 СИСТЕМЫ КОЭФФИЦИЕНТОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЫБРОСОВ МЕТАНА В АТМОСФЕРУ В НАЦИОНАЛЬНЫХ КАДАСТРАХ.....206

3.1 СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КОЭФФИЦИЕНТОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭМИССИИ МЕТАНА В АТМОСФЕРУ В НАЦИОНАЛЬНЫХ КАДАСТРАХ.....	206
3.1.1 ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ОЦЕНКИ ВЫБРОСОВ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ	206
3.1.2 КОЭФФИЦИЕНТЫ ДЛЯ ОЦЕНКИ ВЫБРОСОВ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ В АТМОСФЕРУ ОТ ОПЕРАЦИЙ С НЕФТЬЮ И ПРИРОДНЫМ ГАЗОМ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ СТРАН	211
3.1.3 ПРИМЕРЫ РАЗРАБОТКИ И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СИСТЕМ КОЭФФИЦИЕНТОВ ДЛЯ РАСЧЕТОВ ВЫБРОСОВ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ В АТМОСФЕРУ	224
3.1.3.1 Газовая промышленность США.....	224
3.1.3.2 Нефтегазовая промышленность Канады	224
3.1.4 ВЫВОДЫ.....	226

3.2 РАЗВИТИЕ НАЦИОНАЛЬНЫХ СИСТЕМ КОЭФФИЦИЕНТОВ ЭМИССИИ МЕТАНА В АТМОСФЕРУ ДЛЯ ПРОИЗВОДСТВЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НЕФТЯНОЙ И ГАЗОВОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ	227
3.2.1 МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ	227
3.2.2 АНАЛИЗ НЕОБХОДИМЫХ ИСХОДНЫХ ДАННЫХ	228
3.2.3 ДОСТУПНОСТЬ ИСХОДНЫХ ДАННЫХ	230
3.2.4 АНАЛИЗ ДОСТУПНЫХ ДАННЫХ	233
3.2.5 МЕТОДОЛОГИЯ И РАЗРАБОТКА СИСТЕМ КОЭФФИЦИЕНТОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЫБРОСОВ В АТМОСФЕРУ	233
3.2.6 СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ ВЕЛИЧИН ВЫБРОСОВ	240
3.2.7 ПРИБЛИЖЕННАЯ ОЦЕНКА МАКСИМАЛЬНО ВОЗМОЖНОГО ВЫБРОСА МЕТАНА В АТМОСФЕРУ НА СТАДИИ ТРАНСПОРТИРОВКИ, РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ПОТРЕБЛЕНИЯ НА ОСНОВЕ БАЛАНСА ЭНЕРГОРЕСУРСОВ	247
3.2.8 ВЫВОДЫ	249

4 НОВЫЕ МЕТРИКИ ДЛЯ ОЦЕНКИ ВЫБРОСОВ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ В АТМОСФЕРУ 251

4.1 СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПОТЕНЦИАЛА ИЗМЕНЕНИЯ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ (GTR) И ПОТЕНЦИАЛА ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ (GWP). РАЗРАБОТКА РЕКОМЕНДАЦИЙ ПО ИСПОЛЬЗОВАНИЮ ПОТЕНЦИАЛА ИЗМЕНЕНИЯ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ (GTR)	251
4.1.1 ВВЕДЕНИЕ	252
4.1.2 СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ GTR, GWP И НОВЫХ ЭМИССИОННЫХ МЕТРИК ПО ДАННЫМ ОЦЕНОЧНЫХ ДОКЛАДОВ МГЭИК	253
4.1.2.1 Концепции GWP и GTR	253
4.1.2.2 Неопределенности и ограничения GWP и GTR	256
4.1.2.3 Анализ GTR, GWP и новых эмиссионных потенциалов	258
4.1.2.4 Физическое обоснование выбора эмиссионных метрик	260
4.1.3 АНАЛИЗ GTR, GWP И КУМУЛЯТИВНЫХ МЕТРИК НА ИХ ОСНОВЕ ПО РАСЧЕТАМ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ СИСТЕМЫ ИФА РАН	261
4.1.3.1 Методы и данные	262
4.1.3.2 Эффект учета изменяющихся фоновых условий при расчете GTR	265
4.1.3.3 Оценки кумулятивного температурного потенциала антропогенных эмиссий CO ₂ и CH ₄ и их относительного вклада в изменение GSAT	269
4.1.4 ВЫВОДЫ	271
4.2. ВЛИЯНИЕ МЕТРИК ПЕРЕВОДА ВЫБРОСОВ ОТДЕЛЬНЫХ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ В ЭКВИВАЛЕНТ CO ₂ НА СОВОКУПНЫЕ ВЫБРОСЫ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ В РОССИИ И ВКЛАД В НИХ ВЫБРОСОВ ОТ НЕФТЕГАЗОВОЙ ОТРАСЛИ	272

4.2.1. ВЫБОР МЕТРИК ПЕРЕВОДА ВЫБРОСОВ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ В ЭКВИВАЛЕНТ CO ₂	273
4.2.2 ПОТЕНЦИАЛ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ НА ВРЕМЕННОМ ГОРИЗОНТЕ 100 ЛЕТ	281
4.2.3 ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДРУГИХ МЕТРИК	283
4.2.4 ВЫВОДЫ	284
5 РОЛЬ МЕТАНА В ИЗМЕНЕНИИ КЛИМАТА	286
5.1 ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ГЛОБАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА	286
5.1.1. АТРИБУЦИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА	286
5.1.2. МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ К ВЫЯВЛЕНИЮ ФАКТОРОВ, ВЛИЯЮЩИХ НА ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА	287
5.1.2.1. Методы атрибуции, использующие данные наблюдений	287
5.1.2.2. Методы атрибуции, основанные на расчетах с моделями Земной системы	293
5.1.2.3 Количественный анализ факторов, влияющих на глобальные изменения климата, с использованием модели Земной системы ИФА РАН	297
5.1.3. ВЫВОДЫ	303
5.2 ОЦЕНКА КЛИМАТИЧЕСКОЙ РОЛИ АНТРОПОГЕННЫХ ВЫБРОСОВ МЕТАНА В СРАВНЕНИИ С ДРУГИМИ ПАРНИКОВЫМИ ГАЗАМИ	304
5.2.1 ВВЕДЕНИЕ	305
5.2.2 КЛИМАТИЧЕСКАЯ РОЛЬ МЕТАНА ПО ДАННЫМ ШЕСТОГО ОЦЕНОЧНОГО ДОКЛАДА МГЭИК	307
5.2.2.1 Современный радиационный бюджет	307
5.2.2.2 Радиационный форсинг метана по сравнению с другими парниковыми газами	310
5.2.2.3 Вклад парниковых газов в изменения температуры	312
5.2.2.4 Оценки вклада эмиссии парниковых газов в изменения климата	315
5.2.3 КЛИМАТИЧЕСКАЯ РОЛЬ АНТРОПОГЕННЫХ И ПРИРОДНЫХ ЭМИССИЙ МЕТАНА И УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА ПО РАСЧЕТАМ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ СИСТЕМЫ ИФА РАН	318
5.2.3.1 Эксперименты с моделью Земной системы ИФА РАН	319
5.2.3.2 Кумулятивный температурный потенциал	320
5.2.3.3 Результаты оценок с использованием модели Земной системы ИФА РАН	321
5.2.4 ВЫВОДЫ	328
5.3 ОЦЕНКА ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ КЛИМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ К ИСКЛЮЧЕНИЮ ИЗ НИХ ВЫБРОСОВ МЕТАНА В АТМОСФЕРУ ОТ ГАЗОВОЙ ОТРАСЛИ	328
5.3.1 РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС АТМОСФЕРЫ	329
5.3.2 РАДИАЦИОННЫЙ ФОРСИНГ И ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ КЛИМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ К МАЛЫМ ВОЗМУЩЕНИЯМ	329

5.3.3 ОЦЕНКИ ЭМИССИИ МЕТАНА В АТМОСФЕРЕ ОТ ГАЗОВОЙ ОТРАСЛИ РОССИИ И ЕЕ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ РОЛИ В ГЛОБАЛЬНОЙ ЭМИССИИ МЕТАНА	332
5.3.4 ОПИСАНИЕ КЛИМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ИВМ РАН И ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ С НЕЙ.....	334
5.3.5 РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ РАДИАЦИОННОГО ФОРСИНГА И ИХ СРАВНЕНИЕ С ДРУГИМИ ОЦЕНКАМИ	335
5.3.6 ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЯ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ У ПОВЕРХНОСТИ ПОСЛЕ ПРЕКРАЩЕНИЯ ВЫБРОСОВ ПАО «ГАЗПРОМ»	339
5.3.7 ВЫВОДЫ.....	340
ЛИТЕРАТУРА.....	341

ВВЕДЕНИЕ

По данным инструментальных наблюдений глобальной приповерхностной температуры, последние три десятилетия были самыми теплыми в ряду, начиная с середины XIX века. Средняя глобальная приповерхностная температура первого десятилетия XXI века была на 0,5 °C выше, чем в 1961–1990 гг., и на 0,2 °C выше, чем в 1990–2000 гг. В свою очередь, последнее десятилетие XX века было теплее предыдущих десятилетий. Важно отметить, что последние десятилетия характеризуются приповерхностным потеплением во всех широтных зонах с максимальным потеплением в арктических широтах (так называемое Арктическое усиление).

По данным Росгидромета среднегодовая приповерхностная температура для России в целом с последней четверти XX века росла со скоростью около 0,5 °C/10 лет. Такое быстрое потепление в России сопровождается значительной межгодовой изменчивостью. Полученным линейным трендом объясняется половина дисперсии межгодовых вариаций приповерхностной температуры для России в целом.

С происходящими глобальными изменениями связаны и региональные климатические аномалии. В России, как северной стране, потепление идет намного быстрее, чем для Земли в целом. В последние десятилетия скорость потепления в России в целом более чем вдвое превышала глобальную, а в отдельных регионах, таких как Арктическая зона Российской Федерации – более чем в 4 раза. При этом отмечается большая территориальная и сезонная неоднородность изменений температуры.

Годовые осадки в целом по территории России в период времени с 1976 по 2019 гг. росли со скоростью 2,2% за 10 лет. Особенно быстро росли весенние осадки – около 6% за 10 лет на всей территории страны, а в Западной Сибири – 8% за 10 лет. Летом на Европейской части России (ЕЧР), за исключением северных регионов, наблюдается убывание количества осадков, которое наиболее существенно в южных областях.

Тенденция уменьшения продолжительности залегания снежного покрова выявлена на большей части ЕЧР, на севере и юге Западной Сибири, на Таймыре и северо-западе Республики Саха (Якутия). В среднем для территории России число дней со снежным покровом сокращается на 1 день за десятилетие. В последние десятилетия на многих участках криолитозоны происходил рост температуры верхнего слоя многолетнемерзлых грунтов, а в отдельных регионах отмечалось увеличение глубины сезонного протаивания. Быстро уменьшается площадь морских льдов Северного Ледовитого океана – на 13% за десятилетие (по отношению к периоду 1981–2010 гг.).

На фоне потепления климата во многих регионах России увеличиваются частота и интенсивность опасных гидрометеорологических явлений: наводнения; лесные пожары; шквалы; смерчи; ураганы; сильные ливни с грозами, градом и шквалистым ветром; волны жары; сильные засухи и т. д. Количество опасных метеорологических явлений в России на фоне быстрого потепления за последние два десятилетия с конца XX века увеличилось примерно втрое.

При этом наибольшее количество гидрометеорологических явлений отмечается в России в теплые месяцы – чаще летом. Это связано с тем, что при потеплении, согласно уравнению Клапейрона-Клаузиуса, растет влагоемкость атмосферы, что способствует увеличению вероятности более мощных осадков. В случае ослабления тропосферной циркуляции при потеплении (и уменьшении меридионального градиента температуры) это способствует большей пространственной неоднородности осадков в летние месяцы и увеличению вероятности как избыточных осадков (наводнений), так и дефицита осадков (засух) в сопредельных регионах.

В результате глобального потепления уменьшается температурный перепад между экваториальными и полярными широтами. В связи с ослаблением западного переноса в тропосфере средних широт растет роль меридиональных процессов, в том числе меридиональных вторжений холодного арктического и теплого воздуха субтропических широт, процессов блокирования с формированием аномально жарких и сухих периодов летом, как в Европейской части России в 2010 г., или аномально холодных зимой. Эффекты блокирования атмосферной циркуляции в сезоны муссонной активности на Дальнем Востоке при более высоком влагосодержании атмосферы и при аномально высокой температуре океана увеличивают риск сильных наводнений на Амуре, как произошло в 2013 г.

В связи с ростом интенсивности конвективных процессов при потеплении увеличивается вероятность сильных ливней, рост грозовой активности, вследствие увеличения молниевой активности растет вероятность возникновения лесных пожаров, смерчей. Анализ данных метеорологических станций России за последние десятилетия свидетельствует о принципиальном различии полувековых трендов конвективных (положительные) и неконвективных (отрицательные) осадков в России. При этом растет интенсивность ливневых осадков, особенно в прибрежных регионах, и их вклад в общее количество осадков.

При росте приповерхностной температуры летом и перераспределении внутриконтинентальных осадков (ливни становятся реже, но сильнее) увеличивается вероятность формирования засух и повышенной пожароопасности. По спутниковым данным для последних десятилетий

отмечены региональные, в частности, в Сибири, тенденции увеличения мощности лесных пожаров.

Особенности пространственной структуры погодно-климатических аномалий связаны особенностями повторяемости атмосферных блокирований и условиями стационарирования планетарных волн (волн Россби). Согласно ансамблевым модельным оценкам, при сценариях потепления в XXI веке возрастает вероятность формирования длительных блокирований и летом, и зимой, а также формирования смерчей на территории России. Это связано, в частности, с ослаблением статической устойчивости атмосферы и усилением конвективных процессов.

По оценкам Росгидромета в настоящее время размер ущерба по метеорологическим причинам может достигать и превышать 1% ВВП России.

Приведенные характеристики происходящих климатических изменений обуславливают особую актуальность одной из важнейших проблем современности – проблемы исследования причин изменения климата и возможностей его стабилизации. Как известно, выделяют внешние и внутренние факторы, влияющие на формирование и изменение климата. Внешние процессы – это изменения параметров орбиты Земли и солнечной радиации, поступающей на Землю. Внутренние процессы связаны с переменами в земной атмосфере, океанах и ледниках, а также с эффектами, сопутствующими деятельности человека.

По данным палеорекоkonструкций, в течение последних десятков миллионов лет температура у поверхности Земли падала до некоторого критического режима – наступления так называемого плейстоцена около 2 млн лет назад. Для плейстоцена характерны ледниковые циклы, связанные с изменениями параметров орбиты Земли вокруг Солнца (эксцентриситета, угла наклона земной оси к плоскости эклиптики и прецессии) с периодами около 100, 40 и 20 тыс. лет – циклами Миланковича. Проявлению этих циклов в четвертичном периоде способствовала положительная обратная связь альбедо поверхности Земли – температура, в формировании которой значимую роль играет снежно-ледовый покров. Анализ содержания пузырьков воздуха в ледовых ядрах российской антарктической станции Восток, а впоследствии по данным международного проекта EPICA, выявил соответствующие температурным циклам вариации атмосферных компонентов, включая парниковые газы – углекислый газ и метан.

Отмеченное при этом некоторое общее запаздывание вариаций их содержания относительно температурных изменений нередко используется в качестве аргумента против признания антропогенных причин современных изменений климата. На самом деле противоречий тут нет. Изменения связаны с разными механизмами радиационного воздействия на климат и на углеродный цикл Земли, которые значительно различаются по своим временным масштабам.

Существенно, что только по запаздыванию нельзя судить о причинно-следственных связях в земной климатической системе. Знак временного сдвига зависит от ряда факторов, характеризующих систему и тип её возмущений, включая временные масштабы.

В настоящее время Земля находится в межледниковье на температурном пике ледникового цикла – в так называемом голоцене – уже более 11 тыс. лет. После достижения максимального температурного режима – оптимума голоцена около 6 тыс. лет назад, температура в целом понижалась (до наступления индустриальной эпохи).

В последнее столетие ситуация принципиально изменилась: по данным наблюдений, на фоне естественной изменчивости отмечается заметное глобальное потепление, которое связывается с антропогенными воздействиями, прежде всего с ростом содержания в атмосфере таких парниковых газов, как углекислый газ и метан.

Модельные прогностические оценки свидетельствуют о формировании новой эпохи – антропоцена.

Отметим, что направленные на ограничение роста концентраций парниковых газов в атмосфере для сдерживания глобального потепления – Рамочная конвенция ООН об изменении климата (далее – РКИК ООН), Киотский протокол, Парижское соглашение – реализуют, прежде всего, меры по ограничению выбросов в атмосферу углекислого газа. В 2012 году было объявлено о формировании новой глобальной инициативы «Коалиция за климат и чистый воздух» (Climate and Clean Air Coalition), деятельность которой направлена на снижение содержания в атмосфере «короткоживущих факторов изменения климата» – веществ с небольшим временем жизни в атмосфере – порядка 10 лет и менее. Это – метан, а также черный углерод, многие гидрофторуглероды. По сравнению с CO₂ небольшое время жизни таких веществ в климатической системе Земли способствует повышению эффективности мер по ограничению глобального потепления в обозримом будущем (десятилетия и меньше).

Метан среди парниковых газов занимает второе место после CO₂ по степени влияния на тепловой баланс Земли. Полное время жизни метана в соответствии с данными Шестого оценочного доклада МГЭИК составляет 9,7±1,1 года. Но, несмотря на сравнительно короткий период жизни и небольшую концентрацию в сравнении с углекислым газом, эффект от метана примерно в 25 раз сильнее. В индустриальную эпоху (с 1750 года) концентрация метана в атмосфере Земли увеличилась с 625÷ 675 ppb до 1800 ppb и более. Таким образом, благодаря деятельности человека, газ накапливается быстрее, чем поглощается естественным образом, увеличивая угрозу глобального потепления. Более того, исследования последних лет свидетельствуют, что роль метана в глобальном

потеплении была недооценена. В новом Шестом докладе МГЭИК метану уделено особое внимание.

Также отметим, что многие дискуссии ведутся именно вокруг снижения эмиссии метана, поскольку популяризируется идея о том, что антропогенные выбросы метана от нефтегазовой отрасли легче всего регулировать и сократить.

Что касается России, то интенсивность антропогенных источников метана с ее территории составляет не более 10% от глобальной интенсивности антропогенных эмиссий (и даже не более 7% для соответствующих центральных оценок). Однако особенностью Российской Федерации является относительно большой вклад добычи угля, нефти и газа в интенсивность антропогенных эмиссий метана в атмосферу. Глобально вклад добычи нефти и газа не превышает 1/5 от суммарной интенсивности всех источников.

Поэтому важны и необходимы оценки выбросов и роли метана в глобальном изменении климата и особенно метана антропогенного происхождения. Безусловно актуальными являются уточнение и осмысление информации об источниках метана, его эмиссиях в результате добычи нефти и газа, причинах увеличения концентрации метана в атмосфере, процессах трансформации метана в атмосфере и процессах естественного изъятия метана из атмосферы и в почвах, метриках для оценки и национальных коэффициентах выбросов метана, а также об объективной роли метана в изменении климата.

В данной книге описываются естественные и антропогенные источники метана, его исторические и современные концентрации в атмосфере, механизм усиления парникового эффекта при росте концентраций, возможные сценарии изменения глобальных выбросов и глобальных концентраций метана во времени, возможности сокращения его антропогенных выбросов в атмосферу. Актуальное направление исследований связано с оценкой эмиссий метана в атмосферу в связи с возможным разложением метангидратов, в том числе на Арктическом шельфе, при потеплении и таянии многолетнемерзлых пород (в настоящее время оценки эмиссий метана, в частности, для морей Восточной Арктики, различаются на 3 порядка). Выполнен анализ роли метана в атмосферных фотохимических процессах, определен баланс метана в почвах, проанализированы процессы трансформации метана в атмосфере и процессы естественного изъятия метана из атмосферы и в почвах. Оценена возможная динамика концентрации метана в атмосфере для сценария с увеличением выбросов водорода. Проведен сравнительный анализ национальных коэффициентов эмиссии метана, используемых в национальных кадастрах. Разработаны и актуализированы национальные коэффициенты эмиссии метана для всех производственных процессов нефтяной и газовой промышленности, в том числе с учетом государственной статистической отчетности. Выполнен сравнительный анализ

потенциала изменения глобальной температуры (GTP) и потенциала глобального потепления (GWP). Проведен анализ влияния метрик перевода выбросов отдельных парниковых газов в эквивалент CO₂ на совокупные выбросы парниковых газов в России и вклад в них выбросов от нефтегазовой отрасли. Определены факторы, влияющие на глобальное потепление и изменение климата, выполнена оценка климатической роли антропогенных выбросов метана в сравнении с другими парниковыми газами.

Основная часть результатов получена впервые, характеризуется высокой степенью новизны, имеет приоритетный характер в данной области атмосферных исследований.

Сфера применения полученных результатов – научно обоснованные управленческие решения по устойчивому низкоуглеродному развитию секторов экономики страны, уточнению действующих методик, мерам повышения международного климатического рейтинга России, сохранению благоприятной окружающей среды.

* * *

Настоящая монография подготовлена под эгидой Совета РАН по проблемам климата Земли (сопредседатели – академик РАН В.Г. Бондур, академик РАН И.И. Мохов) коллективом ведущих ученых страны, часть которых входит в его состав. Полученные в монографии результаты служат основой по рассмотрению и уточнению различных документов в области климата и климатической политики¹, а также для подготовки к заседанию Совета, посвященного проблемам исследования роли метана в климатической системе, вопросам мониторинга метана в различных экосистемах России, оценке эмиссий метана (природных и антропогенных), вопросам моделирования метанового цикла в климатических моделях.

¹ Члены Совета РАН по проблемам климата Земли принимают участие в работе различных государственных и международных советов и комиссий, в том числе в Межведомственной рабочей группе при Администрации Президента Российской Федерации по вопросам, связанным с изменением климата и обеспечением устойчивого развития, в Научном совете при Совете Безопасности РФ, Совете по науке и образованию при Президенте Российской Федерации, Совете по реализации Федеральной научно-технической программы в области экологического развития Российской Федерации и климатических изменений на 2021-2030 годы, в формировании и развитии Климатической доктрины Российской Федерации, в Межправительственной группе экспертов по изменению климата, в международной деятельности в связи с Рамочной конвенцией ООН об изменении климата и др.

1. ЦИКЛ МЕТАНА И ЕГО СОДЕРЖАНИЕ В АТМОСФЕРЕ

1.1 ИСТОЧНИКИ МЕТАНА В МИРЕ И В РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ. СООТНОШЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННЫХ (ПРИРОДНЫХ) И АНТРОПОГЕННЫХ ВЫБРОСОВ МЕТАНА В АТМОСФЕРЕ

Выявлено, что современная глобальная интенсивность естественных источников метана составляет от 183 до 248 Тг CH_4 /год с центральной (наиболее вероятной) оценкой 215 Тг CH_4 /год. Вклад России в естественные глобальные эмиссии метана не превышает 10% и связан, в основном, с вкладом эмиссий от водно-болотных угодий. Современная глобальная интенсивность антропогенных источников метана в атмосферу составляет 357 Тг CH_4 /год с интервалом неопределенности от 336 до 375 Тг CH_4 /год. Более половины этих эмиссий обусловлено сельскохозяйственной деятельностью (рисоводством и ферментацией мусора). Вторым по значимости антропогенным источником является использование ископаемого топлива. Интенсивность антропогенных источников метана с территории России составляет не более 10% от глобальной интенсивности антропогенных эмиссий (и даже не более 7% для соответствующих центральных оценок). Однако особенностью Российской Федерации является относительно большой вклад добычи угля, нефти и газа в интенсивность антропогенных (а также полных) эмиссий метана в атмосферу.

Согласно Национальному докладу о кадастре антропогенных выбросов из источников и абсорбции поглотителями парниковых газов, не регулируемых Монреальским протоколом, интенсивность эмиссий CH_4 от энергетики в России составила в 2020 году 6,4 Тг CH_4 , т.е. $\frac{1}{2}$ интенсивности антропогенных эмиссий (глобально – не более $\frac{1}{3}$). Доля нефтяной отрасли в антропогенных выбросах метана в России – 10%, газовой – 15%, угольной – 20%.

1.1.1 ЦИКЛ МЕТАНА

1.1.1.1 Общие данные о цикле метана

Общая схема цикла метана в Земной системе представлена на рис. 1.1.1 [1].

Известны два механизма образования метана в естественных условиях. Первый из них обусловлен деятельностью архей, действующих в анаэробных условиях (т.е. в условиях отсутствия кислорода). Второй механизм связан с

образованием метана при высокотемпературных ($\geq 110^{\circ}\text{C}$) реакциях в земной коре [1, 2]. Экспериментально происхождение метана может быть определено по изотопному составу $\delta^{13}\text{C}$ (в ряде случаев – и $\delta^2\text{H} \equiv \delta\text{D}$) его молекул. Для термогенного метана характерно $\delta^{13}\text{C} = -(25-55)\%$ и $\delta\text{D} < -200\%$, для биогенного $\delta^{13}\text{C} = -(60-110)\%$ и $\delta\text{D} > -275\%$ относительно PDB-стандарта (Pee Dee Belemnite) [3]. Особенности фракционирования изотопов при горении биомассы позволяют также выделить образующийся при этом горении метан, для которого $\delta^{13}\text{C} = -(15-25)\%$.

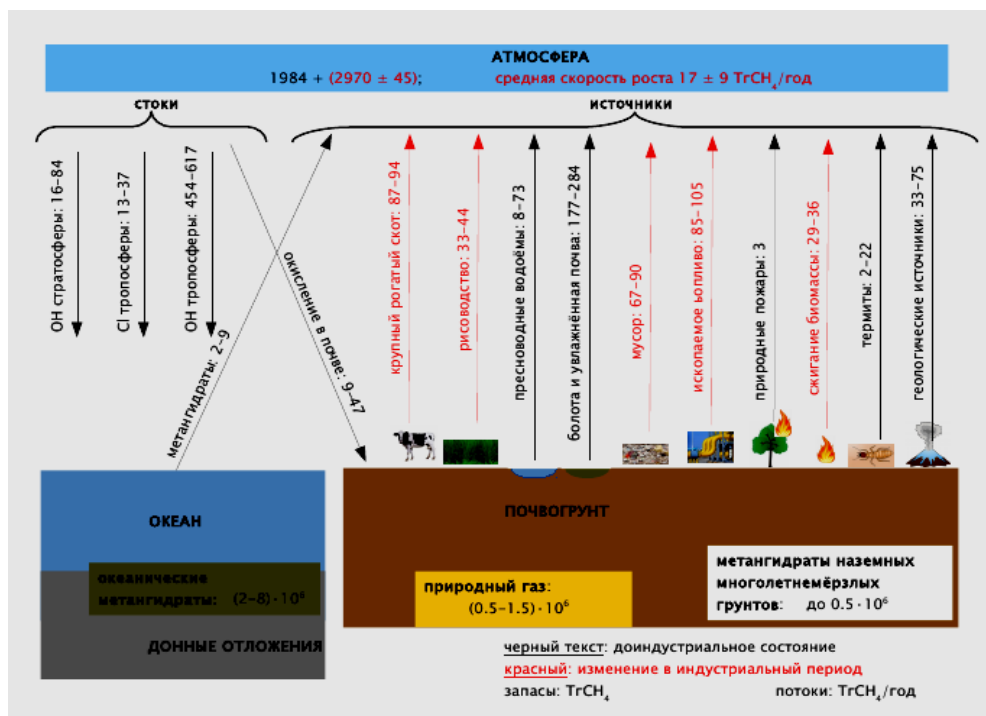


Рисунок 1.1.1 – Глобальный цикл метана (оценки для 2000-х гг.) согласно [1]

В настоящее время используются два подхода к оценке интенсивности источников метана в атмосферу и стоков этого газа из атмосферы [4]. Первый подход (так называемый «bottom-up approach»; BU) связан с проведением прямых натуральных измерений и обобщением их результатов на большой пространственный масштаб (вплоть до глобального). Достоинством этого подхода является использование данных непосредственных измерений. Однако недостаточное покрытие поверхности такими измерениями приводит к неадекватному учету пространственно-временной изменчивости E и возможным систематическим ошибкам соответствующих оценок.

При втором подходе к оценке интенсивности источников метана в атмосферу («top-down approach»; TD) используются расчеты с моделями химических процессов в атмосфере, метеорологические условия в которых задаются по данным высокого пространственного и временного разрешения (чаще всего - по данным реанализа). Коэффициенты таких моделей оптимизируются для наилучшего согласия с доступными данными наблюдений. Достоинством такого подхода является выполнение фундаментальных законов сохранения (в том числе закона сохранения массы метана), а его недостатки связаны с неопределенностью метеорологических данных и (в меньшей степени) - с качеством самих моделей. Оценки интенсивности источников метана в атмосферу на глобальном, континентальном и субконтинентальном масштабах, полученные при втором подходе, более надежны по сравнению с соответствующими оценками, полученными первым методом. На меньшем пространственном масштабе, наоборот, более предпочтительны BU-оценки.

Наряду с атмосферой, метан содержится и в других резервуарах земной системы. Его запас в виде природного газа оценивается величиной 511–1513 тыс. Тг CH_4 (рис. 1.1.1).

Кроме того, важным резервуаром метана являются газогидраты. Они формируются, когда из-за наличия определенных примесей (например, метана) структура кристаллической решетки льда меняется с кубической на гексагональную. Гидраты метана (ГМ) могут существовать в условиях либо высокого давления (как правило ≥ 120 атм; это возможно, например, в океанических регионах из-за веса воды), либо очень холодного климата (например, на суше в регионах распространения вечной мерзлоты с толщиной последней ≥ 250 м). Как следствие, газогидраты могут разрушаться с выделением CH_4 при потеплении климата или при уменьшении уровня океана. Для океанических ГМ выделившийся таким образом метан может быть перенесен в атмосферу циркуляцией океана, диффузией и (в особенности) пузырьковым переносом. Интенсивность пузырькового переноса сильно зависит от глубины океанического дна и от начального радиуса пузырьков.

Запас метана в океанических МГ известен недостаточно хорошо с интервалом неопределенности 2–8 млн Тг CH_4 (рис. 1.1.1). Запас наземных МГ по некоторым оценкам составляет около 530 тыс. Тг CH_4 [1]. Особый интерес представляют реликтовые МГ шельфа, сформировавшиеся при его замерзании в ледниковые периоды (в том числе в период последнего оледенения с началом около 100 тыс. л. назад, максимальным развитием ледовых щитов ≈ 21 тыс. л. назад и возвращением к климату межледниковья примерно 8 тыс. л. назад). Эти реликтовые МГ могут быть особенно чувствительны к изменениям климата. Запас реликтовых МГ арктического шельфа оценивается величиной до 65 тыс. Тг CH_4 [1].

Согласно [5], можно выделить следующие процессы, приводящие к выделению метана в атмосферу:

I. Естественные источники:

- *Микробная активность в заболоченных территориях (в т.ч. в болотах и термокарстовых образованиях).* Увлажненные почвы, содержащие большое количество органики и создающие анаэробные условия, способствующие деятельности метаногенных бактерий, являются значительным источником метана. Из них наиболее мощным источником этого газа являются болота (особенно тропические), так как они отличаются большой биопродуктивностью. Метан может выделяться из таких почв путем молекулярной диффузии, посредством пузырьков и через растущие на заболоченных территориях растения.

- *Микробная активность в поверхностных водных объектах (в т.ч. озерах и реках).* Образование метана в пресноводных водоемах происходит в донных отложениях тем же путем, что на заболоченных (увлажненных) территориях. Наиболее интенсивно выделяют метан мелкие (до 10 м) водные объекты [6], площадь которых известна плохо (с трехкратной неопределенностью) [7].

- *Природные пожары.* При горении метан образуется в результате неполного сгорания биологического материала.

- *Пищеварение жвачных животных.* Животные, особенно жвачные, являются достаточно интенсивным источником выделения метана благодаря процессу бактериальной ферментации, протекающему в их желудочно-кишечном тракте.

- *Жизнедеятельность насекомых.* Метан может выделяться в результате процессов пищеварения у наземных насекомых, способных к глубокой биохимической переработке клетчатки. К таким насекомым, прежде всего, относятся термиты.

- *Процессы в морях и океанах.* Источником выбросов метана в морях и океанах являются как донные отложения (по большей части для океанского шельфа и мелководных заливов), так и водная колонна. Эти эмиссии считаются следствием анаэробного бактериального разложения органики. Кроме того, в океан могут поступать выбросы метана от геологических источников под его дном и от метангидратов.

- *Таяние многолетней мерзлоты.* Многолетнемерзлые породы содержат как уже образованный метан (во вмороженных в лед пузырьках воздуха), так и органические вещества. Метан содержится в мерзлоте и в пузырьках в смеси с воздухом, и в виде гидратов метана (см. ниже). Его содержание в этих многолетнемерзлых породах составляет в среднем 2,3 мг/кг. Такие породы содержат также большое количество мертвого органического вещества,

могущего служить материалом для образования метана в процессе жизнедеятельности метаногенных бактерий при положительных температурах, а в некоторых случаях – и при отрицательных. При потеплении климата и связанным с ним таянии многолетнемерзлых грунтов возможно выделение метана в атмосферу.

- *Диссоциация метангидратов.* Гидраты метана представляют собой твердые химические клатратные соединения метана с водой, устойчивые только в определенном диапазоне низких температур и высокого давления. В одном кубометре гидрата метана содержится эквивалент около 164 м³ обычного газообразного метана (при стандартных условиях). Газогидраты метана были обнаружены и на континентах, но большинство месторождений находятся на шельфе океанов. Термодинамические условия их существования (достаточно высокое давление и/или достаточно низкая температура) приводят к тому, что большая их часть находится на глубинах от нескольких сот метров ниже современного дна шельфа. В свою очередь, метангидраты теряют термодинамическую устойчивость при положительных температурах и/или при снижении давления. Как следствие, их диссоциация может происходить либо при распространении сигнала потепления вглубь (на что, как правило, требуется от нескольких тысячелетий или даже больше [8]), либо при резком снижении уровня океана (в том числе при океанических регрессиях, сопровождающих циклы оледенения в плейстоцене [8]). Однако даже при потере термодинамической устойчивости метангидратами они могут сохраниться ввиду эффекта самоконсервации. Менее выраженное проявление эффекта самоконсервации приводит к тому, что в природных условиях процесс диссоциации метангидратов оказывается крайне медленным и занимает столетия или даже тысячелетия [9]. Общий глобальный клатратный резервуар, по оценкам, содержит 2000–2500 Пг СН₄, содержащихся преимущественно в океанических отложениях – в вечной мерзлоте – и лишь 25-30 Пг СН₄ в вечной мерзлоте суши и под ней [1].

- *Выделения из месторождений газа и нефти.* Природный газ, содержащий метан, обычно подразделяется на три группы: природный газ чисто газовых месторождений, газ газоконденсатных залежей и попутный нефтяной газ. Метан при этом растворен в газовых флюидах или нефти, находящихся под давлением на больших глубинах. Наибольшее количество такого метана (до 90-97%) содержится в газе газовых месторождений, встречающихся в основном до глубин 1500 м. Выделение метана естественным путем из таких источников может происходить благодаря диффузионным и струйным процессам.

- *Выделения из угольных месторождений.* Образование метана в осадочных породах происходит путем фактически пиролиза органических веществ в условиях высоких давлений и температур в процессе образования углей. Метан содержится в углях в различных формах, в том числе в виде

растворов, в свободном состоянии, а также в адсорбированном виде. Он также содержится в породах, сопровождающих угольные пласты.

- *Выделения из других глубинных геологических источников метана.* Выделение метана из земных пород может происходить также благодаря разнообразным геохимическим процессам: вулканическая деятельность; грязевый вулканизм; выделение вместе с водами минеральных и геотермальных источников; в форме сипов из мантии Земли; в виде струйных течений вдоль разломов земной коры. Выделение метана активизируется в районах с высокой сейсмической активностью.

II. Антропогенные источники:

- *Пищеварение домашних животных.* Так же, как и дикие животные, домашние животные, особенно жвачные, являются источниками метана, образуемого в процессе пищеварения.

- *Рисоводство.* Рисовые поля являются интенсивным источником метана, так как они значительное время покрыты водой, что создает благоприятные условия для развития анаэробных метаногенных бактерий. Считается, что метан поступает в атмосферу в основном через растения, так как без рисовых растений аналогично обработанные поля дают поток метана примерно в 50 раз меньше.

- *Выделения из мест складирования отходов.* Размещенные на свалках отходы являются заметным источником метана, так как они содержат достаточно много влажного органического материала, а внутри них создаются анаэробные условия, способствующие образованию метана с участием бактерий. При использовании методик компостирования, в том числе при обращении с навозом, также выделяется значительное количество метана. Количество выделяемого метана уменьшается при применении специальных технологий улавливания и утилизации метана.

- *Выделение из сточных вод.* Обработка промышленных и бытовых стоков в биологических очистных сооружениях или отстойниках, где имеются анаэробные условия для развития метаногенных бактерий, приводит к выбросам метана. Количество выделяемого метана уменьшается при применении специальных технологий улавливания и утилизации метана.

- *Выбросы от угольной промышленности.* При добыче угля из месторождений в атмосферу поступает метан как непосредственно выделяющийся при добыче угля, так и получаемый при дегазации угольных пластов, а также метан из шахт, где прекращена добыча. Количество выделяемого метана может быть уменьшено при применении специальных технологий для его извлечения и утилизации.

- *Горение биомассы и топлива.* При неполном сгорании органических веществ как при использовании топлива, так и при сжигании

сельскохозяйственных остатков и других органических отходов выделяется метан. С глобальной точки зрения, основной вклад в этот источник метана обусловлен регионами Африки, где широко практикуется сжигание соломы при подготовке почвы для нового урожая.

- *Выбросы от нефтегазовой промышленности.* Выбросы CH_4 происходят при добыче, переработке, передаче и распределении природного газа и нефти. Источниками метана при этом являются технологические процессы, связанные с безопасностью. Количество выделяемого метана уменьшается при применении мер по сокращению стравливания газа во время ремонтных работ, определению утечек и технологий утилизации попутного нефтяного газа.

Глобальные оценки естественных источников метана, полученные ВU-подходом, характеризуются заметной неопределенностью [10]. Основным естественным источником метана является влажная почва, в том числе болота, в которой создаются анаэробные условия. Интенсивность этого источника заметно различается между ВU- и TD-оценками [11]. Следует подчеркнуть, что ширина интервала неопределенности интенсивности эмиссий этого источника для обоих типов оценок близка к соответствующей ширине интервала неопределенности интенсивности полных эмиссий метана в атмосферу. В свою очередь, основной вклад в интенсивность естественных источников метана в атмосферу обусловлен эмиссиями от болот и влажной почвы. Если не учитывать влияние климатических изменений на интенсивность последних эмиссий, то интенсивность этого источника должна была уменьшиться за последние несколько столетий в связи с мелиорацией болот. Суммарная интенсивность других естественных источников эмиссий метана в атмосферу также заметно различается между ВU-и TD-оценками.

1.1.1.2 Связь интенсивности источников и стоков метана с климатическим режимом

Интенсивность ряда источников метана связана с состоянием климата. В частности, производство метана во влажной почве, в том числе в болотах, увеличивается (уменьшается) при увеличении (уменьшении) температуры. Оно также увеличивается (уменьшается) при увеличении (уменьшении) увлаженности климата [12]. Последнее связано как с изменением уровня грунтовых вод в данной географической точке, так и с изменением площади, на которой развиваются необходимые для производства метана в водно-болотных угодьях анаэробные условия. Следует отметить, однако, что количественные оценки чувствительности выделения метана влажной почвой и болотами заметно

различаются между различными данными измерений. В частности, параметр Q_{10} , характеризующий кратность увеличения интенсивности такого выделения при увеличении температуры на 10°C , в зависимости от экспериментальных данных, изменяется от 1,5 до 7 [1].

В частности, продолжение глобального потепления климата может привести к дальнейшему увеличению эмиссий метана влажной почвы и болотами. В случае наиболее агрессивного сценария потепления [11] в XXI веке возможно двукратное увеличение интенсивности эмиссий метана в атмосферу от болотных экосистем [13–18], а с территории России – даже четырехкратное [18]. Общее увеличение эмиссий метана от водно-болотных угодий при усилении антропогенного парникового воздействия на Земную систему в XXI веке также было отмечено в Специальном докладе об океане и криосфере при изменениях климата МГЭИК [19]. При этом соответствующее накопление CO_2 в атмосфере [20] увеличивает продуктивность экосистем и, следовательно, количество субстрата для метаногенеза, что может еще больше увеличить прогнозируемый рост выбросов CH_4 водно-болотными угодьями. Кроме того, выделение метана из болот зависит от наличия нутриентов для метаногенных и метанотрофных микроорганизмов.

Выделение метана при таянии вечной мерзлоты по оценкам [21] в XXI веке даже при экстремальных значениях параметров модели не превышает 20% от соответствующих антропогенных эмиссий (а при наиболее вероятных значениях этих параметров $\leq 10\%$). Однако существует большая неопределенность в отношении выбросов парниковых газов из вечной мерзлоты в XXI веке. В частности, согласно [22], выделение метана при дополнительном учете резкого таяния вечной мерзлоты оценивается в 5300 Тг CH_4 в XXI веке и 16000 Тг CH_4 в XXII веке. Тем не менее, даже самые крупные из этих оценок предполагают выбросы метана до 100 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$. Если предположить, что время жизни CH_4 в атмосфере составляет порядка 10 лет [1], а соответствующий параметр обратной связи равен $1,34 \pm 0,04$ [23], это приведет к увеличению содержания метана в атмосфере примерно на 500 ppb за столетие, что соответствует скорости не более 10 млрд $^{-1}\text{год}^{-1}$. *Дополнительное накопление метана такой величины, как ожидается, не изменит глобальный температурный отклик на антропогенные выбросы более чем на несколько десятых градуса Цельсия [10]. Таким образом, такая интенсификация эмиссий не может заметно усилить парниковый эффект.*

Выделение метана в результате лесных пожаров может увеличиться в полтора раза в XXI веке [10]. Однако, учитывая современные оценки выбросов CH_4 от лесных пожаров, которые составляют не более 16 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$ [1, 24], эта обратная связь будет небольшой и добавит не более 40 млрд $^{-1}$ к концентрации CH_4 в атмосфере к концу XXI века.

Современное высвобождение метана из шельфовых клатратов составляет не более $10 \text{ Тг } \text{CH}_4\text{год}^{-1}$ [1, 10, 24]. Значительное высвобождение из метангидратов шельфа океана в XXI веке крайне маловероятно [8, 10]. Это согласуется с общим небольшим высвобождением метана из шельфовых метангидратов во время окончания последнего оледенения, несмотря на значительное изменение климата [25–27]. В частности, большие временные масштабы, связанные с дестабилизацией метангидратов шельфа, делают маловероятным то, что высвобождение CH_4 из океана в атмосферу будет заметно отличаться от современного значения в течение XXI века. В свою очередь, источник такой интенсивности соответствует не более чем дополнительным 20 млрд^{-1} концентрации метана в атмосфере (т.е. скорость роста этой концентрации в среднем из-за этого источника увеличивается не более чем на $0,2 \text{ млрд}^{-1}\text{год}^{-1}$). Другим возможным источником CH_4 в атмосферу являются метангидраты в вечной мерзлоте суши и под ней, выделение метана из которых могло стать причиной образования недавно обнаруженных кратеров на севере России. Однако наземные метангидраты образуются на глубинах $>200 \text{ м}$ [8, 10], что исключает возможность существенного ответа на глобальное потепление в течение следующих нескольких столетий и связанные с ним выбросы. Таким образом, очень маловероятно, что выбросы CH_4 из метангидратов всех типов приведут к существенному потеплению климатической системы в течение следующих нескольких столетий.

Следует отметить, что выявленные по корабельным наблюдениям на шельфе эмиссии метана из океана в атмосферу в ряде работ связываются с современным потеплением климата [28–30]. Однако при этом не учитывается, что в общем случае время отклика термического состояния гидратонесущих слоев донных отложений шельфа составляет не менее нескольких тысячелетий [31], а в ряде случаев может достигать 15 тыс. лет [8, 32]. Это позволяет связать эти эмиссии с приспособлением термического состояния донных отложений шельфа к началу голоцена. В частности, такое большое время отклика на изменение климата проявляется в том, что длительные эмиссии метана из субаквальных метангидратов проявляются в численных экспериментах с моделями земной системы на протяжении столетий и тысячелетий даже после прекращения внешнего воздействия на систему [33, 34].

Более интенсивное выделение метана также возможно в рифтовых зонах ввиду того, что такие зоны характеризуются большим потоком тепла из недр Земли (так называемым геотермальным потоком) [35], но такие зоны занимают относительно небольшую площадь шельфа.

1.1.2 ДАННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ ИНТЕНСИВНОСТИ ЕСТЕСТВЕННЫХ И АНТРОПОГЕННЫХ ЭМИССИЙ МЕТАНА В АТМОСФЕРЕ

Для инвентаризации источников метана были использованы следующие наборы данных:

- данные проекта «Глобальный бюджет метана»,
- данные Шестого оценочного доклада Межправительственной группы экспертов по изменению климата,
- данные эмиссий метана влажными экосистемами суши (в том числе водно-болотными угодьями) проекта WETCHIMP (The Wetland and Wetland CH₄ Intercomparison of Models Project).

1.1.2.1 Данные проекта «Глобальный бюджет метана»

Наиболее представительным источником знаний о бюджете метана в атмосфере в настоящее время является массив проекта «Глобальный бюджет метана» (Global Methane Budget) [24]. Они доступны по любому из адресов <https://doi.org/10.18160/GCP-CH4-2019> и [//www.globalcarbonproject.org](http://www.globalcarbonproject.org)). Проект «Глобальный бюджет метана» является международным консорциумом ученых различных областей наук и действует в рамках проекта «Глобальный углеродный проект» (<https://www.globalcarbonproject.org>).

Массив данных проекта «Глобальный бюджет метана» был подготовлен в результате обобщения результатов BU- и TD-подходов.

В частности, для построения BU-оценок использовались массивы данных, представленные в табл.1.1.1.

Исключением для BU-оценок являются эмиссии метана от водно-болотных угодий, для которых были использованы результаты расчетов с ансамблем моделей, представленных в табл. 1.1.2. При этом были проведены два типа расчетов:

- для всех моделей: с предписанным пространственным распределением водно-болотных угодий по данным WAD2M (Wetland Area Dynamics for Methane Modeling) [36];
- для моделей, способных вычислять площадь водно-болотных угодий (указанных в последнем столбце табл. 1.1.2): с интерактивным расчетом этой площади.

Кроме того, при подготовке данных проекта «Глобальный бюджет метана» использовались TD-оценки, представленные в табл. 1.1.3.

По данным проекта «Глобальный бюджет метана» для десятилетия 2008-2017 гг. TD-оценки интенсивности глобальных эмиссий метана оцениваются

величиной 576 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$ с и интервалом неопределенности от 550 до 594 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$. Из этого общего количества 359 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$ (или 60%) приходится на антропогенные источники (с интервалом неопределенности от 336 до 376 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$, т.е. от 50 до 65%).

ВУ-оценки проекта «Глобальный бюджет метана» для того же десятилетия приводят к почти на треть большей глобальной интенсивности эмиссий (естественных и антропогенных суммарно), равной 737 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$ с интервалом неопределенности от 594 до 881 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$.

Таблица 1.1.1 – Массивы данных, использованных при подготовке ВУ-оценок архива «Глобальный бюджет метана»

Массив данных	Временной период	Горизонтальное разрешение	Доступные типы эмиссий
Community Emissions Data System (CEDS)	1970-2015 гг.	0,5°-0,5°	ископаемое топливо, сельское хозяйство и отходы, биотопливо
Emissions Database for Global Atmospheric Research (EDGAR) v4.2.3	1990-2012 гг.	0,1°-0,1°	ископаемое топливо, сельское хозяйство и отходы, биотопливо
Массив Института прикладного системного анализа (IIASA) GAINS ECLIPSEv6	1990-2015 гг.	0,5°-0,5°	ископаемое топливо, сельское хозяйство и отходы, биотопливо
Данные Агентства охраны окружающей среды США (USEPA)	1990-2015 гг.	по странам	ископаемое топливо, сельское хозяйство и отходы, биотопливо, сжигание биомассы
Данные Международной организации продовольствия и сельского хозяйства (FAO-CH4)	1961-2016 гг.	по странам	сельское хозяйство, сжигание биомассы
Данные характеристик природных пожаров Национальной корпорации исследований атмосферы США (FINN) v1.5	2002-2018 гг.	1 км·1 км	сжигание биомассы
Global Fire Assimilation System (GFAS) v1.3	2003-2016 гг.	0,1°-0,1°	сжигание биомассы
Global Fire Emissions Database v4.1.s	1997-2017 гг.	0,25°-0,25°	сжигание биомассы
Quick Fire Emissions Dataset (QFED)	2000-2017 гг.	0,1°-0,1°	сжигание биомассы

Это связано с большими значениями интенсивности эмиссий от таких естественных источников, как водно-болотные угодья, другие внутренние водные системы и геологические источники при ВУ-подходе по сравнению с TD-подходом. Принимая во внимание, что TD-оценки учитывают ограничения,

налагаемые измеряемой концентрацией метана в атмосфере, и, следовательно, могут считаться более надежными на большом пространственно-временном масштабе, можно утверждать, что интенсивность данных источников в ВU-оценках завышена.

Таблица 1.1.2 – Модели, использованные для вычисления эмиссий метана от водно-болотных угодий в проекте «Глобальный бюджет метана»

Модель	Организация	Способность интерактивно вычислять площадь водно-болотных угодий
CLASS-CTEM	Environment and Climate Change Canada (Канада)	+
DLEM	Auburn University (Австралия)	
ELM	Lawrence Berkeley National Laboratory (США)	+
JSBACH	Max-Planck Institute for Meteorology (ФРГ)	
JULES	United Kingdom Meteorological Office (Великобритания)	+
LPJ-GUESS	Lund University (Швеция)	
LPJ-MPI	Max-Planck Institute for Meteorology (ФРГ)	
LPJ-WSL	NASA Goddard Space Flight Center (США)	+
LPX-Bern	University of Bern (Швейцария)	+
ORCHIDEE	Laboratory for Sciences of Climate and Environment (Франция)	+
TEM-MDM	Purdue University (США)	
TRIPLEX_GHG	Université du Québec à Montréal (Канада)	
VISIT	National Institute for Environmental Studies (Япония)	+

Широтное распределение эмиссий метана в атмосферу указывает на преобладание эмиссий из тропиков (30° с.ш. – 30° ю.ш.; 2/3 глобального бюджета). Вклад других регионов в глобальные эмиссии метана меньше. Для средних широт Северного полушария (30° с.ш. – 60° с.ш.) он составляет 30%, а для субполярных и высоких широт Северного полушария и высоких северных широтах (60° с.ш. – 90° с.ш.) – лишь 4%. Как и на глобальном уровне, наиболее важным источником неопределенности в бюджете метана являются естественные выбросы, особенно из водно-болотных угодий и других внутренних водоемов.

При этом в [24] отмечено, что оценка интенсивности для ряда естественных источников по данным проекта «Глобальный бюджет метана» даже меньше ранее опубликованных [37, 38]. В частности, интенсивность эмиссий метана от водно-болотных угодий по данным проекта «Глобальный бюджет метана» примерно на 35 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$ меньше, чем в [37, 38], благодаря улучшенному разделению водно-болотных угодий и других внутренних вод.

Таблица 1.1.3 – Системы решения обратной задачи, использованные при подготовке ТD-оценок архива «Глобальный бюджет метана»

Система	Организация-оператор	Ассимилируемые данные наблюдений	Период времени	Количество сделанных ТD-оценок
CarbonTracker Europe CH ₄	Finnish Meteorological Institute (Финляндия)	измерения концентрации CH ₄ в атмосфере наземными станциями	2000-2017 гг.	1
CarbonTracker Europe CH ₄	Finnish Meteorological Institute (Финляндия)	восстановление концентрации CH ₄ в атмосфере по спутниковым данным GOSAT NIES L2 v2.72	2010-2017 гг.	1
GELCA	National Institute for Environmental Studies (Япония)	измерения концентрации CH ₄ в атмосфере наземными станциями	2000-2015 гг.	1
LMDz-PYVAR	Laboratory for Sciences of Climate and Environment (Франция)	измерения концентрации CH ₄ в атмосфере наземными станциями	2010-2016 гг.	2
LMDz-PYVAR	Laboratory for Sciences of Climate and Environment (Франция)	восстановление концентрации CH ₄ в атмосфере по спутниковым данным GOSAT Leicester v7.2	2010-2016 гг.	4
LMDz-PYVAR	Laboratory for Sciences of Climate and Environment (Франция)	восстановление концентрации CH ₄ в атмосфере по спутниковым данным GOSAT Leicester v7.2	2010-2017 гг.	2
MIROC4-ACTM	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (Япония)	измерения концентрации CH ₄ в атмосфере наземными станциями	2000-2016 гг.	1
NICAM-TM	National Institute for Environmental Studies (Япония)	измерения концентрации CH ₄ в атмосфере наземными станциями	2000-2017 гг.	1
NIES-TMFLEXPART	National Institute for Environmental Studies (Япония)	измерения концентрации CH ₄ в атмосфере наземными станциями	2000-2017 гг.	1
NIES-TMFLEXPART	National Institute for Environmental Studies (Япония)	восстановление концентрации CH ₄ в атмосфере по спутниковым данным GOSAT NIES L2 v2.72	2010-2017 гг.	1
TM5-CAMS	Technology Netherlands Organization / Free University (Нидерланды)	измерения концентрации CH ₄ в атмосфере наземными станциями	2000-2017 гг.	1
TM5-CAMS	Technology Netherlands Organization / Free University (Нидерланды)	восстановление концентрации CH ₄ в атмосфере по спутниковым данным GOSAT ESA/CCI v2.3.8 и измерения концентрации CH ₄ в атмосфере наземными станциями	2010-2017 гг.	1
TM5-4DVAR	European Commission Joint Research Center (Бельгия / Италия / ФРГ / Нидерланды / Испания)	измерения концентрации CH ₄ в атмосфере наземными станциями	2000-2017 гг.	2
TM5-4DVAR	European Commission Joint Research Center (Бельгия / Италия / ФРГ / Нидерланды / Испания)	восстановление концентрации CH ₄ в атмосфере по спутниковым данным GOSAT NIES L2 v2.72	2010-2017 гг.	2
TOMCAT	University of Leeds (Великобритания)	измерения концентрации CH ₄ в атмосфере наземными станциями	2003-2015 гг.	1

Выбросы от геологических источников и диких животных также оказались меньше на 7 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$ и 8 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$ соответственно. Тем не менее, общее расхождение между ВU-оценками по сравнению с ТD-оценками уменьшилось всего на 5% [38]. Последнее связано с увеличением оценки интенсивности эмиссии из внутренних водоемов.

Среднегодовые оценки интенсивности эмиссий разного типа по данным проекта глобальный бюджет метана представлены на рис.1.1.2 и 1.1.3.

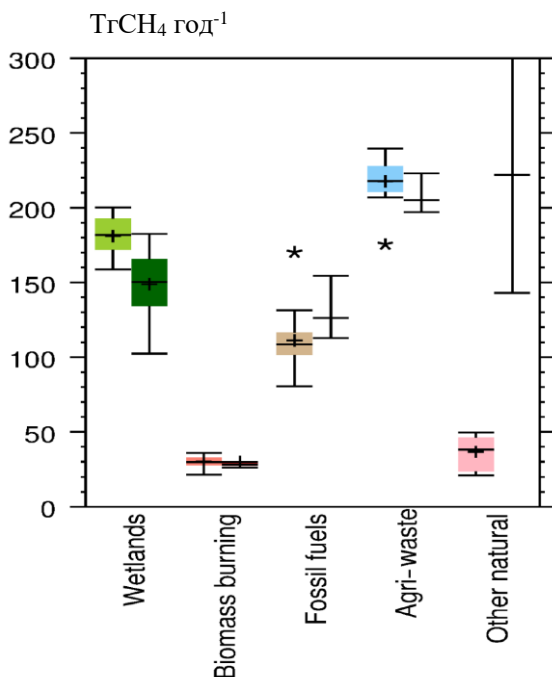


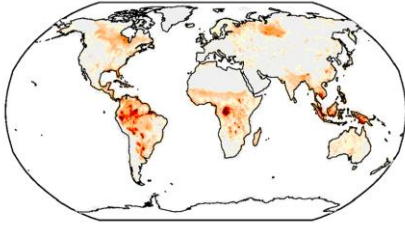
Рисунок 1.1.2 (рис. 5 из [24]) – Глобальные годовые эмиссии метана от разных источников для 2008-2017гг. проекта «Глобальный бюджет метана», полученные с использованием ТD-оценок (слева) и ВU-оценок (справа)

Перевод терминов:

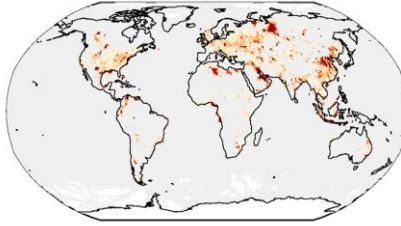
- wetlands – водно-болотные угодья;
- biomass burning – сжигание биомассы;
- fossil fuels – ископаемое топливо;
- agri-waste – сельское хозяйство и складирование отходов;
- other natural – другие естественные источники.

На рис. 1.1.2 показаны медианные оценки (центральные линии) и оценки, соответствующие первому и третьему квартилям (горизонтальные границы окрашенных прямоугольников). «Усиками» указаны минимальные и максимальные значения. Звездочками указаны исключенные из рассмотрения оценки.

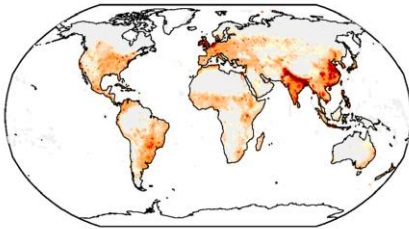
а) водно-болотные угодья



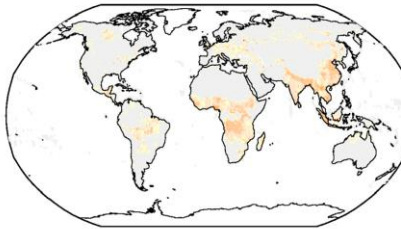
б) ископаемое топливо



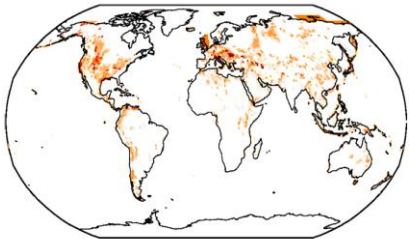
в) сельское хозяйство и отходы биотоплива



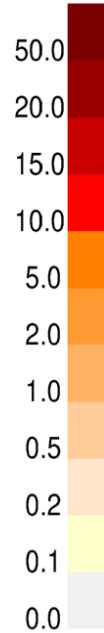
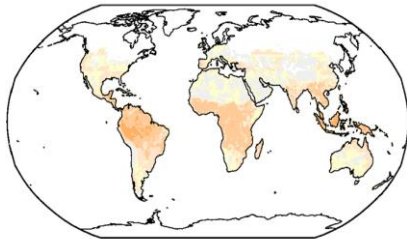
г) сжигание биомассы и



д) геологические источники



е) термиты



ж) океанические источники

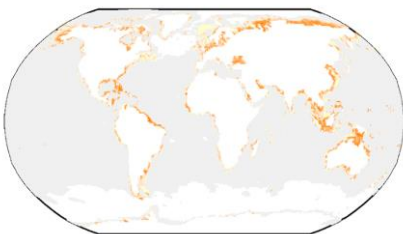


Рисунок 1.1.3 – Региональные годовые эмиссии метана ($\text{mgCH}_4 \text{ м}^{-2} \text{ сут.}^{-1}$) от разных источников для 2008-2017 гг. проекта «Глобальный бюджет метана».

Воспроизведено по [24]

1.1.2.2 Данные Шестого оценочного доклада Межправительственной группы экспертов по изменению климата (ОД6 МГЭИК)

При подготовке опубликованного в 2021 г. Шестого оценочного доклада Межправительственной группы экспертов по изменению климата (ОД6 МГЭИК) для анализа интенсивности эмиссий метана в атмосферу были использованы следующие массивы данных [10]:

- Данные проекта «Глобальный бюджет метана»;
- Дополнительно к ним TD-оценки с системами решения обратной задачи LMDz, TM5-4DVAR, CTE-CH₄, MIROC4-ACTM, LMDzPyVAR, NICAM-TM, NIES-TM-Flexpart, NIES-TM-GELCA, TOMCAT.

Частично эти источники совпадают с источниками информации, использованными при подготовке массива «Глобальный бюджет метана».

Межширотный градиент между концентрацией CH₄ в атмосфере и сравнение региональных значений этой концентрации со среднеглобальным значением убедительно свидетельствуют о том, что Северное полушарие доминирует в общей интенсивности антропогенных источников метана в атмосферу. При этом на долю добычи угля приходится около 35% от общего объема антропогенных выбросов CH₄ от всех источников, связанных с ископаемым топливом. Общая TD-оценка эмиссий метана от использования ископаемого топлива (106 Тг CH₄год⁻¹) несколько меньше соответствующей ВU-оценки (115 Тг CH₄год⁻¹) для 2008–2017 гг., хотя различие не является статистически значимым. При этом эмиссии CH₄ в атмосферу от добычи угля увеличились на 17 Тг CH₄год⁻¹ в период с 2002–2006 гг. до 2008–2012 гг., в основном из-за изменения эмиссий этого типа с территории Китая [10]. Выбросы от добычи и использования нефти и газа снизились в 1980-х и 1990-х годах, но увеличились в 2000-х и 2010-х годах [39].

Сектор сельского хозяйства и отходов животноводства является крупнейшим источником выбросов (109 Тг CH₄год⁻¹ в 2008–2017 гг.), в котором порядка 90% эмиссий связано с разведением крупного рогатого скота. Метан также образуется при хранении навоза. На глобальном уровне эмиссии от обоих источников постепенно увеличивались от примерно 87 Тг CH₄год⁻¹ в 1990–1999 гг. до 109 Тг CH₄год⁻¹ в 2008–2017 гг., в основном из-за роста общего поголовья скота в мире. На производство метана в желудке животного (крупного рогатого скота, коз, овец, буйолов) влияют тип, количество и качество кормов, потребление энергии, размер животных, состояние здоровья и темпы роста, уровень производства мяса и молока, а также температура. Хранение отходов на полигонах и свалках привело к выделению в атмосферу 64 Тг CH₄год⁻¹ в 2008–2017 гг., причем глобальные эмиссии от этого источника постоянно

увеличиваются с 1970-х годов, несмотря на значительное их снижение в США, Западной Европе и Японии [39].

Эмиссии метана от выращивания риса снизились с примерно 45 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$ в 1980-х годах до примерно 29 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$ в 2000–2009 годах, но затем немного увеличились (до 31 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$) в 2008–2017 годах.

Сжигание биомассы и потребление биотоплива (включая как природные, так и антропогенные процессы) привели к выделению в атмосферу не менее 30 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$ в период 2008–2017 гг. и составили около 5% глобальных антропогенных выбросов метана. Выбросы метана от открытого сжигания биомассы снизились за последние два десятилетия в основном за счет сокращения сжигания биомассы в саваннах, лугах и кустарниках.

Пресноводные водно-болотные угодья являются крупнейшим глобальным природным источником CH_4 в атмосферу, составляя около 26% глобальных эмиссий метана. Восходящие и нисходящие оценки для этого источника в период 2008–2017 гг. составляют 149 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$ и 180 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$ соответственно. Большая неопределенность этих оценок обусловлена проблемами картирования площади водно-болотных угодий и временной динамики, а также масштабирования процессов производства, переноса и потребления метана. Отмечается небольшое увеличение выбросов CH_4 из водно-болотных угодий за последние три десятилетия. Для эмиссий метана в атмосферу от водно-болотных угодий характерна значительная межгодовая изменчивость из-за изменений площади затопляемых земель, температуры воздуха и микробной активности.

Эмиссии метана в атмосферу из океана, включая биогенные, геологические и гидратные источники из прибрежной зоны и открытого океана, составляет 6 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$ (с интервалом неопределенности от 4 до 10 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$) в 2000-е годы, что в целом согласуется с оценкой 6–12 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$, основанной на прямых измерениях потока воздух-море [40]. При включении эстуариев общий океанический бюджет составляет 9–22 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$ с наиболее вероятной оценкой 13 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$. Эмиссии CH_4 из мелководных прибрежных экосистем, особенно из мангровых зарослей, могут достигать 5–6 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$. Эмиссии из внутренних водоемов, включая прибрежные водно-болотные угодья и приливные отмели, составляют до 13 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$. Просачивание метана с арктического шельфа, возможно, вызванное потерей геологических запасов в результате потепления и оттаивания вечной мерзлоты и разложения гидратов, имеет широкий диапазон оценок – от 0 до 17 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$ [28–30, 40], хотя усовершенствованные вихревые ковариационные измерения дают наилучшую оценку – около 3 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$ с Восточно-Сибирского арктического шельфа [41]. Ожидается, что текущий поток представляет собой смесь доиндустриальных потоков и потоков, обусловленных изменением климата, а просачивание CH_4 , как ожидается, увеличится при более теплом климате [12, 32].

Все геологические источники по всему миру, включая прибрежные океаны и фьорды, выбрасывают CH_4 в диапазоне 35–76 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$ [42], а возможно, и не более 15 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$ [26]. Уменьшение оценок интенсивности эмиссий метана от геологических источников уменьшит разрыв между BU- и TD-оценками, но увеличит расхождение в соотношении источников ископаемого топлива и биогенных источников при установлении соответствия наблюдениям изотопного состава метана [10].

Современная оценка эмиссий метана из внутренних водоемов (озера, реки, ручьи, пруды, эстуарии) равна 117–212 Тг $\text{CH}_4\text{год}^{-1}$. Однако она характеризуется большой неопределенностью, связанной с:

- большими пространственными и временными вариациями потоков CH_4 в озерах и реках,
- недостаточностью знаний о глобальной площади этих водоемов,
- относительно небольшим количеством наблюдений,
- различиями в методах измерений (например, неучет пузырькового переноса),
- различиями в методах апскейлинга этих измерений.

Соответственно, нет четкого учета внутренних вод в нисходящих бюджетах, что является основной причиной большого разрыва в BU- и TD-оценках.

1.1.2.3 Данные для эмиссий метана из влажных экосистем проекта WETCHIMP

Целью проекта сравнения моделей вычисления эмиссий метана в атмосферу из влажных экосистем WETCHIMP (The Wetland and Wetland CH_4 Intercomparison of Models Project) [43–45] являлся анализ современной способности моделировать крупномасштабные характеристики водно-болотных угодий и других влажных экосистем (за исключением водоемов суши) и соответствующие эмиссии метана в атмосферу. Такое сравнение необходимо для оценки недостатка знаний о механизмах, приводящих к выбросам метана, а также о значениях связанных с ними числовых параметров.

В проекте участвовали 10 научных групп (в том числе одна из России), которые провели с разработанными ими моделями согласованные численные эксперименты для 1901–2010 гг. при задании состояния атмосферы по данным наблюдений.

Использованные модели приведены в табл. 1.1.4. Частично они совпадают с моделями, использованными в проекте «Глобальный бюджет метана» (см. табл. 1.1.3).

Таблица 1.1.4 – Модели биогеохимических процессов в почве, использованные в проекте WETCHIMP

Модель	Разрешение (градусы широты и долготы)	Расчетная область	Схема вычисления площади влажных экосистем
CLM4Me	2,5° · 1,9°	глобально	в качестве предиктора используется величина стока по глубине уровня грунтовых вод, вычисляемого с помощью эмпирического уравнения
DLEM	0,5° · 0,5°	глобально	вычисляются интерактивно, но максимально возможное распространение ограничено по данным
IAP RAS (ИФА РАН)	0,5° · 0,5°	глобально	предписаны по данным CDIAC NDP017 (https://cdiac.ess-dive.lbl.gov/epubs/ndp/ndp017/ndp017_1985.html)
LPJ-Bern	0,5° · 0,5°	глобально	предписаны по данным
LPJ-WHyMe	0,5° · 0,5°	только торфяники севернее 35° с.ш.	предписаны по данным [46] с интерактивным вычислением влагосодержания
LPJ-WSL	0,5° · 0,5°	глобально	предписаны по данным
ORCHIDEE	1° · 1°	глобально	среднее распределение по данным; межгодовые и внутригодовые аномалии вычисляются интерактивно
SDGVM	0,5° · 0,5°	глобально	вычисляется интерактивно
UVic-ESCM	3,6° · 1,8°	глобально	вычисляется интерактивно
UW-VIC	100 км	Западная Сибирь	предписаны по данным

Оценки эмиссий метана из влажных экосистем в атмосферу (глобально, тропики, внетропические широты Северного полушария, а также для двух крупнейших болотных комплексов – Западной Сибири и побережья Гудзонова залива) по результатам проекта WETCHIMP кратко представлены в табл. 1.1.5, а при зональном осреднении – на рис. 1.1.4.

По итогам проекта были сделаны четыре основных вывода.

Во-первых, набор моделей демонстрирует значительные разногласия в моделировании площади водно-болотных угодий и соответствующих эмиссий CH₄, как в пространстве, так и во времени. Даже простейшие показатели площади водно-болотных угодий характеризуются значительной межмодельной изменчивостью, в основном между моделями, использующими информацию из базы данных об инундации и теми, которые интерактивно вычисляют площадь водно-болотных угодий. Согласие между моделями заметно лучше для зонально-

осредненных эмиссий CH_4 в атмосферу (рис.1.1.4), но и в этом случае отмечаются значительные различия между моделями. Даже для годовых глобальных эмиссий межмодельное различие достигает $\pm 40\%$ относительно ансамблевого среднего ($190 \text{ Тг } \text{CH}_4 \text{ год}^{-1}$).

Таблица 1.1.5 – Оценки эмиссий метана из влажных экосистем в атмосферу для 1993–2004 гг., полученные в проекте WETCHIMP ($\text{Тг } \text{CH}_4 \text{ год}^{-1}$)

Модель	Глобально	Тропики (30°с.ш. – 30°ю.ш.)	Севернее 35°с.ш.	Западная Сибирь	Побережье Гудзонова залива
LPJ-Bern	181±15	106±2	65±13	5,5	11,3±7,9
CLM4Me	206±6	134±5	62±6	5,8	3,4±0,3
DLEM	141±11	85±7	39±3	3,7	2,9±0,2
IAP-RAS (ИФА РАН)	164±4	115±2	43±2	11,2	4,7±1,1
LPJ-WHyMe			27±2	7,9	5,5±1,0
LPJ-WSL	174±10	122±7	42±2	4,0	3,9±0,3
ORCHIDEE	264±12	184±11	71±4	6,5	9,1±1,7
SDGVM	199±5	135±6	59±3	5,7	2,2±0,2
UW-VIC				5,1	
ансамблевая статистика (среднее и межмодельное стандартное отклонение)	190±39	126±31	51±15	6,2±2,3	5,4±3,2

Во-вторых, все модели характеризуются сильной интенсификацией эмиссий метана от влажных экосистем при увеличении концентрации CO_2 в атмосфере до 857 млн^{-1} . При повышении глобальной температуры на $3,4 \text{ }^\circ\text{C}$ (однородно по пространству), в среднем, площадь водно-болотных угодий и потоки CH_4 в атмосферу уменьшаются (преимущественно в тропиках), но величина и даже знак этого отклика заметно уменьшаются между моделями. Модели оказались менее чувствительны к увеличению количества осадков на $3,9\%$ (однородно по пространству). При этом взаимодействие между указанными климатическими воздействиями может проявляться нелинейно в изменении эмиссий метана в атмосферу.

Эмиссии, Тг CH_4 год⁻¹

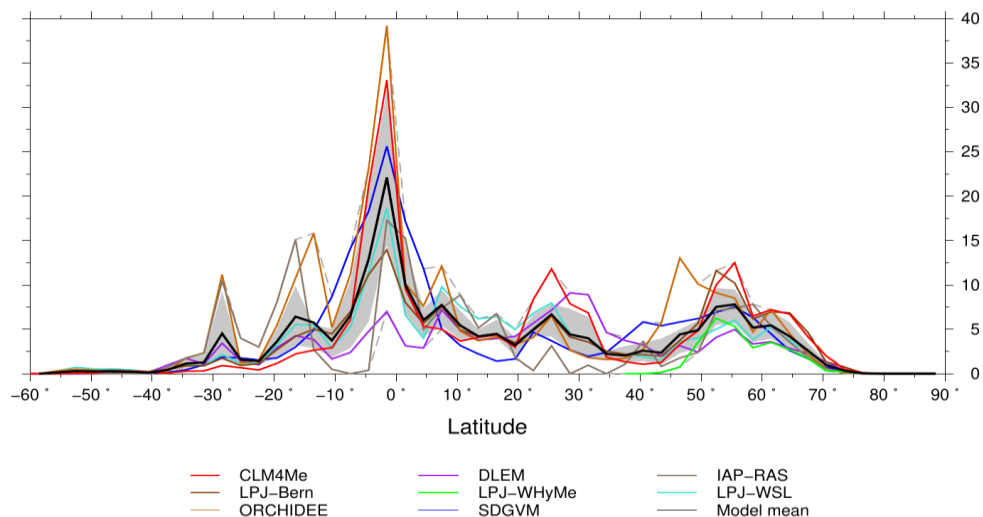


Рисунок 1.1.4. Среднезональные эмиссии метана в атмосферу от влажных экосистем (суммы с 3-градусных широтных поясов) для 1993–2004 гг. Серой закрашкой указаны 25-й и 75-й процентиля межмодельного распределения.

Серыми прерывистыми линиями показаны соответствующие 5-й и 95-й процентиля. Воспроизведено по [43].

В-третьих, в настоящее время мы не располагаем достаточным количеством наборов данных наблюдений за метаном в водно-болотных угодьях, достаточных для оценки модельных потоков в пространственном масштабе, сопоставимом с ячейками вычислительной сетки моделей (обычно $0,5^\circ$). Это ограничение существенно ограничивает нашу способность моделировать глобальные выбросы CH_4 из водно-болотных угодий. В-четвертых, большой интервал для вычисленной интенсивности эмиссий CH_4 от влажных экосистем указывает на существование как существенной параметрической, так и структурной неопределенности в крупномасштабных моделях эмиссий CH_4 от влажных экосистем.

1.1.3 ИНВЕНТАРИЗАЦИЯ ИСТОЧНИКОВ ЭМИССИИ МЕТАНА В АТМОСФЕРУ: ОБОБЩЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Согласно имеющимся данным для периода 2000-2009 гг. (табл. 1.1.6, рис. 1.1.5) современная глобальная интенсивность естественных источников метана составляет от 238 до 519 Тг CH_4 /год с центральной оценкой 364 Тг CH_4 /год. Для ТД оценок эта величина меньше – от 179 до 292 Тг CH_4 /год с центральной

оценкой 226 ТгСН₄/год. Основной причиной такого различия является соответствующее различие оценок эмиссий метана от водных объектов суши. Это связано как объективными причинами (недостаточное количество измерений), так и с возможным «двойным» учетом ряда пресноводных водоемов [1].

Таблица 1.1.6 – Обобщение оценок глобальной интенсивности источников атмосферного метана для 2000–2009 гг., Тг СН₄/год. Указаны средние значения и интервал неопределенности (в скобках). Прочерк – отсутствие данных

		BU-оценки	TD-оценки
Всего:		699 (542–861)	550 (526–569)
естественные:		364 (238–519)	226 (179–292)
болота и влажная почва		200 (151–222)	171 (125–208)
другие естественные источники:		130 (61–200)	56 (21–130)
пресноводные водоемы		40 (8–73)	–
дикие животные		15 (15–15)	–
природные пожары		3 (1–5)	–
термиты		11 (2–22)	–
геологические источники (в том числе в океане)		54 (33–75)	–
метангидраты		6 (2–9)	–
таяние вечной мерзлоты суши		≤ 1	–
антропогенные:		335 (304–368)	327 (255–409)
сельское хозяйство и хранение отходов		195 (174–224)	196 (112–241)
ископаемое топливо		104 (85–126)	99 (77–126)
сжигание биомассы (включая биотопливо)		33 (26–39)	33 (16–53)

Близкие к указанным в табл. 1.1.6 значения, но с более детальным выделением секторов экономики, опубликованы в Шестом оценочном докладе Межправительственной группы экспертов по изменению климата для 2008–2017 гг. (табл. 1.1.7).

Современная глобальная интенсивность антропогенных источников метана хорошо согласуется между BU- и TD-оценками со средним значением 325–335 Тг СН₄/год и интервалом неопределенности от 273 до 409 Тг СН₄/год. Более половины этих эмиссий обусловлено сельскохозяйственной деятельностью (рисоводством и ферментацией мусора). Вторым по значимости антропогенным источником является использование ископаемого топлива (угля, нефти и т.д.).

Для BU-оценок вклады антропогенных и естественных источников в глобальные эмиссии СН₄ в атмосферу сопоставимы между собой (рис. 1.1.5). Для

более надежных TD-оценок вклад антропогенных источников составляет почти 2/3. Для естественных источников важнейшую роль играет вклад эмиссий от водно-болотных угодий и других влажных экосистем (21% по ВU-оценкам и почти 1/3 по TD-оценкам). При этом для этого источника абсолютные значения близки между обеими оценками ОДб МГЭИК, так что различие относительного вклада между этими оценками связано с различием между другими источниками эмиссий метана в атмосферу. Это связано с технологическими трудностями выделения вклада пресноводных водоемов суши в TD-оценках, которые дают наибольший вклад в эмиссии метана в атмосферу среди естественных источников (хотя этот вклад лишь немного выше вклада от водно-болотных угодий).

Таблица 1.1.7 – Оценки интенсивности источников атмосферного метана для 2008–2017 гг., ТгСН₄/год, опубликованные в Шестом оценочном докладе Межправительственной группы экспертов по изменению климата (табл. 5.2 ОДб МГЭИК). Указаны средние значения и интервал неопределенности (в скобках). Прочерк - отсутствие данных.

		ВU-оценки	TD-оценки
Всего		727(581–872)	576(550–589)
естественные:		371 (245–488)	215 (183–248)
болота и влажная почва		149 (102–182)	180 (159–199)
другие естественные источники:		222 (143–306)	36 (21–49)
пресноводные водоемы		159 (117–212)	–
дикие животные		2 (1–3)	–
термиты		9 (2–22)	–
геологические источники (в том числе в океане)		45 (18–65)	23 (0–71)
метангидраты		6 (4–10)	–
таяние вечной мерзлоты суши		≤ 1	–
антропогенные:		356 (335–383)	357 (336–375)
землепользование		208 (192–230)	221 (209–238)
животноводство		109 (106–115)	–
хранение отходов		64 (55–77)	–
рисоводство		31 (25–37)	–
ископаемое топливо		115 (114–116)	106 (81–131)
уголь		38 (36–39)	–
нефть и газ		70 (68–73)	–
транспорт		5 (1–11)	–
промышленность		3 (1–5)	–
сжигание биомассы (включая биотопливо)		30 (22–39)	30 (22–36)
сжигание биомассы		17 (14–16)	–
биотопливо		10 (8–13)	–

Для обеих оценок на глобальном уровне важнейшим антропогенным источником оказывается землепользование (сельское хозяйство и хранение отходов) – 29% в соответствии с BU- оценками и 39% в соответствии с TD-оценками. Вторым по важности антропогенным источником метана в атмосферу является добыча, транспортировка и использование ископаемого топлива – соответственно 16% и 19%.

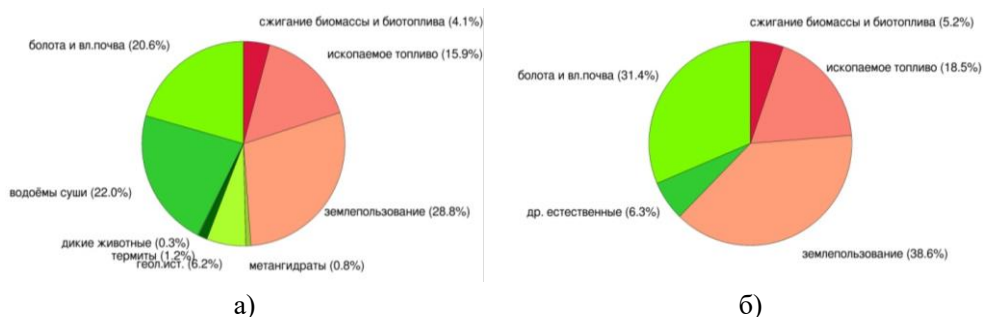


Рисунок 1.1.5 – Относительный вклад источников разного типа в глобальные эмиссии метана в атмосферу для BU- и TD-оценок (а и б соответственно).

Представлены центральные оценки из табл. 1.1.7. Оттенками зеленого цвета выделены естественные источники, красного – антропогенные

При выделении различных видов топлива в общие глобальные эмиссии метана в атмосферу выявлено, что основным источником эмиссий этого газа в топливном секторе является нефтегазовый сектор (примерно 60% от общих эмиссий от полных эмиссий, связанных с добычей, транспортировкой и использованием ископаемого топлива). Второй по важности вклад – чуть меньше трети от общего объема эмиссий, связанных с добычей, транспортировкой и использованием ископаемого топлива – обусловлен добычей каменного угля.

В целом, на глобальном уровне вклад нефтегазового сектора в полные эмиссии метана в атмосферу близок к 20% для антропогенных эмиссий и к 10% для эмиссий от всех источников (естественных и антропогенных).

Антропогенные выбросы метана в каждой стране значительно изменяются со временем и зависят от таких основных факторов, как число жителей, уровень развития экономики и отдельных технологий. Антропогенные источники могут быть классифицированы по соответствующим секторам экономики: энергетика, промышленные процессы, сельское хозяйство и отходы. Следует учитывать, что состав источников, относимых к каждому сектору, и их классификация по отраслям у разных авторов может несколько отличаться, что может приводить к дополнительным различиям в итоговых данных.

Таблица 1.1.8 – Обобщение оценок интенсивности источников атмосферного метана с территории России для 2008-2017 гг., ТгСН₄/год по данным [24]. Указаны средние значения и стандартные отклонения.

Прочерк – отсутствие данных

		BU-оценки	TD-оценки
Всего:		36,8 ± 8,6	31,5 ± 7,1
естественные:		13,3 ± 6,9	11,7 ± 3,7
	болота и влажная почва	11,5 ± 6,3	11,7 ± 3,7
	другие естественные источники:	1,8 ± 0,9	–
антропогенные:		23,5 ± 5,1	19,8 ± 6,1
	сельское хозяйство и хранение отходов	5,7 ± 0,7	4,7 ± 1,5
	отходы	3,5 ± 0,6	–
	домашние животные	2,1 ± 0,1	–
	рисоводство	0,05 ± 0,01	–
	ископаемое топливо	17,5 ± 4,6	13,2 ± 5,9
	уголь	2,6 ± 0,4	–
	нефть и газ	14,7 ± 4,2	–
	промышленность	0,1 ± 0,1	–
	транспорт	0,1 ± 0,1	–
	сжигание биомассы (включая биотопливо)	1,7 ± 0,9	1,9 ± 0,6

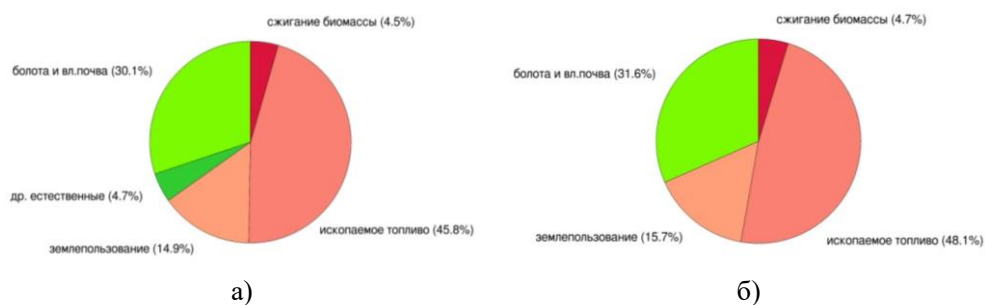


Рисунок 1.1.6 – Подобно рис. 1.1.5, но для России

Вклад России в естественные глобальные эмиссии метана не превышает 10%. Он равен 13,3 ± 6,9 Тг СН₄/год согласно BU-оценкам и 11,7 ± 3,7 Тг СН₄/год согласно TD-оценкам (табл. 1.1.8; указаны средние и межгодовые стандартные

отклонения). При этом для обоих методов оценивания вклад болот доминирует в интенсивности всех естественных источников – примерно треть от полной интенсивности эмиссий метана с территории России в атмосферу (рис. 1.1.6).

Согласно оценкам [24] интенсивность антропогенных источников метана с территории России составляет $23,5 \pm 5,1$ Тг $\text{CH}_4/\text{год}$ согласно ВU-оценкам и $19,8 \pm 6,1$ Тг $\text{CH}_4/\text{год}$ согласно TD-оценкам – не более 10% от глобальной интенсивности антропогенных эмиссий (и даже не более 7% для соответствующих центральных оценок). Следует отметить, что доля антропогенных эмиссий в общей интенсивности национальных эмиссий метана с территории России близка к 2/3.

1.1.4 ВЫВОДЫ

Рассмотрены источники и стоки метана, представлены количественные оценки соотношения естественных (природных) и антропогенных выбросов в атмосферу метана в России и в мире.

Произведена инвентаризация источников метана и соотношение естественных (природных) и антропогенных выбросов метана в атмосферу в мире и в Российской Федерации. Выделены источники естественные (микробная активность в заболоченных территориях, микробная активность в поверхностных водных объектах, природные пожары, пищеварение жвачных животных, жизнедеятельность насекомых, процессы в морях и океанах, таяние многолетней мерзлоты, диссоциация метангидратов, выделения из месторождений газа и нефти, выделения из других глубинных геологических источников метана) и антропогенные (пищеварение домашних животных, рисоводство, выделения из мест складирования отходов, выделения из сточных вод, выбросы от угольной промышленности, горение биомассы и топлива, выбросы от нефтегазовой промышленности).

Согласно имеющимся данным современная глобальная интенсивность естественных источников метана составляет от 183 до 248 Тг $\text{CH}_4/\text{год}$ с наиболее вероятной оценкой 215 Тг $\text{CH}_4/\text{год}$. Вклад России в естественные глобальные эмиссии метана в атмосферу не превышает 10% и связан, в основном, с вкладом эмиссий от водно-болотных угодий.

Современная глобальная интенсивность антропогенных эмиссий метана в атмосферу составляет 357 Тг $\text{CH}_4/\text{год}$ с интервалом неопределенности от 336 до 375 Тг $\text{CH}_4/\text{год}$. Более половины этих эмиссий обусловлено сельскохозяйственной деятельностью (рисоводством и ферментацией мусора). Вторым по значимости антропогенным источником является использование ископаемого топлива (угля, нефти, природного газа). Интенсивность

антропогенных источников метана с территории России составляет не более 10% от глобальной интенсивности антропогенных эмиссий (и даже не более 7% для соответствующих наиболее вероятных оценок).

Особенностью Российской Федерации является относительно большой вклад добычи угля, нефти и газа в интенсивность антропогенных (а также полных) эмиссий метана в атмосферу.

1.2 ГАЗОПРОЯВЛЕНИЯ НА МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Выделение метана в газообразной фракции с морского дна – довольно распространенное явление в Мировом океане. Выявлено множество мест с проявлением пузырей CH_4 из донных осадков, однако однозначных оценок влияния на климат газопроявлений над морской поверхностью на сегодняшний момент не существует. Мировое сообщество обеспокоено возможностью резкого увеличения выбросов метана в атмосферу вследствие дестабилизации придонных метангидратов, спровоцированной глобальным потеплением, в северных морях, в частности, морях Арктики.

Экспедиционные исследования свидетельствуют о росте площадей газопроявлений и их интенсивности над шельфом морей Восточной Арктики в последние десятилетия. При этом измерительные кампании и численные эксперименты дают разные значения выбросов подводного метана в Арктическом бассейне (от 0 до 50 Тг CH_4 /год).

Проведенный в данном разделе анализ газопроявлений, основанный на данных натурных и спутниковых измерений, а также модельных расчетов позволяет сделать вывод, что современный уровень выбросов подводного метана относительно невелик по сравнению с другими источниками и вряд ли существенно возрастет в ближайшее время. Доля морских эмиссий в Арктике (главным образом от газовых выходов с морского дна), скорее всего, не превысит 5% от глобальной эмиссии метана в ближайшем будущем. При этом для более точных оценок и контроля над ситуацией необходим комплексный и постоянный мониторинг процессов, связанных с газопроявлениями на морской поверхности.

1.2.1 ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПРИРОДНЫХ ГАЗОПРОЯВЛЕНИЯХ

Актуальность исследования газогеохимических полей метана связана с возможностью их использования как индикаторов явлений и процессов в геологии, океанологии и климатологии. Участки газопроявлений или подводной дегазации в совокупности занимают более 10% площади Мирового океана, но в настоящее время являются недостаточно исследованными [1].

Естественные глубинные газовые высачивания (seeping) впервые были обнаружены в 1984 г. [2].

Места высачивания метана или холодные сипы – это участки океанического дна, где происходит выход пузырей CH_4 через осадочные отложения морского дна. Используемое название «холодные сипы» носит довольно условный характер, поскольку температура газовых факелов, как правило, превышает температуру придонной воды [1]. Сипы широко распространены во всем мире, они обнаружены в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах, наблюдаются в Арктических морях, а также в крупных озерах, например, на Байкале (рис. 1.2.1).

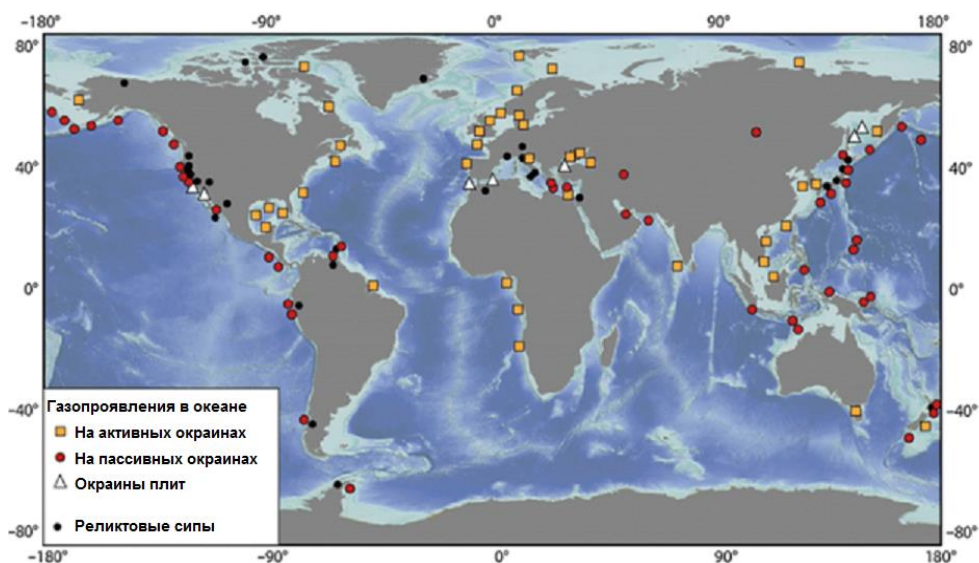


Рисунок 1.2.1 – Места обнаружения холодных сипов согласно [3]

Большинство сипов расположено в зоне геологически активных или пассивных континентальных окраин, внутриконтинентальных морских бассейнов и озер. Размер сипов резко варьирует и может меняться в течение времени, при этом обычно высота газового факела находится в пределах 100–150 метров, но в мелководных морях, например, в Азовском, наблюдалась высота факела 5–10 метров, в глубоководных морях она может достигать 600–700 метров [4]. Интенсивность сипов может быть самой разной, подводными аппаратами наблюдаются как отдельные пузырьковые выходы метана, так и залповые единовременные выбросы.

Метан, поступающий в водную толщу, распространяется двумя способами: диффузия (медленный процесс) и пузырьковые выходы (быстрый процесс). Далее газ окисляется в морской воде, часть CH_4 при пузырьковой эмиссии может достигать морской поверхности и, минуя окисление, поступать в атмосферу. При

морской поверхности, покрытой льдом, метан, достигший ледового щита, подвергается интенсивному окислению с выделением значительного количества тепла. Этот процесс провоцирует нарушение целостности ледового покрова, его торошение, образование трещин и полыней [5]. Таким образом, мониторинг содержания метана, определение его эмиссии, необходимо проводить как в теплый период при открытой воде, так и в зимних условиях при наличии ледового покрова.

Обнаружение участков высачивания метана с морского дна и понимание объемов эмиссий важно, прежде всего, для уточнения роли метановых сипов в глобальном углеродном цикле. Высвобождающийся метан часто окисляется до углекислого газа, что приводит к изменениям в химии океана, прежде всего к подкислению океана. Эмиссии метана из океана в атмосферу могут иметь значительный климатический эффект, т.к. радиационный эффект CH_4 превосходит CO_2 в 28–34 раза [6].

1.2.2 МЕТАН В АРКТИКЕ

В Арктическом регионе сосредоточены значительные запасы метана, однако их количественная оценка и скорости эмиссий имеют значительные неопределенности (см., например, [7–11]). В водную толщу метан может поступать из нескольких источников, таких, как генерация в водном столбе, образование метана в донных осадках, термогенный (ископаемый) метан, латеральный перенос реками.

Одним из важнейших потенциальных источников, и в то же время одним из самых спорных, является термогенный метан, который мигрирует из глубоких слоев к поверхности и образует газогидраты в зоне его стабильности. В результате происходит выход метана в верхние слои донных отложений, затем газ попадает в воду, где идет его окисление, при небольших глубинах газ частично диффундирует в нижние слои атмосферы.

Значительным резервуаром метана и наиболее интересные с климатической точки зрения являются мелководные шельфовые районы Арктических морей, в которых сосредоточены значительные запасы нефти и природного газа [78].

Шельф морей Восточной Арктики (МВА) – самый широкий и мелководный шельф Мирового океана, в котором находится более 80% подводной мерзлоты всего Северного Ледовитого океана (рис. 1.2.2). В мерзлых породах сохраняется стабильность гидратов CH_4 , запас которых, по некоторым оценкам, может превышать на два порядка общее количество метана в атмосфере [10, 11].

Потепление в Арктике началось >12 тысяч лет назад в начале голоцена. Из-за повышения уровня моря шельфовые районы оказались затоплены. В

результате наземные экосистемы с многолетними мерзлыми грунтами подверглись изменениям теплового режима, вызванного повышением среднегодовой температуры воздуха на 6–7 °С со времени последнего ледникового максимума [13]. Подводная мерзлота подверглась дополнительному потеплению, оказавшись под слоем более теплой морской воды. Так, в окрестностях МВА морская вода намного теплее воздуха (среднегодовая температура воздуха -10 °С против среднегодовой температуры морской воды -1 °С). Следовательно, за последние 12 тыс. лет подводная мерзлота нагрелась на 17 °С [14].

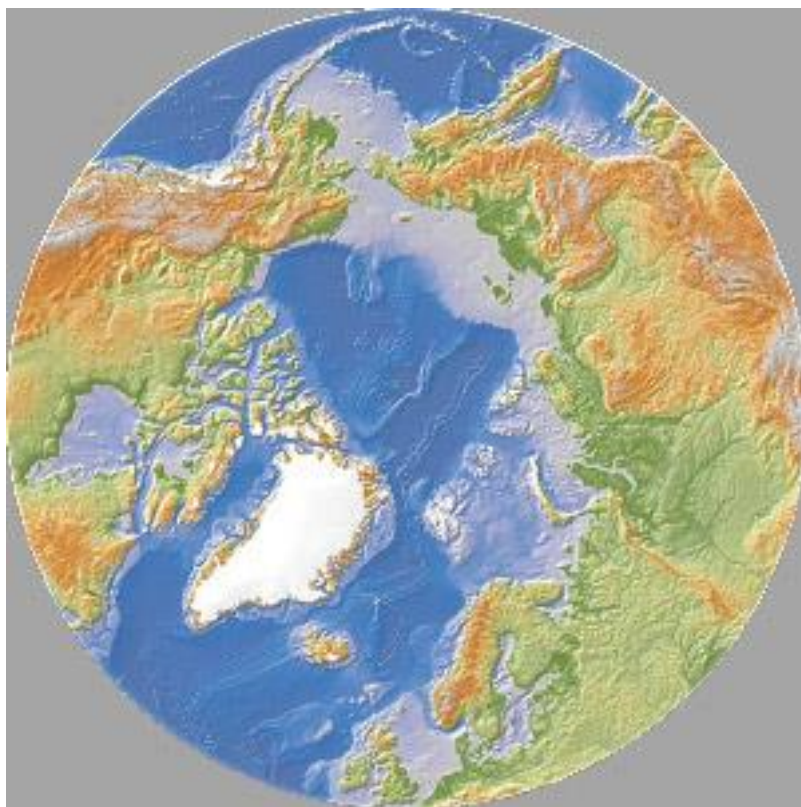


Рисунок 1.2.2 – Батиметрия Северного Ледовитого океана; светлый сиреневый цвет соответствует глубине 0-50 м [12]

Вопрос о возможном существовании скоплений метана в вечной мерзлоте не в форме свободного газа был впервые поднят в середине 1950-х годов, когда при разведке природных ресурсов в районах вечной мерзлоты в России произошли газовые выбросы [15]. В результате геологоразведки, бурения скважин и отбора проб на концентрацию метана и его изотоп $\delta^{13}\text{C}$ было высказано предположение, что газовые выбросы произошли в результате разрушения

гидратов из-за снижения давления, сопровождающегося воздействием на гидраты более теплых условий в результате бурения.

Гидраты метана (или клатраты) представляют собой ледяные кристаллы, образующиеся при определенных условиях температуры и давления [16]. Предположительно 99% гидратов в глобальном масштабе сконцентрировано на континентальном шельфе. При разложении единицы объема гидрата метана выделяется до 160 объемов газа (при нормальных условиях). Гидраты метана могут иметь биогенное происхождение (образованные *in situ* на глубине в отложениях в результате микробной активности) или термогенное происхождение (абиогенное, и миграции газа из более глубоких отложений и его улавливание при определенных температурных условиях или блокирование газа геологическими структурами, такими как многолетняя мерзлота). Оценки запаса морских гидратов имеют значительные неопределенности и варьируют от сотен до тысяч Пг CH_4 [17, 18].

Метангидраты сохраняют свою стабильность либо при высоком давлении (как правило, более 120 атмосфер), либо в условиях отрицательных температур, в толще многолетнемерзлых грунтов. На океаническом дне существование метангидратов возможно благодаря весу столба воды, который обеспечивает необходимое давление. При повышении температуры или изменении динамических условий газгидраты могут разрушаться с выделением метана. Если разгрузка метаном произошла на океаническом дне, метан поступает в водную толщу путем диффузии или с выходом пузырей. При этом интенсивность эмиссии при пузырьковом переносе определяется глубиной океанического дна и от начального радиуса пузырьков. Например, при незначительной глубине (50–100 м) и начальном радиусе пузырьков от 14 до 20 мм около 50% выделившегося в океаническую воду метана может достичь атмосферы [19]. Так, на шельфе мелководных арктических большое значение имеет именно пузырьковая эмиссия из донных пород. Метановые пузыри могут достигать морской поверхности [79–81]. В этом случае окисление CH_4 в водной толще минимально [10, 11].

Повышение придонной температуры дестабилизирует газгидраты или метангидраты, в результате чего площадь сочтения метана из донных осадков с каждым годом увеличивается. В ходе дальнейшей деградации подводная мерзлота постепенно превращается в островную, а площадь газопроводящих областей увеличивается [20].

Другими авторами высказывается идея: высвобождение метана на отдельных участках шельфа морей Восточной Арктики, где отсутствует многолетняя мерзлота и может происходить выход метана из глубоких слоев, не связано с современным потеплением [21–23]. Более того, согласно данным океанографических исследований, увеличение температуры у дна не превышает сотых долей градуса и не может привести к таянию поддонной мерзлоты и,

следовательно, к выходу ископаемого газа в атмосферу, как полагают Н.Е. Шахова с коллегами [24].

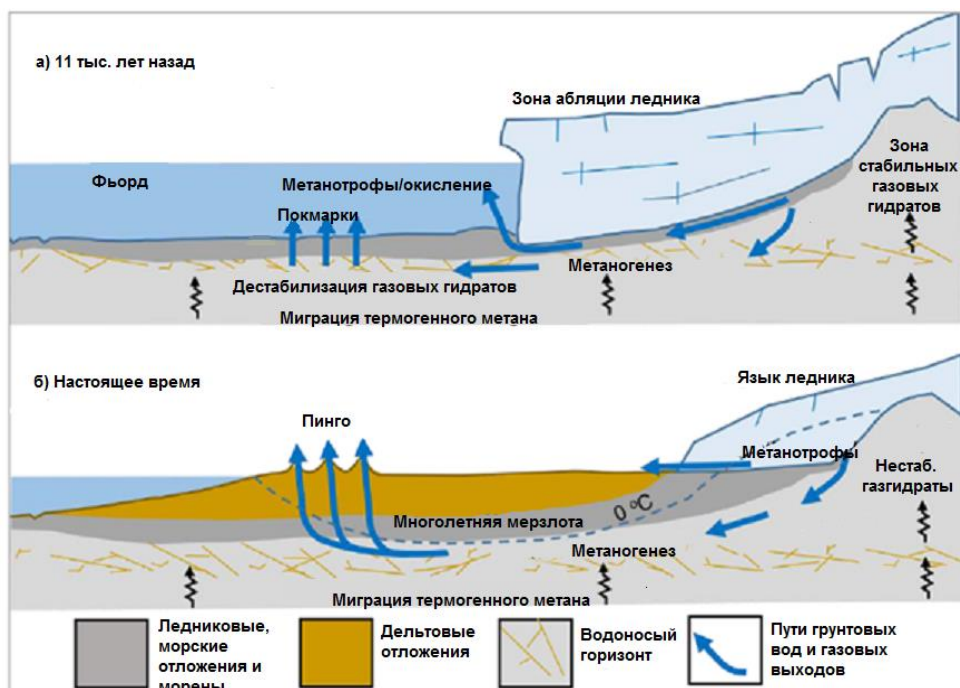


Рисунок 1.2.3 – Изменение ландшафта и пути миграции метана. (а) Во время дегляциации после максимума последнего оледенения ок. 11 000 лет назад. (б) Современное состояние, после изостатического поднятия и распространения вечной мерзлоты в дельтовых отложениях

До сих пор крайне малоизученными районами остаются и фьорды, расположенные в прибрежной полосе арктических ландшафтов, в которых также обнаружены области высачивания пузырей метана из донных отложений. Береговые линии фьордов, подвергшиеся значительному изостатическому поднятию, типичны для Шпицбергена, Новой Земли, северной Гренландии и Канадского арктического архипелага. Фьорды примечательны одними из самых быстрых на Земле темпов седиментации и захоронения органического углерода во время отступления ледников [25], создавая мощные толщи отложений и способствующие образованию биогенного метана. Во время малого ледникового периода (МЛП) обширные зоны метангидратов находились в устойчивом состоянии под ледяными щитами, обеспечивая временный резервуар как для биогенного, так и для термогенного метана. Дальнейшее потепление, вызвавшее сокращение ледяного покрова после МЛП, привело к тому, что газовые гидраты

стали термодинамически нестабильными, и метан начал быстро высачиваться через открывшиеся участки морского дна [26]. Доказательствами такого быстрого выхода являются покмарки (углубления, обусловленные выносом осадочного материала) [26, 27] (рис. 1.2.3а), появление которых особенно хорошо изучено на Шпицбергене. Некоторые из них в окрестностях Шпицбергена остаются активными и сегодня [28].

В работе [29] показано, что сипы, которые путем изостатического поднятия оказались выше уровня моря (пинго), могут высвобождать метан из метангидратов непосредственно в атмосферу, тем самым минуя окисление в водной толще (рис. 1.2.3б). Таким образом, пинго и сипы являются важными точечными источниками выбросов, мониторинг которых в условиях меняющегося климата позволит лучше понимать динамику эмиссий метана из субмерзлотных пород.

1.2.3 ВКЛАД ПРИРОДНЫХ ГАЗОПРОЯВЛЕНИЙ В ОБЩИЙ БЮДЖЕТ МЕТАНА

Как было отмечено выше, в настоящее время используются два подхода к оценке интенсивности эмиссии источников и стоков метана - «bottom-up» (BU) и «top-down» (TD). В данном контексте рассмотрен, главным образом, BU-подход, т.к. он является более репрезентативным на масштабе отдельных регионов. Кроме того, BU-подход позволяет оценить вклад эмиссий метана конкретно от газопроявлений в океане, в то время как TD-подход «маскирует» газопроявления, демонстрируя лишь общие цифры от естественных источников.

1.2.3.1 Морские экспедиционные наблюдения

В Российской Арктике проведено множество морских экспедиций, где были измерения концентрации метана. Нередко собирались данные и о растворенном метане в морской воде. Для исследований также были использованы сонары, управляемые подводные аппараты, акустические эхолоты. С помощью подобной техники на карту морского дна нанесено множество локаций высачивания метана из донных пород. Пример выхода метановых пузырей на экране сонара показан на рис. 1.2.4.

Группа Шаховой начала работы по исследованию содержания метана в атмосфере и в толще воды еще в 1994 году, с 2003 года экспедиции стали проводиться ежегодно [20]. На рис. 1.2.5 показано местоположение океанографических станций в МВА для экспедиций 1999–2017 гг. В результате экспедиционных работ был собран огромный научный материал. В частности,

исследователями были обнаружены обширные поля холодных сипов (сотни квадратных километров), на которых эмиссия метана в водную толщу осуществлялась в форме массивованных скоплений пузырьков. Были выделены области так называемых мегасипов – больших площадей с интенсивными газовыми факелами в водной толще.

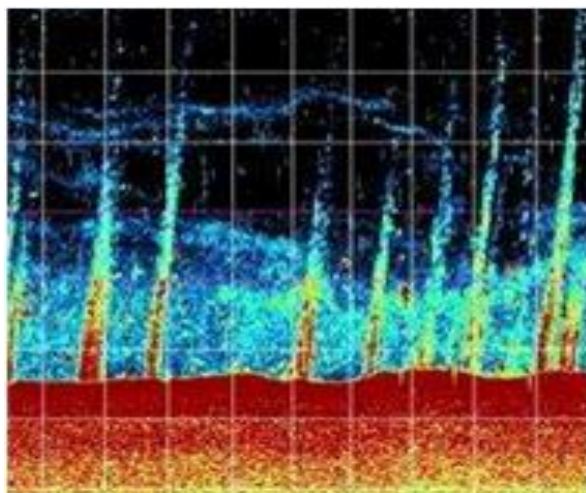


Рисунок 1.2.4 – Пример выхода метановых пузырей на диаграмме сонара

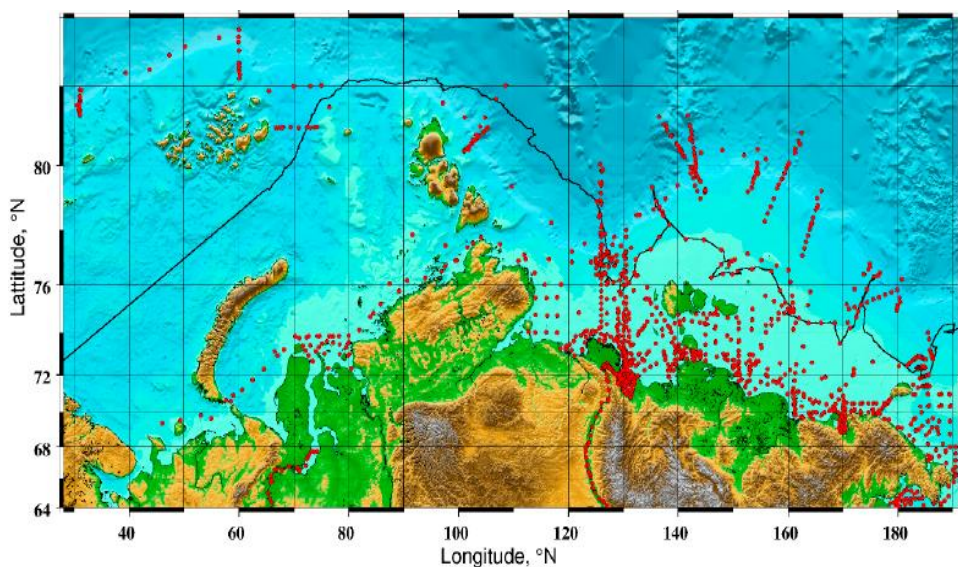


Рисунок 1.2.5 – Местоположение океанографических станций в МВА для экспедиций 1999–2017 гг. по [32]

Пример одной из экспедиций (2016 г., НИС «Академик М.А. Лаврентьев») с нанесенными участками мегасипов показан на рис. 1.2.5. В экспедиции были визуально зафиксированы выходы пузырей на морскую поверхность, газоанализаторы на борту судна зафиксировали скачкообразный рост концентрации метана (более 2 ppm газоанализатором Picarro G2132-i (рис. 1.2.6) и более 8 ppm газоанализатором DLT). Столь существенная разница в показаниях приборов связана с их разрешающей способностью [31].

На основе набора данных за период 2003–2008 гг. были сделаны первые попытки оценить поток метана в атмосферу. В результате было получено 8 Тг/год [10]. При этом авторы не учли пузырьковую составляющую эмиссии. В том же 2010 году группа Шаховой привела новые оценки потока метана. Основываясь на аналогии с результатами исследований вклада пузырьковой эмиссии метана из северных озер Сибири [33], а также взяв за основу то, что диффузионный поток составляет 10–50% от общего потока в атмосферу, авторы предположили, что суммарный поток метана в атмосферу из морей Восточной Арктики составляет примерно 10–50 Тг в год, что в 5 раз выше оценки, приведенной для акватории всего Мирового океана [34].

Затем оценка скорости выбросов CH_4 с шельфовых районов морей Восточной Арктики была пересмотрена в сторону уменьшения до 17 Тг/год путем уточнения потока CH_4 , вызванного пузырьковой эмиссией, а также при учете влияния погодных условий на поток CH_4 [11], но и эта величина превышает все остальные оценки и соизмерима с эмиссией метана из всех наземных экосистем севера [35]. Кроме того, в работе [32] показана высокая изменчивость потоков CH_4 (3–5 порядков величины) в МВА. По мнению авторов, это подтверждает гипотезу о том, что потоки CH_4 зависят от текущего состояния подводной мерзлоты, а не от темпов современного метаногенеза.

Другие исследования тех же районов дают заметно меньшие оценки потоков. Так, например, в исследованиях, приведенных в [36], показаны результаты экспедиций для периода 2012–2017 гг. Основной фокус работы сосредоточен на эмиссиях метана с Восточно-Сибирского арктического шельфа. В работе пиковые значения концентрации CH_4 сравнивались с смоделированными расчетами приземной концентрации CH_4 , полученной с помощью лагранжевой дисперсионной модели FLEXPART [37], где в качестве среднемесячных полей потоков CH_4 были взяты данные инвентаризации NICAM-TM 4D-Var.

Моделирование хорошо воспроизвело наблюдаемое увеличение содержания CH_4 , включая заметные пики, которые были получены в результате адвекции воздушных масс с Аляски, Западной Сибири и Восточной Сибири, где наблюдались довольно сильные эмиссии во время проведенных экспедиций. В итоговой оценке за рассмотренный период 2012–2017 гг. интенсивность эмиссии

CH₄ из МВА составила 0,46 Тг CH₄/год, что значительно меньше предыдущих оценок, основанных на ВU-подходе [10, 11, 38].

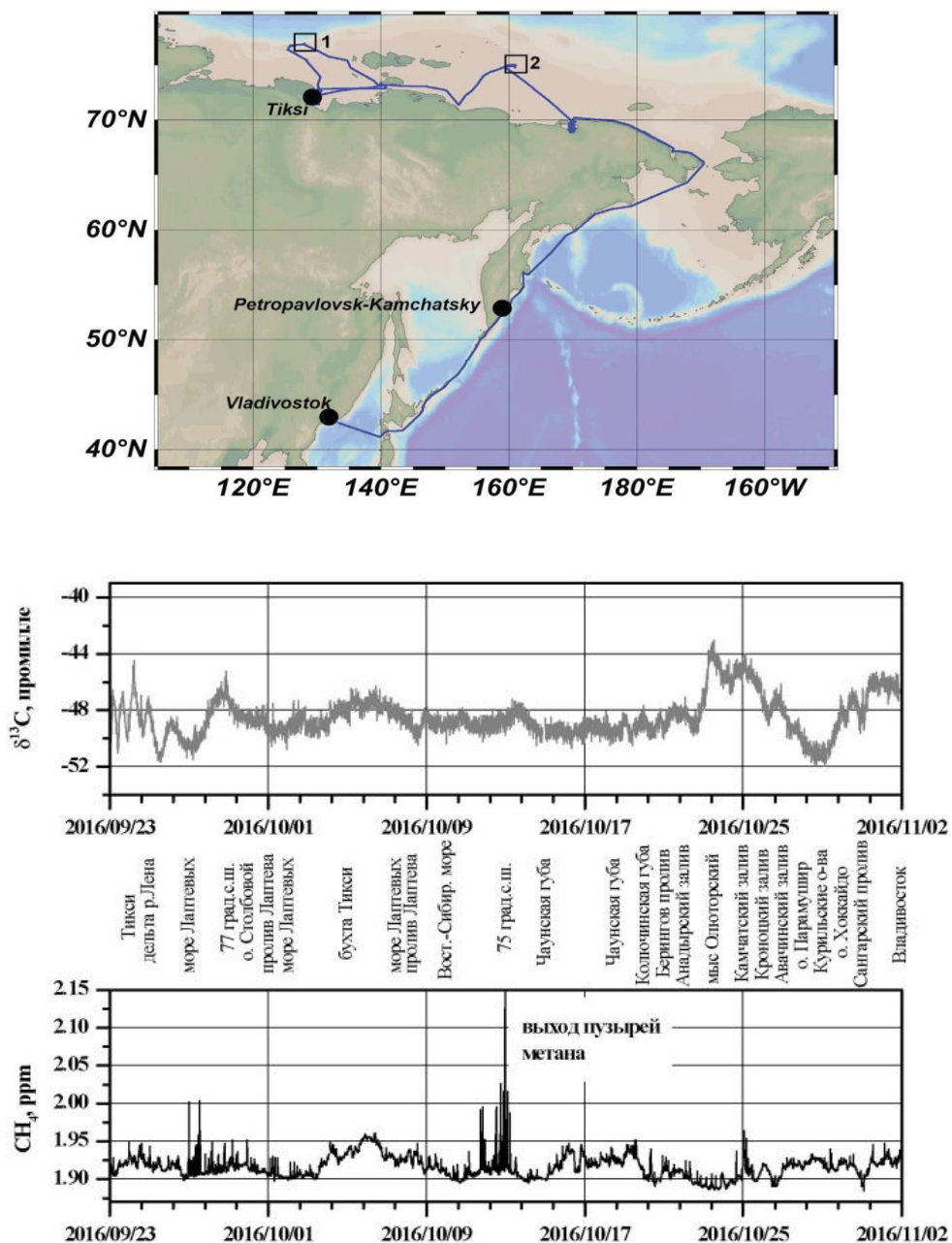


Рисунок 1.2.6 – Маршрут экспедиции и содержание изотопа $\delta^{13}\text{C}$ CH₄ и концентрация метана в приводном воздухе по наблюдениям в рейсе № 78 НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (2016 г.)

Кроме того, было обнаружено, что в сентябре интенсивность эмиссий положительно коррелирует с температурой поверхности океана и отрицательно со сплоченностью морского льда. Такая зависимость эмиссий CH_4 качественно объяснима с точки зрения механизмов газообмена воздух-море.

В ряде работ, проведенных научным коллективом ИФА РАН, также не выявлено однозначной связи повышения концентрации метана над морской поверхностью и его эмиссии с поверхности океана [31, 39, 40]. С 2015 года было проведено 5 измерительных кампаний по наблюдению концентрации метана CH_4 , углекислого газа CO_2 и значения $\delta^{13}\text{C}$ CH_4 отклонения изотопной сигнатуры 13C/12C для метана в воздухе над морской поверхностью с борта научно-исследовательских судов [31, 39, 40]. Для измерений использовался автоматизированный комплекс на основе прибора G2132-i производства компании Picarro Inc. (США).

Маршруты экспедиций проходили через моря российской Арктики. В 2015 году – из порта Архангельск через моря Белое, Баренцево, Карское и Лаптевых, в том числе через районы, описанные в [11]. Маршрут экспедиции 2016 года пролегал от порта Тикси через моря Лаптевых и Восточно-Сибирское, и далее через Чукотское, Берингово и Японское моря до порта Владивосток. В 2018 и 2020 годах экспедиции частично повторили маршрут 2015 года, судно вышло из порта Архангельск и прошло через моря Белое, Баренцево и Карское. Все маршруты охватывают всю территорию Российской Арктики, однако они проведены в разное время и при разных метеорологических условиях. В экспедиции 2015, 2018 и 2020 гг. прибрежные районы были свободны от снежного покрова. В 2016 г. измерения проводились в более поздний осенний период, когда на побережье арктических морей происходила адвекция холодного воздуха, и начал формироваться устойчивый снежный покров.

Полученный набор данных позволяет выделить некоторые закономерности пространственной и временной изменчивости концентрации метана в нижнем слое атмосферы. На рис. 1.2.7 представлены ряды данных наблюдений концентрации метана и значения $\delta^{13}\text{C}$ CH_4 , с усреднением 1 минута для всех экспедиций, проведенных с 2015 по 2020 гг., в таблице 1.2.1 даны статистические характеристики измеренных величин. Повышенные значения концентрации метана отмечались в Карском море, в период с 2 по 5 сентября 2015 г., и в море Лаптевых, с 12 по 14 сентября 2015 г., когда происходил активный вынос воздушных масс с материка, так что, по всей вероятности, наблюдавшееся повышение концентрации метана было связано с эмиссиями от тундровых областей Западной и Восточной Сибири.

Преобладание микробиологического источника метана подтверждают и результаты, полученные с помощью метода Килинга [41] (рис. 1.2.8). В экспедиции 2016 г. пространственное распределение содержания метана более

однородно (стандартное отклонение ряда составляет порядка 0,02 ppm, см. таблицу 1.2.1), при этом значения концентрации CH_4 стабильно превышают среднее глобальное значение, характерное для осеннего периода.

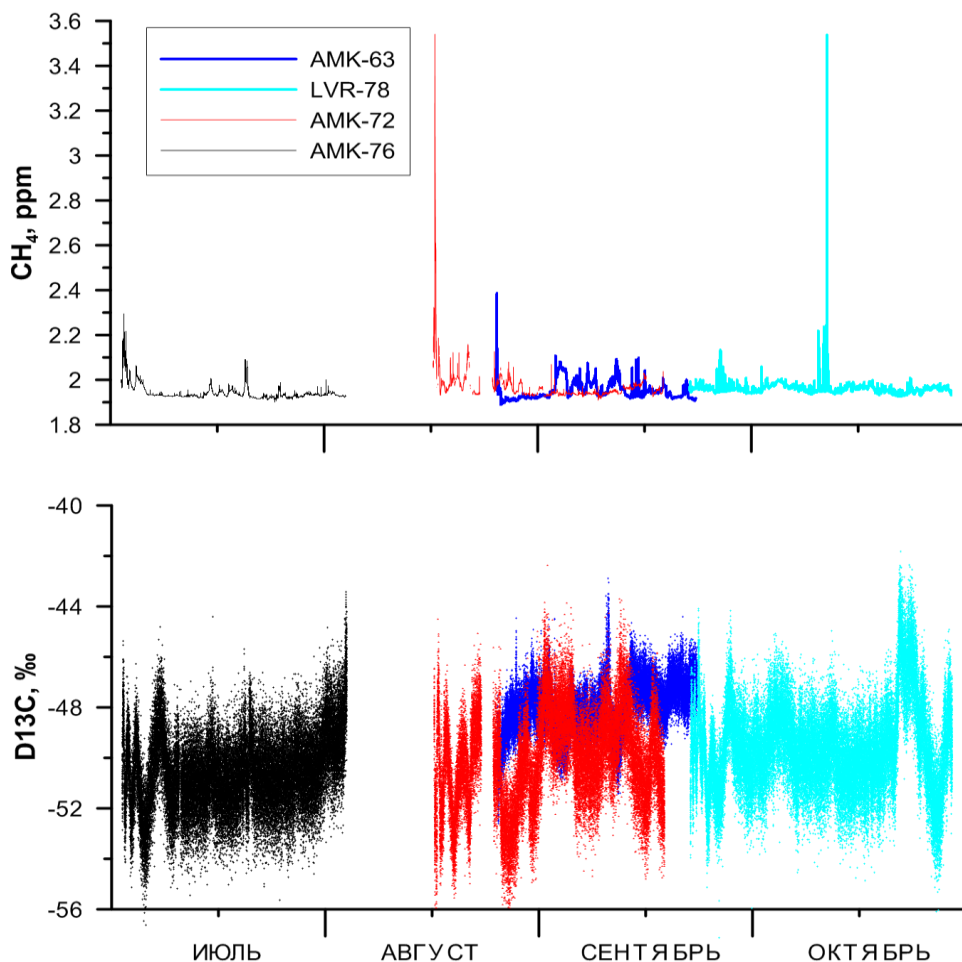


Рисунок 1.2.7 – Временные ряды CH_4 и $\text{D}13\text{C}$ (G2132-i) в приповерхностном воздухе для экспедиций 2015, 2016, 2018 и 2020 гг.

В тоже время в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском выявлены локализованные области с повышенной концентрацией метана в приземном воздухе. Наибольший интерес представляют так называемые полигоны сочения метана, описанные в [10, 11], так называемые мегасипы (см. рис. 1.2.6). Один из таких полигонов располагался приблизительно по координатам 75° с.ш. и 160° в.д. Судно находилось в этом полигоне с 11 по 13 октября 2016 г. На рис. 1.2.7 виден пик концентрации метана.

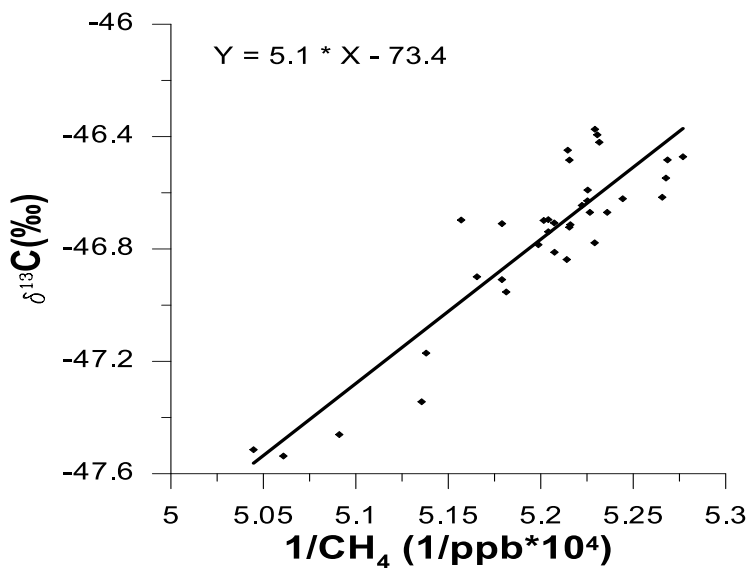


Рисунок 1.2.8 – Пример определения источников атмосферного метана в Арктике методами изотопного анализа (графики Килинга) по результатам измерений 7–9 сентября 2015 г.

При более детальном анализе временные ряды метана характеризуются большим количеством пиков до значений порядка 2,0–2,2 ppm и более. С борта судна визуально наблюдался выход пузырей метана из воды. По данным сонара судна, пузыри метана поступали непосредственно со дна, глубина в районе наблюдений достигала 45–50 метров. Следует отметить, что значения максимумов наблюдаемых пиков в значительной степени имеют стохастический характер и сильно зависят от времени отклика используемого прибора и условий наблюдений. Продолжительность пиков по времени не превышает десятков секунд. Таким образом, характер пиков, порождаемых выходом пузырей метана на поверхность, обуславливает незначительное повышение его средней концентрации в приводном воздухе в области сочения.

В табл. 1.2.2 представлены среднесуточные концентрации метана за несколько дней наблюдений в Восточно-Сибирском море.

По приведенным данным хорошо видно, что превышение уровня среднесуточной концентрации в полигоне (12 октября) над этим же уровнем вне полигона (10 и 14 октября) составляет единицы процентов и сравнимо с региональными вариациями среднесуточной концентрации (например, за 9 октября, когда судно находилось вблизи залива Колымская Губа Восточно-Сибирского моря). Вместе с тем следует учитывать, что высокая мозаичность областей сочения и сложные условия наблюдений (сильный ветер, волнение,

невозможность отбора воздуха непосредственно у поверхности воды) существенно затрудняют исследования и, по всей видимости, могут занижать реальный атмосферный отклик от выбросов донного метана.

Таблица 1.2.1 – Статистические характеристики измеренных приводных концентраций CH_4 и $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ над морями Российской Арктики в 2015–2020 гг.

2015	Архангельск-море Лаптевых - Архангельск		Море Лаптевых	
	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$, ‰	CH_4 , ppm	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$, ‰	CH_4 , ppm
Минимум	-50,7	1,857	-49,74	1,887
Максимум	-45,3	2,064	-45,29	2,050
Среднее	-47,6	1,918	-47,55	1,928
СКО	0,8	0,039	0,81	0,033
2016	Море Лаптевых		Восточно-Сибирское море	
	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$, ‰	CH_4 , ppm	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$, ‰	CH_4 , ppm
Минимум	-57,12	1,938	-54,86	1,935
Максимум	-44,10	2,133	-44,96	3,537
Среднее	-49,59	1,962	-50,12	1,958
СКО	1,46	0,015	1,2	0,02
2018	Архангельск-море Лаптевых- Архангельск		Море Лаптевых	
	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$, ‰	CH_4 , ppm	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$, ‰	CH_4 , ppm
Минимум	-59,9	1,909	-56,6	1,926
Максимум	-44,1	3,541	-44,3	2,126
Среднее	-50,1	1,964	-50,2	1,953
СКО	1,84	0,076	2,08	0,024
2019	Архангельск- Карское море – Архангельск			
	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$, ‰	CH_4 , ppm		
Минимум	-56,6	1,902		
Максимум	-43,4	2,294		
Среднее	-50,6	1,942		
СКО	-50,6	0,025		
2020	Архангельск- Карское море – Архангельск			
	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$, ‰	CH_4 , ppm		
Минимум	-54,8	1,916		
Максимум	-43,2	2,171		
Среднее	-49,2	1,957		
СКО	1,51	0,029		

Таблица 1.2.2 – Среднесуточные концентрации метана в Восточно-Сибирском море

Дата	Среднесуточная [CH ₄], ppm
2016/10/09	1,960
2016/10/10	1,941
2016/10/11	1,955
2016/10/12	1,963
2016/10/13	1,950
2016/10/14	1,941

В последующих экспедициях над местами высачивания метана из донных осадков также не отмечался значимый рост содержания CH₄ над морской поверхностью. По методу Килинга было выявлено преобладание микробиологического источника. При продолжительных превышениях концентрации метана над средним уровнем траекторный анализ указывал на адвекцию воздушных масс с континента (из регионов добычи природного газа или с заболоченных районов Сибири). Таким образом, даже при значительном увеличении концентрации метана над районами газовых выходов из донных отложений пики концентрации CH₄ значительно локализованы по пространству (десятки метров) и в целом не оказывают значимого влияния на общий фон атмосферной концентрации метана. Разница между средними и минимальными значениями в МВА невелика, в отличие от западных морей, где значительную неоднородность в поле метана вносит адвекция воздушных масс с болотных экосистем и месторождений.

Не в пользу теории о значительных эмиссиях с МВА говорят и другие исследования. Так, например, в [42] показано, что содержание метана в водной толще контролируется комбинацией интенсивности просачивания свободного газа и боковых движений водных масс, которые рассеивают и перераспределяют растворенный метан по горизонтали от мест высачивания. Большая часть метана, поступающая с морского дна, остается в придонном слое, даже когда водный столб хорошо перемешан, что означает, что влияние стратификации водного столба на вертикальный перенос метана невелико. В поверхностных водах обнаруживаются лишь небольшие концентрации метана, поэтому выброс метана в атмосферу над местом просачивания также невелик. При этом основное влияние на величину потока метана в системе океан-атмосфера оказывает скорость ветра, а не концентрация растворенного метана в приповерхностных слоях океана. Это предположение делает гипотезы, например, [43], которые утверждают, что весь метан может высвободиться в атмосферу из участков мелководного шельфа в результате хорошо перемешанного водяного столба при

отсутствии стратификации, по-видимому, не совсем соответствующие действительности. Таким образом, даже при перенасыщении поверхностных вод растворенным метаном, CH_4 может не поступать в атмосферу, а оставаться в воде до полного окисления.

1.2.3.2 Наземные измерения

Анализ измерений с прибрежных стационарных станций также указывает на некоторое завышение оценок эмиссий метана с морской поверхности, представленных в [11]. Наземные измерения метана в арктическом регионе немногочисленны (рис. 1.2.9). Данные этих наблюдений доступны на ресурсе NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/>).

На рис. 1.2.9. показано общее глобальное содержание приземного метана и его концентрация на отдельных станциях, расположенных в арктических широтах. В среднем разница с глобальным содержанием CH_4 достигает 75–80 ppb. Типичные значения для прибрежных станций соответствуют значениям, полученным и в морских экспедициях.

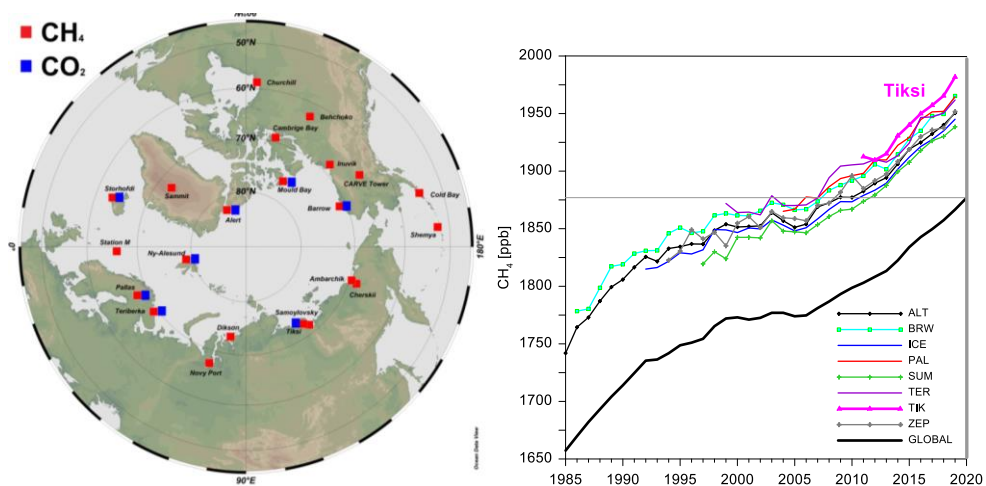


Рисунок 1.2.9 – Станции наблюдения CO_2 и CH_4 в высоких широтах Северного полушария (слева) и средняя годовая концентрация CH_4 на полярных станциях.

ALT – Аллерт, BRW – Барроу, ICE – Хаймей, PAL – Паллас, SUM – Саммит, TER – Териберка, ТИК – Тикси, ZEP – Цепелин [NOAA/ESRL, WMO World Data Centre for Greenhouse Gases], GLOBAL – глобальная по данным NOAA [www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends_ch4]

Самое высокое содержание метана отмечается на станции Тикси (71° 05' с.ш., 128° 9' в.д.), обсерватория расположена на севере Республики Якутия ~ в 50 км от дельты р. Лена на берегу моря Лаптевых. Для измерения приземных концентраций CH₄ в обсерватории используется прибор G2301 (компания Picato Inc., США). На обсерватории с 2010 г. ведется автоматизированный мониторинг парниковых газов [44]. Станция расположена удаленно от населенных пунктов, значительную часть времени отбор воздуха идет при фоновых условиях. При этом многие из описанных выше экспедиций, которые отмечали высокие концентрации CH₄, проходили на расстояниях 50–100 км от станции [10, 11].

На рис. 1.2.10 представлены ряды наблюдений для экспедиции 2016 года, которая в значительной мере охватывала район моря Лаптевых, для станции Тикси и еще одной полярной станции Амбарчик (побережье Восточно-Сибирского моря, начало работы – 2014 год, прибор Picato, координаты 69,62 °с.ш., 162,30 °в.д.).

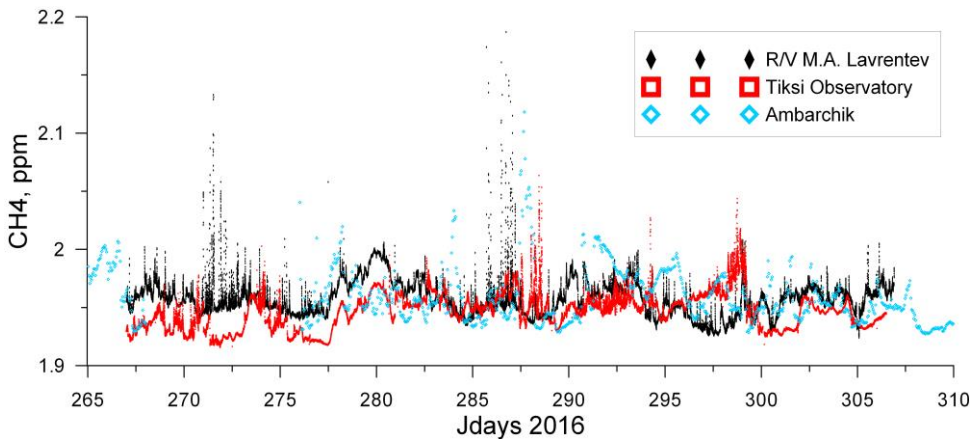


Рисунок 1.2.10 – Ряды наблюдений для экспедиции 2016 года, которая в значительной мере охватывала район моря Лаптевых, для станции Тикси и Амбарчик

В целом на рис. 1.2.10 данные, полученные с борта научного судна и с обсерватории Тикси, хорошо согласуются друг с другом, а пиковые значения концентрации хорошо коррелируют. Кроме того, не обнаружено значимого влияния адвекции воздушного потока с мест сосредоточения метановых сипов, локальные пики обсерватории Тикси скорее соответствуют застою воздуха из пгт Тикси или его порта. Анализ данных на станции Амбарчик показывает, что небольшие повышения концентрации метана могут быть связаны с застоем воздуха с шельфовых районов Восточно-Сибирского моря, потенциально

большие эмиссии происходят осенью, продолжаются в зимний период и ослабляются в период таяния льда. При этом нет оснований считать значительными эмиссиями с морской поверхности шельфовых районов, вклад оценивается как не более 1,6 Тг CH_4 /год.

Таким образом, в теплый период концентрация метана над морской акваторией определяется, главным образом, крупномасштабными процессами, а именно крупномасштабной адвекцией воздушных масс.

1.2.3.3 Спутниковые данные

Наземные станции и судовые измерения имеют значительные ограничения по времени и пространству. Судовые измерения завязаны, главным образом, на период навигации, измерения возможны лишь в период, когда море свободно ото льда. При этом концентрация метана в атмосфере не является самой высокой. Минимальные значения CH_4 отмечаются в летние месяцы (июнь-август), максимум наблюдается зимой (декабрь-февраль) [45]. Сезонный ход приземной концентрации метана представлен на рис. 1.2.11.

Таким образом, для исследования годовой динамики концентрации метана и его эмиссий удобно привлекать спутниковые данные, измерения всесезонные и охватывают значительную территорию. Однако и они имеют ряд существенных ограничений. Данные доступны лишь с начала 2000-х годов, когда с помощью пассивного дистанционного зондирования из космоса стало возможным получение общего содержания CH_4 в столбе атмосферы.

Существенным недостатком спутниковых измерений является и значительная чувствительность к температурному режиму, например, при наличии температурной инверсии у поверхности. В таких условиях спутник регистрирует спектр излучения расположенных выше слоев и «становится слеп» к приземным слоям, т.е. он регистрирует спектр, излучаемый более теплым расположенным выше слоем. При отсутствии инверсии чувствительность метода будет тем выше, чем больше температурный градиент в атмосфере. В случае с высокими широтами Северного полушария это означает, что наиболее репрезентативные данные будут получены над поверхностью океана, свободной ото льда. В холодный период данные нуждаются в существенной доработке или фильтрации. Кроме того, спектрометры, установленные на спутниках, «видят» общее содержание CH_4 в столбе атмосферы и крайне плохо воспроизводят приземную концентрацию метана. В результате в работах, посвященных спутниковым данным, делается упор на нижние слои атмосферы, как правило, на среднее значение в слое 0–4 км, где восстановление концентрации метана воспроизводится более адекватно.

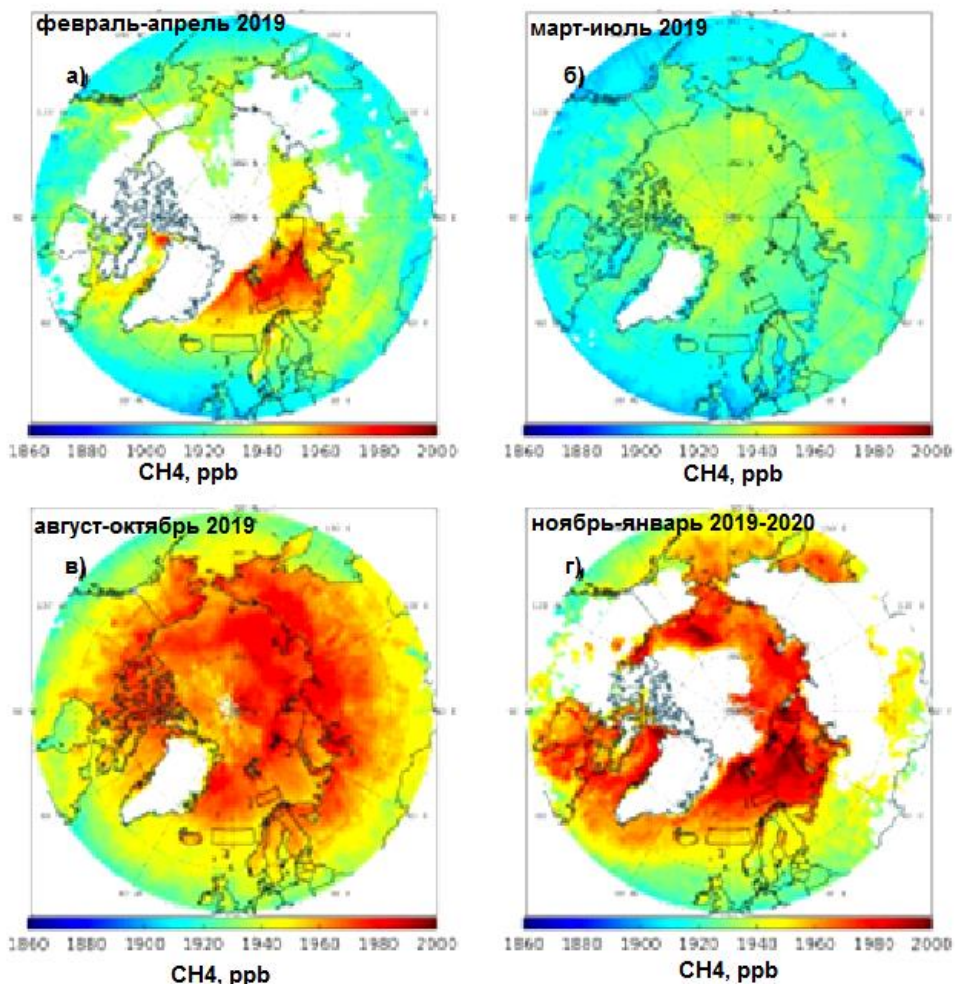


Рисунок 1.2.11 – Концентрация метана в слое 0–4 км после февраля 2019 г. по данным спектрометра AIRS для четырех сезонов: весна (февраль–апрель), лето (май–июль), осень (август–октябрь), зима (ноябрь–январь). Белым цветом отмечены области с отфильтрованными данными [47]

Понизить чувствительность к температурным инверсиям и повысить репрезентативность данных попытались в следующих исследованиях [48, 49]. В частности, был использован температурный контраст, определяемый как разница температур между поверхностью и высотой 4 км. Этот параметр был использован для характеристики чувствительности измерений в нижней тропосфере: данные с температурным контрастом менее 10 °С были отфильтрованы как нерепрезентативные для нижней тропосферы. В работе [50] впервые для оценок эмиссии метана в Арктике были использованы данные

орбитального прибора IASI. Данные спектрометра находятся в открытом доступе (<http://www.nsof.class.noaa.gov/saa/products/welcome>). Данные позволяют вести мониторинг концентрации метана непрерывно в течение почти двух десятилетий, что дает возможность оценить динамику роста концентрации как во времени, так и по пространству (в региональном масштабе).

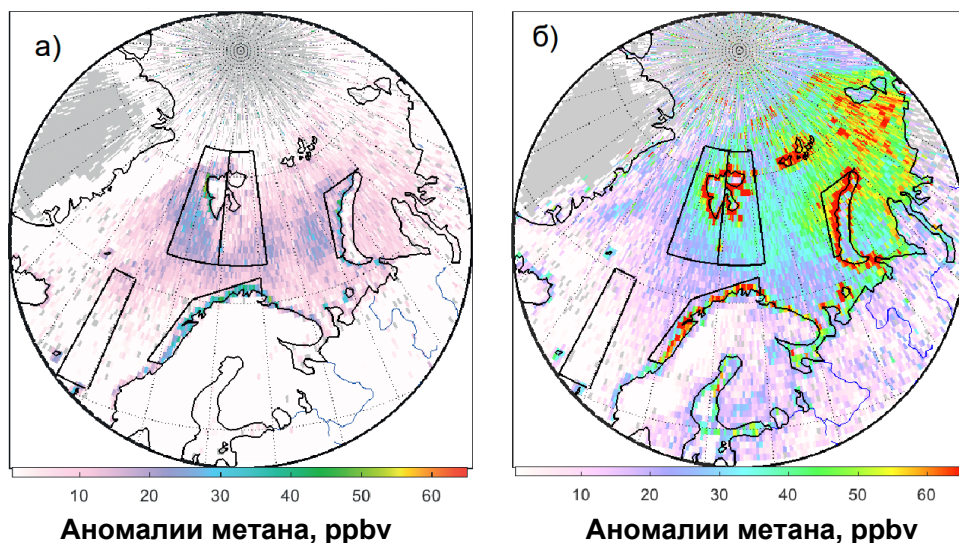


Рисунок 1.2.12 – Измеренные IASI и усредненные за ноябрь–декабрь 2010 г. аномалии концентрации метана в слое 0–4 км на сетке с шагом $0,5 \times 0,5^\circ$ (а); тоже для ноября–декабря 2016 г. (б). Фоновый район показан прямоугольником между Скандинавией и Исландией [51].

В работе [50] проанализированы тренды CH_4 в арктическом регионе. Чтобы выделить регионы с максимальными трендами приземной концентрации метана использовалась «аномалия», разница между фоновой концентрацией на выбранном полигоне и других районов Арктики. В качестве фонового района авторами был выбран участок в Северной Атлантике между Скандинавией и Исландией (рис. 1.2.12).

Концентрации метана над фоновым районом были вычтены из всех данных. Карты распределения аномалии метана, усредненные для двухмесячного периода в ноябре–декабре 2010 г. (рис. 1.2.12а) и для того же периода в 2016 г. (рис. 1.2.12б), указывают на рост контраста между Арктическими морями и Северной Атлантикой. Показано, что рост концентрации метана имеет неоднородный характер и наиболее значителен к западу от Новой Земли ($9,4 \text{ ppbv/год}$). Также значимые аномалии наблюдаются вокруг Шпицбергена, у берегов Норвегии и Гренландии. При этом в летний период аномалии не выражены, следовательно,

не могут быть обнаружены при проведении судовых кампаний. Подобная картина сохранилась и в последующий период.

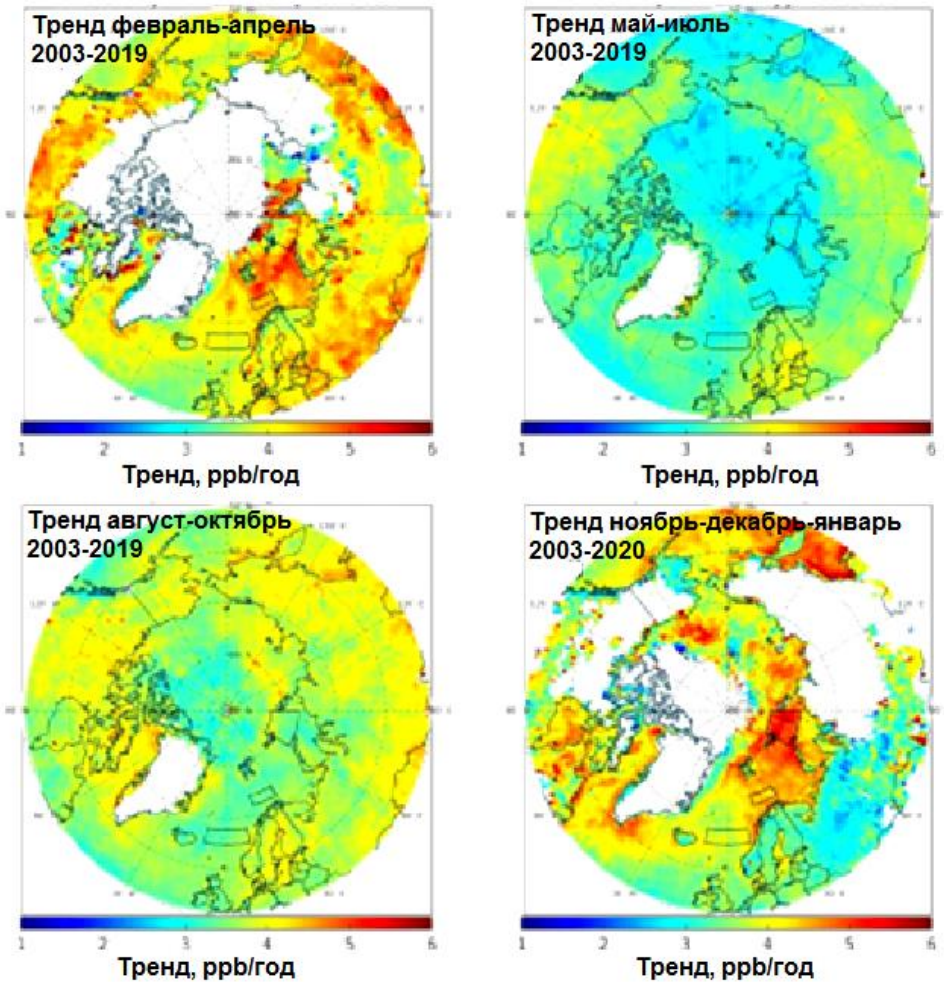


Рисунок 1.2.13 – Тренды концентрации метана в слое 0–4 км для периода 2003–2019 гг. по данным спектрометра AIRS для четырех сезонов: весна (февраль–апрель), лето (май–июль), осень (август–октябрь), зима (ноябрь–январь). Белым цветом отмечены области с отфильтрованными данными [47]

На рис. 1.2.13 представлены тренды метана по данным другого спектрометра – AIRS (Atmospheric InfraRed Sounder) [52-54], но для периода 2003–2019 гг.

На рис. 1.2.14 даны оценки среднегодовой эмиссии метана в Арктике за период 2016–2020 гг. по данным AIRS и IASI, cross-track infrared sounder (CrIS) по [47]. CrIS – комбинированная система атмосферных продуктов

в инфракрасном диапазоне и микроволновом диапазоне (CLIMCAPS) [55]. Тенденция увеличения эмиссий метана с морской поверхности сохраняется. При этом максимальные тренды роста концентрации метана наблюдаются в западных морях – в Баренцевом и Карском. МВА не имеют столь выраженного тренда. В данной концепции их вклад в общий бюджет метана остается крайне незначительным (см. таблицу 1.2.3) и, скорее, соответствует исследованиям, опубликованным в [36], и значительно ниже, чем указано в [11].

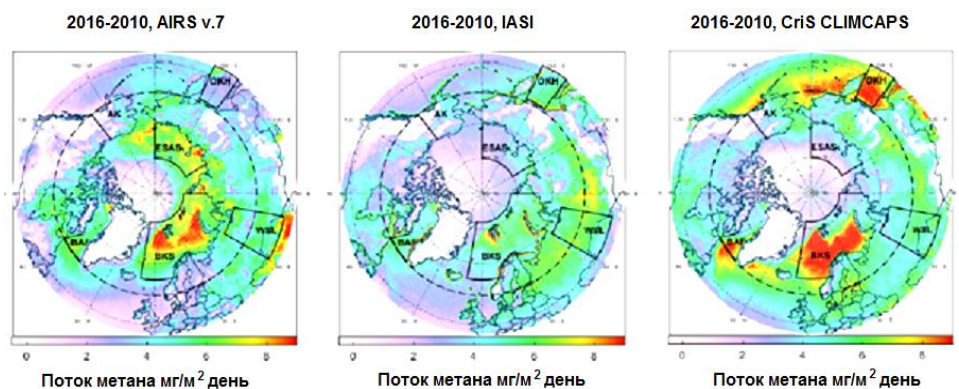


Рисунок 1.2.14 – Оценка среднегодовой эмиссии метана в Арктике за период 2016–2020 гг. по данным AIRS и IASI, cross-track infrared sounder (CrIS) [56]

Таблица 1.2.3 – Среднегодовой поток CH_4 , оцененный по аномалиям (разница между восстановленными и фоновыми концентрациями) CH_4 нижней тропосферы. За эмиссии от суши к северу от 60° с.ш. принята оценка $25 \text{ TgCH}_4/\text{год}$ [56]

Регион	Площадь ($\times 10^6 \text{ км}^2$)	CH_4 аномалии/ppb			Годовой поток CH_4 ($\text{Tg CH}_4/\text{год}$)		
		AIRS	IASI	CrIS	AIRS	IASI	CrIS
Суша	18,2	13,4	19,4	13,1	25,0	25,0	25,0
Море	12,8	17,3	17,0	12,6	22,8	15,5	16,9
Баренцево+Карское	3,4	24,3	26,3	23,5	8,5	6,4	8,4
МВА	1,4	23,7	15,7	8,9	3,5	1,6	1,3

Приведенные спутниковые данные для большинства рассмотренных районов свидетельствуют об увеличении эмиссии CH_4 от арктических морей в атмосферу в зимние месяцы. В тоже время в теплый период поток метана через поверхность океана незначителен, что согласуется с данными [57]. Такие сезонные отличия, по-видимому, связаны с возрастанием скорости ветра

в зимний период, увеличением количества штормовых дней, и, как следствием, нарушением стратификации океана.

Согласно предварительным оценкам суммарной эмиссии метана из арктических морей как $\sim 2/3$ от эмиссии с арктической суши, при этом в морские оценки могут входить и эмиссии от пинго (см. подр. 1.1), расположенных в прибрежных районах, т.к. разрешения спутника не хватает, чтобы отфильтровать эти данные (рис. 1.2.15). При этом эмиссия CH_4 из Баренцева и Карского морей составляют до 50% от морской эмиссии, причем главным образом в зимний период [56].

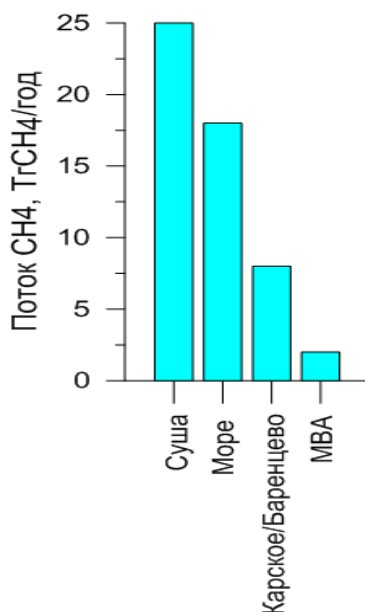


Рисунок 1.2.15 – Эмиссии метана по спутниковым оценкам для Арктики (выше 60° с.ш.) [56]

Увеличение содержания метана на Севере Европы показано и в работе [58], где использованы данные спектрометра AIRS v6. Даже несмотря на более грубое временное разрешение, в работе использованы среднегодовые данные общего содержания метана, выделяется схожая динамика с [51]: тренды CH_4 в полярных районах Восточной Евразии за период 2008-2019 гг. практически не изменились, в то время как на севере Европы отмечается незначительный рост (рис. 1.2.16).

Подобные закономерности прослеживаются и при вычислении разницы трендов общего содержания метана ($\text{Тренд}_{[2008-2019]} - \text{Тренд}_{[2003-2008]}$), показанной на рис. 1.2.17. Кроме того, даже визуально по трендам общего содержания метана видно, что основной вклад в рост концентрации метана дают тропические районы Евразии, что согласуется с данными [8, 9].

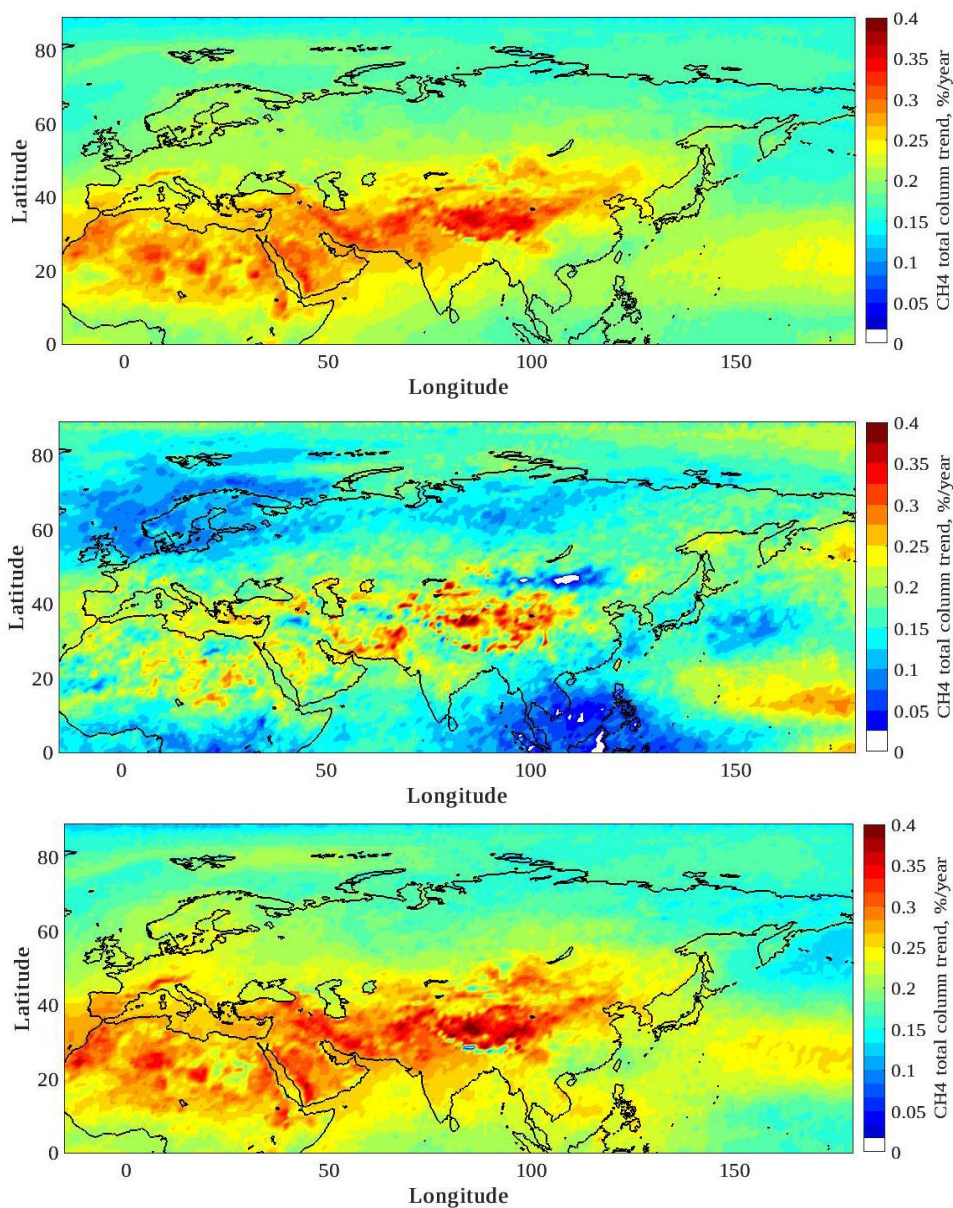


Рисунок 1.2.16 – Тренды общего содержания метана по среднегодовым данным AIRS v6, разрешение 1×1 градус, для 2003–2019 (а), для 2003–2008 (б) и для 2008–2019 гг. (в)

Таким образом, анализ спутниковых данных демонстрирует значительные эмиссии метана в Арктике на западе Шпицбергена, в окрестностях Новой Земли и ряде других мест. Однако в соответствии с текущими балансами атмосферного

метана вклад морской среды Арктики считается незначительным; априори он принимается равным нулю при обратном моделировании. Данные же спектрометров AIRS и IASI четко указывают на существенные эмиссии метана с морской поверхности в период поздней осени и зимой, что связано с ежегодным сокращением площади и нарушением сплоченности морского льда.

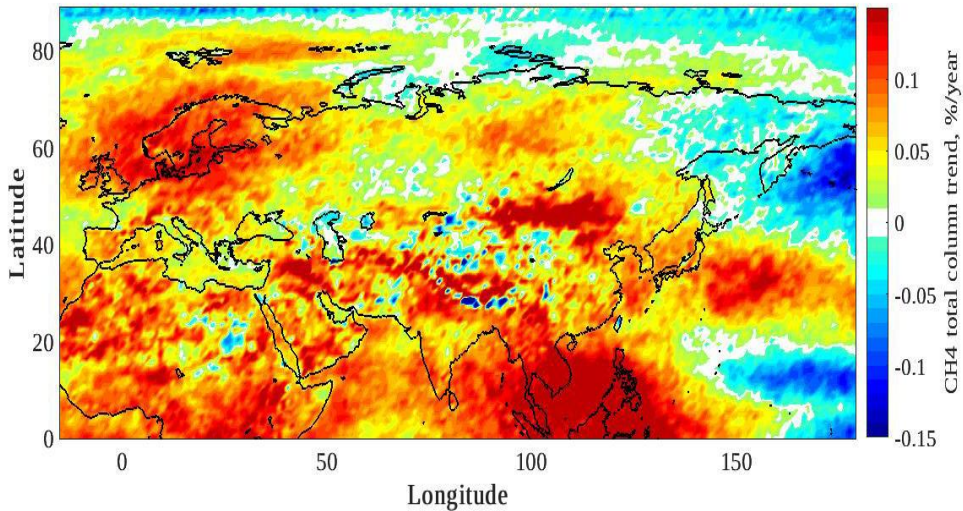


Рисунок 1.2.17 – Разница между трендами общего содержания метана по среднегодовым данным AIRS v6, разрешение 1×1 градус, за период 2008–2019 и 2003–2008 гг.

В [51] даны предварительные оценки годовой величины эмиссий с океана как $\sim 2/3$ земной эмиссии метана к северу от 60° с. ш. Если наиболее распространенные оценки эмиссий с наземных экосистем находятся в диапазоне от 20 до 30 Тг CH₄/год, то вклад от океанических эмиссий может находиться в диапазоне 15-20 Тг CH₄/год, то есть 3-4% от глобальных выбросов. При этом вклад Баренцева и Карского морей оценивается как 40-50% от морских эмиссий Арктики. Амплитуда сезонного цикла атмосферного CH₄ растет во многих областях. Это можно интерпретировать как рост эмиссии метана из ряда районов Северного Ледовитого океана.

1.2.3.4 Сравнение различных оценок газопоявлений в Арктике BU-методом

BU-оценки, помимо наблюдений, основаны в том числе на глобальных антропогенных кадастрах, моделях земной поверхности для учета эмиссий

различных естественных источников. Океанические источники включают эмиссию метана в прибрежных и открытых океанах. Возможными морскими источниками CH_4 являются: (1) генерация из морских отложений или выбросы CH_4 при таянии подводной многолетней мерзлоты; (2) производство CH_4 in situ в толще воды, особенно в прибрежных водах океана из-за подводного сброса грунтовых вод [59]; (3) утечки из морских геологических просачиваний и (4) эмиссия при дестабилизации морских гидратов. Попав на морское дно, метан может переноситься через толщу воды путем диффузии в растворенной форме (особенно в зонах апвеллинга) или путем «вскипания» (пузырьки газа, например, из морских геологических просачиваний или при дестабилизации гидратов метана), например, на мелководье континентальных шельфов.

Рассмотрим более подробно эмиссии из открытого океана. Обнаружено, что эмиссии метана с океанического дна, в основном от газовых выходов, весьма существенны и достигают до 65 Тг CH_4 /год (на уровне дна) [59]. При этом количество неокисленного метана, достигшего атмосферы, до конца не ясно, конечные оценки обладают значительной неопределенностью. Например, пузырьковые шлейфы CH_4 с морского дна наблюдались в толще воды, но долгое время не обнаруживались в атмосфере Арктики [60, 61]. Лишь в экспедиции 2016 года удалось поймать «выход» пузырей газовыми анализаторами, при этом процесс был локализован по пространству и существенного влияния на среднее значение в поле атмосферного метана не оказал [31]. Существует несколько барьеров, препятствующих выбросу метана в атмосферу [62]. Прежде всего под поверхностью морского дна естественными барьерами служат метангидраты и многолетняя мерзлота. Кроме того, значительная часть газообразного метана окисляется микроорганизмами, затем окисление происходит и в водной толще. Мешает свободной миграции метана и океанический пикноклин, он действует как физический барьер для поверхностных вод, включая эффективное растворение пузырьков.

Исследования временной динамики и численные оценки эмиссий метана имеют ряд ограничений из-за трудности измерений и имеют значительные неопределенности. Так, например, долгое время исследования баланса метана либо не учитывали источник гидратов вообще, либо использовали глобальное значение выбросов гидратов в Арктике, равное 5 Тг CH_4 /год. В работах [10, 11] эти оценки пересмотрены.

Для геологических выбросов наиболее используемым значением долгое время было 20 Тг CH_4 /год [63]. Авторы этого исследования признают, что это была первая оценка и ее необходимо пересмотреть. С тех пор были организованы многочисленные измерительные кампании, которые фокусировались, главным образом, на отборе проб морской воды и атмосферного воздуха в зонах активных эмиссий метана с морского дна, особенно при фиксации пузырей и

незначительной глубине моря. Например, [10, 11] акцентировали свое внимание на шельф МВА, за основную причину выхода газообразного метана была принята деградация метангидратов.

На базе судовых измерений были исследованы шельфовые районы МВА. Этот район, затопленный во время голоценовой трансгрессии (19–7 тыс. лет назад), является самым широким и мелководным континентальным шельфом в Мировом океане, включая море Лаптевых общей площадью $0,5 \times 10^6$ км², средней глубиной 48 м и Восточно-Сибирское море общей площадью $1,0 \times 10^6$ км² и средней глубиной 58 м [12]. На базе судовых измерений были выявлены значительные концентрации растворенного CH₄, а также обнаружены регионы с полями пузырьковым высвобождением CH₄ с морского дна. В итоге путем уточнения потока CH₄, вызванного пузырьковой эмиссией, а также при учете влияния погодных условий на поток CH₄ получена оценка 17 Тг CH₄/год [11], а это соизмеримо с эмиссией метана из всех наземных экосистем Севера [35]. В работе [32] оценки потока метана в атмосферу более не корректировались и остались на уровне 9–17 Тг CH₄/год.

Данные были получены на основе экстраполяции многочисленных, но локальных измерений и, возможно, связанных с таянием вечной мерзлоты под морским дном [30]. Но из-за крайне неоднородного распределения растворенного CH₄ в прибрежных регионах, где пузырьки легче всего достигают атмосферы, экстраполяция локальных измерений на глобальный масштаб может давать неоднозначные результаты. Действительно, эти оценки значительно больше оценок [64], которые составляют лишь 5 Тг CH₄/год. В работе [65] также пересмотрены количественные оценки эмиссий от шельфовых районов, которые варьируют от 0,5 до 4,3 Тг/год, что в 4–8 раз ниже оценок Шаховой. Подобные величины эмиссий получены и в более поздних публикациях, например, [9], и так же оцениваются, как незначительные (~3 Тг CH₄ в год). При этом общие морские эмиссии от геологического источника в работе [9] оценены как 5–10 Тг CH₄/год со средним 7 Тг CH₄/год. Модельные оценки эмиссий метана МВА также не превышают величины 1–1,5 Тг CH₄/год [67–69], по спутниковым данным ежегодная эмиссия метана с шельфа МВА оценивается не более 4,5 Тг CH₄/год [65, 70].

В работе [9] также уточняет роль метангидратов в общем бюджете метана. В публикации [71] указывается, что текущие оценки потока метана в системе океан-атмосфера из гидратов составляют 2–10 Тг CH₄/год [7] и взяты из гипотетических оценок [64]. Позднее, в работе [73], было подсчитано, что за 100 лет из-за дестабилизации метангидратов в водную толщу поступило около 473 Тг, при этом значительная часть CH₄ была окислена и в итоге суммарный поток в атмосферу можно считать крайне малым. Таким образом, в среднем эмиссии конкретно от метангидратов в работе [9] принимается, как 0 (<0,1) Тг CH₄/год.

На рис. 1.2.18 представлены оценки потока метана, полученные по различным литературным источникам. Как видно, они варьируют от 0 до 50 Тг $\text{CH}_4/\text{год}$.

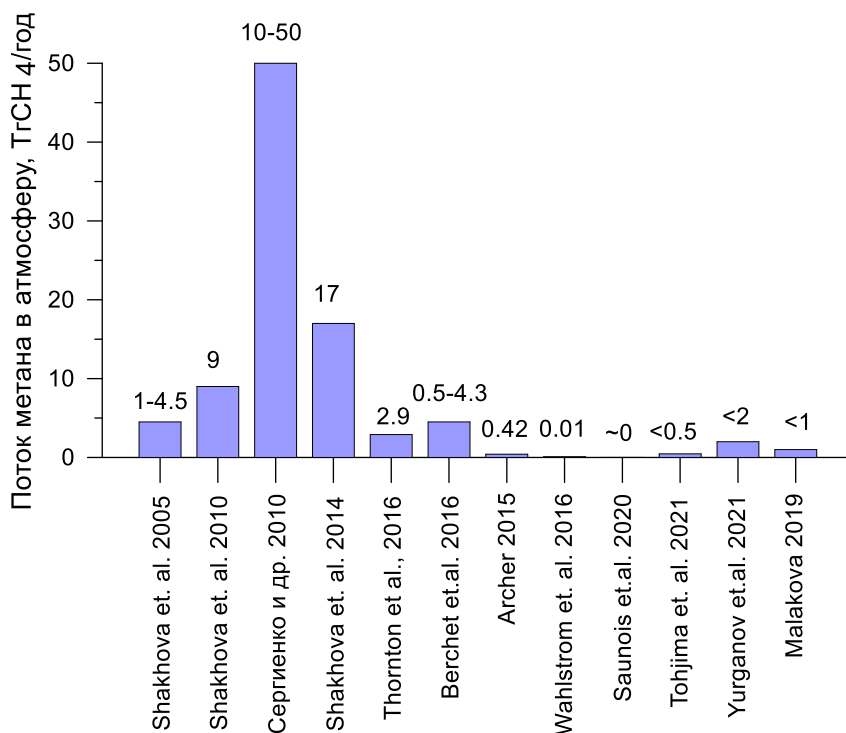


Рисунок 1.2.18 – Оценки потока метана в атмосферу из МВА по различным литературным данным [9, 10, 11, 34, 37, 38, 56, 67–69, 74]

Кроме общей неопределенности потока метана в атмосферу не стоит недоучитывать и годовую изменчивость. Как уже отмечалось выше, эмиссия CH_4 на границе океан-атмосфера определяется рядом факторов – сплоченностью морского дна, силой ветра и, в меньшей степени, стратификацией в водной толще. На рис. 1.2.19 показаны модельные оценки изменчивости потока метана из МВА при учете площади морского льда. С начала 1990 гг. отмечается устойчивый положительный тренд эмиссий, с 2002 года наклон тренда становится более «острым», т.е. скорость потока метана из океана в атмосферу увеличивается [67].

Суммарная же оценка потока метана из всего океана в атмосферу по данным [9] составляет в общей сложности 9 Тг CH_4 в год (диапазон 5–17), что также заметно ниже оценок, опубликованных в [11, 32], только для шельфа МВА. Подобные оценки получены на базе биогеохимической модели PlankTOM10 [75], которая дает поток метана ~ 8 Тг $\text{CH}_4/\text{год}$ [76], а также с работой [77], где показан вклад от океана как 6–15 Тг $\text{CH}_4/\text{год}$.

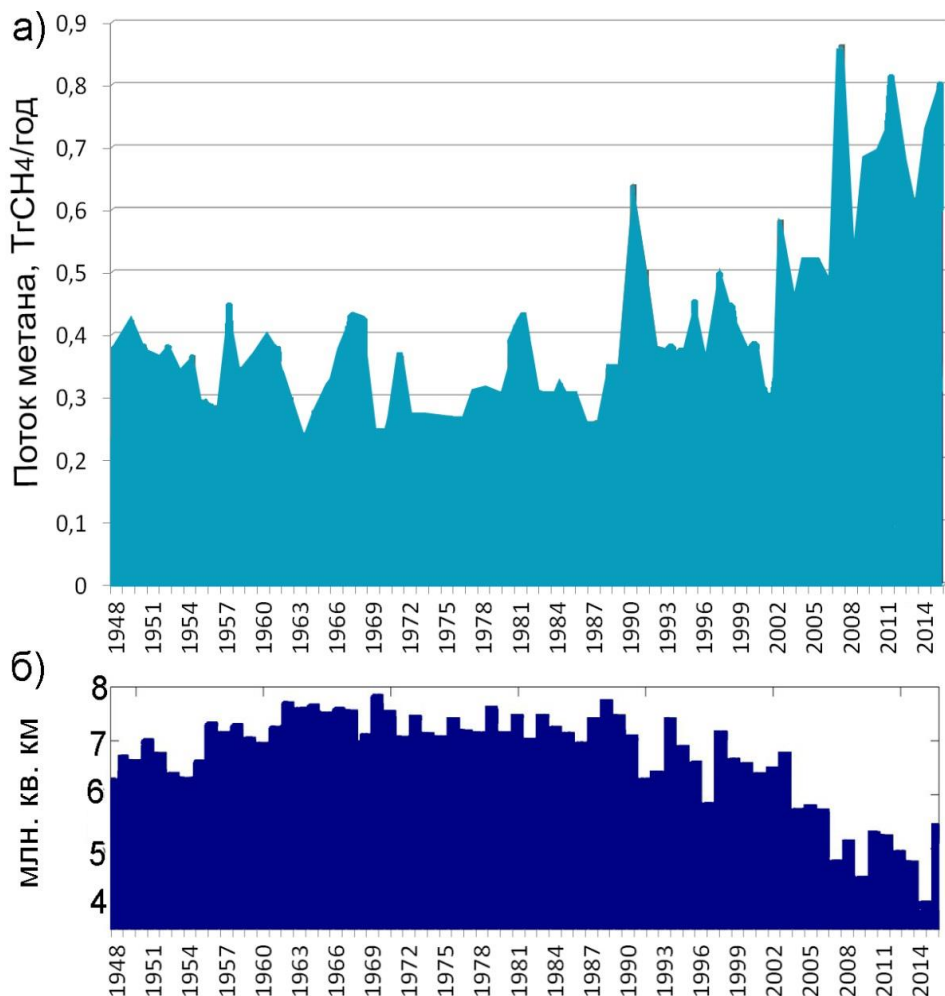


Рисунок 1.2.19 – (а) Поток метана в атмосферу из МВА (Тг СН₄/год) и (б) рассчитанная площадь морского льда по расчетам [67]

1.2.3.5 TD-подход

Как уже отмечалось, TD-подход хорошо использовать для оценки бюджета метана в глобальном/континентальном и субконтинентальном масштабах. Подход базируется на модельных вычислениях, учитывающих многие сотни химических процессов и перенос воздушных масс в атмосфере. При этом необходимые метеорологические поля задаются с высоким пространственным и временным разрешением, обычно с привлечением данных различных реанализов. Активно используются спутниковые наблюдения. В результате, применяя

данный подход, зачастую выделить конкретно тот или иной источник становится невозможно, т.к. он маскирован в общей инвентаризации.

Таблица 1.2.4 – Средние глобальные эмиссии метана (Тг/год) для разных типов источников для периодов (2000–2009 и 2008–2017 гг.), подходами TD и BU. Погрешности представлены в виде диапазона [min-max]

Период времени	2000–2009 Saunois et al. (2016)		2000–2009 Saunois et al. (2020)		2008–2017 Saunois et al. (2020)	
	Bottom-up	Top-down	Bottom-up	Top-down	Bottom-up	Top-down
Природные источники						
Водно-болотные угодья	183 [151–222]	166 [125–204]	147 [102–179]	180 [153–196]	149 [102–182]	181 [159–200]
Другие природные источники	199 [104–297]	68 [21–130]	222 [143–306]	35 [21–47]	222 [143–306]	37 [21–50]
Другие наземные источники	185 [99–272]		209 [134–284]			
Пресные воды	122 [60–180]		159 [117–212]			
Геологические (на суше)	40 [30–56]		38 [13–53]			
Дикие животные	10 [5–15]		2 [1–3]			
Термиты	9 [3–15]		9 [3–15]			
Лесные пожары	3 [1–5]		Не определено			
Вечномерзлые почвы (прямые)	1 [0–1]		1 [0–1]			
Океанические источники	14 [5–25]		13 [9–22]			
Геологические (шельф)	12 [5–20]		7 [5–12]			
Биогенные открытые и прибрежные	2 [0–5]		6 [4–10]			
Всего природных источников	382 [255–519]	234 [194–292]	369 [245–485]	215 [176–243]	371 [245–488]	218 [183–248]
Антропогенные источники	338 [329–342]	319 [255–357]	334 [321–358]	332 [312–347]	366 [349–393]	359 [336–376]

Остановимся более подробно на работе [9]. Для оценки глобального бюджета метана за период 2000–2017 гг. использовались натурные наблюдения из различных сетей. Привлекались данные спектрометров TANSO/FTS на борту спутника GOSAT. Также использовались и другие атмосферные данные (FTIR, AirCore, изотопные измерения и т.д.). Был рассмотрен ансамбль инвентаризаций,

собирающих различные модели химического переноса, различающиеся вертикальным и горизонтальным разрешением, метеорологическим воздействием, схемами адвекции и конвекции и перемешиванием пограничного слоя. Включение таких систем является консервативным подходом, который позволяет охватить различные потенциальные неопределенности инвентаризаций.

В таблице 1.2.4 представлены средние глобальные эмиссии метана от естественных источников для двух декад (2000–2009 и 2008–2017) и для 2017 года по данным [8, 9] Следует также отметить, что неопределенность естественных источников метана для двух подходов во многом связана с недостаточными знаниями о распространении экосистем того или иного типа.

Как и указывалось ранее, TD-подход не может выделить конкретный источник. Так, эмиссии от океана оказались «зашитыми» в другие природные источники (пресноводные системы, геологические источники, термиты, океаны и вечная мерзлота). Для этой категории разница между двумя подходами является самой большой и составляет 222 Тг $\text{CH}_4/\text{год}$ [143–306] для BU и только 37 Тг $\text{CH}_4/\text{год}$ [21–50] для TD подхода за период 2008–2017 гг.

Что касается бюджета метана, полученного при BU-подходе, то здесь основной вклад в категорию «другие природные источники» метана вносят, по мнению [9], пресноводные водоемы (~ 75%) и геологические эмиссии (~15%), при этом обе категории имеют значительные неопределенности не только по величине эмиссий, но и по площади и локализованности на поверхности Земли. Таким образом, газопроявления от океана по TD-подходу считаются как незначительные и принимаются <1% от общего бюджета метана.

1.2.4. ВЫВОДЫ

Проанализированы газопроявления на морской поверхности с основным акцентом на арктические районы. Показаны локализации задокументированных выделений в атмосферу метана из донных осадков. Наиболее значимые проявления обнаружены в морях Восточной Арктики, во фьордах Шпицбергена и Новой Земли. Результаты различных современных исследований не позволяют сделать надежные количественные оценки газопроявлений над морской поверхностью. По результатам измерений даются крайне противоречивые оценки эмиссий, различающиеся на порядок и более. Кроме того, из-за сложности наблюдений выделить вклад соответствующих газовых проявлений трудно, а зачастую невозможно.

Наиболее спорным моментом являются оценки вклада эмиссий от морских гидратов. Оценки вклада от судовых кампаний получены на локальных участках,

существенно различаются и крайне ограничены во времени. Значительные потоки эмиссий метана в атмосферу отмечены, в частности, в морях Восточной Арктики. При этом пики больших абсолютных значений содержания метана над сипами локализованы в пространстве (десятки метров) и практически не оказывают влияния на общий фон.

При этом данные спутникового мониторинга свидетельствуют о значительных эмиссиях в атмосферу с океана, на который может приходиться до 2/3 от среднегодовой эмиссии метана высоких широт с континентальных районов. Основным источником эмиссий являются Баренцево и Карское моря (район западных побережий Шпицбергена и Новой Земли, где сосредоточены поля холодных сипов). При этом максимальные тренды роста концентрации метана наблюдаются в холодный период, что, по всей вероятности, связано с ежегодным сокращением площади морского льда.

В целом, несмотря на отмеченные тенденции, представляется маловероятным, что доля эмиссий в атмосферу подводного метана (главным образом от газовых выходов из осадочных пород морского дна) будет существенно увеличиваться в ближайшие годы и превысит 5% от глобальных эмиссий.

1.3 РОЛЬ МЕТАНА В АТМОСФЕРНЫХ ФОТОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ, БАЛАНС МЕТАНА В ПОЧВАХ, АНАЛИЗ ПРОЦЕССОВ ТРАНСФОРМАЦИИ МЕТАНА В АТМОСФЕРЕ И ПРОЦЕССОВ ЕСТЕСТВЕННОГО ИЗЪЯТИЯ МЕТАНА ИЗ АТМОСФЕРЫ И В ПОЧВАХ

Проведен анализ роли метана в атмосферных фотохимических процессах и процессы трансформации метана в атмосфере. При этом было выявлено, что полная глобальная интенсивность стоков метана из атмосферы в 2008–2017 гг. равна $551 \text{ Тг } \text{CH}_4\text{год}^{-1}$ с интервалом неопределенности от 501 до $572 \text{ Тг } \text{CH}_4\text{год}^{-1}$. Из этой величины 94% разрушения метана связано с химическими процессами в атмосфере, в том числе не менее 90% – с реакцией метана с гидроксил-радикалом и последующими реакциями этой цепи. Вклад микробных процессов почвы (действия метанотрофов) в разрушение метана атмосферы не превышает 6%. Для России полная интенсивность стоков метана из атмосферы Российской Федерации может быть оценена величиной $30,9 \pm 7,1 \text{ Тг } \text{CH}_4\text{год}^{-1}$. Вклад химического разрушения метана в атмосфере в эту величину составляет около 90%, а поглощения почвой – около 10%. Если на глобальном уровне отношение накопления массы метана к суммарной интенсивности его источников для

центральных оценок составляет 3,5%, то для России – 5,2%, т.е. примерно в полтора раза больше.

Интенсивность процессов разрушения метана атмосферы в Земной системе может быть выражена через время его жизни в атмосфере $\tau_{\text{CH}_4} = 8,8\text{--}9,7$ лет. Температурная зависимость констант химических реакций метанового цикла способна изменить τ_{CH_4} с коэффициентом чувствительности около $-0,3$ лет/К. Наличие собственной обратной связи метана приводит к тому, что изменение концентрации метана откликается на соответствующее изменение эмиссий и на изменение времени его жизни. Как следствие, контроль эмиссий метана в атмосферу может служить эффективным методом контроля эффективного (суммарного) содержания парниковых газов в ней.

1.3.1 ОБЗОР ОСНОВНЫХ ХИМИЧЕСКИХ И БИОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ РАЗРУШЕНИЯ МЕТАНА

1.3.1.1 Химические процессы разрушения метана в атмосфере

Согласно [1–5] удаление (сток) метана из атмосферы происходит естественным путем вследствие химических (в атмосфере) и биохимических (в почве) процессов. С осадками удаление CH_4 из атмосферы практически не происходит, вследствие его малой растворимости в воде.

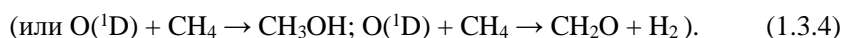
Молекулы CH_4 довольно устойчивы в атмосфере, не обладают высокой реактивной способностью и взаимодействуют лишь с очень активными единицами вещества – молекулами гидроксила OH , а также с атомами хлора Cl и возбужденными атомами кислорода $\text{O}(^1\text{D})$.

Разрушение метана при реакции со свободными радикалами OH происходит преимущественно в тропосфере. В ходе диффузионного транспорта метан попадает в стратосферу и разрушается там в разнообразных химических и фотохимических процессах. При поглощении молекул метана из воздуха почвенными микроорганизмами он разрушается биохимическим путем. Этот процесс происходит в сухих почвах лесов и степей.

В качестве антропогенного «стока» может рассматриваться применение технологий улавливания и утилизации CH_4 от антропогенных источников, а также некоторые случаи его добычи из естественных резервуаров для дальнейшего использования, однако общая интенсивность таких процессов в настоящее время невелика.

Удаление CH_4 из атмосферы происходит, в основном, химическим путем в реакциях с гидроксил-радикалом (OH), атомарным хлором (Cl) и возбужденным атомарным кислородом $\text{O}(^1\text{D})$ (рис. 1.3.1).

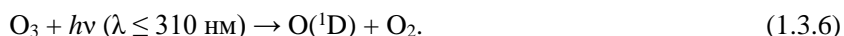
Соответствующие реакции:



В свою очередь, основным источником гидроксил-радикала OH в атмосфере Земли – взаимодействие возбужденного атома кислорода O(¹D) с водой:



Возбужденные атомы кислорода O(¹D) образуются при фотодиссоциации озона:



Если эта реакция требует достаточной интенсивности потока ультрафиолетового или более жесткого излучения, а также достаточной концентрации озона, что в большей степени имеется в верхней атмосфере, то для протекания предыдущей реакции требуется наличие водяного пара, содержание которого с высотой резко убывает.

Важная роль, которую играет гидроксил-радикал в химической цепочке разрушения метана, также связывает содержание метана в атмосфере с качеством воздуха, в том числе на содержание озона в нем. Максимальный теоретический выход озона из одной молекулы CH₄, окисленной до CO₂ и H₂O, составляет 5 молекул O₃.

Этот выход заметно ниже в реальных атмосферных условиях из-за конкурирующих реакций. Однако он становится ближе к теоретическому максимуму при высокой загрязненности реактивными окислами азота NO_x, так что пероксидные радикалы (HO₂, CH₃O₂) реагируют исключительно с NO, а образующийся альдегид HCHO фотолизируется по радикальному пути:



Альдегид HCHO и угарный газ CO являются важными устойчивыми промежуточными продуктами в химических процессах атмосферы.

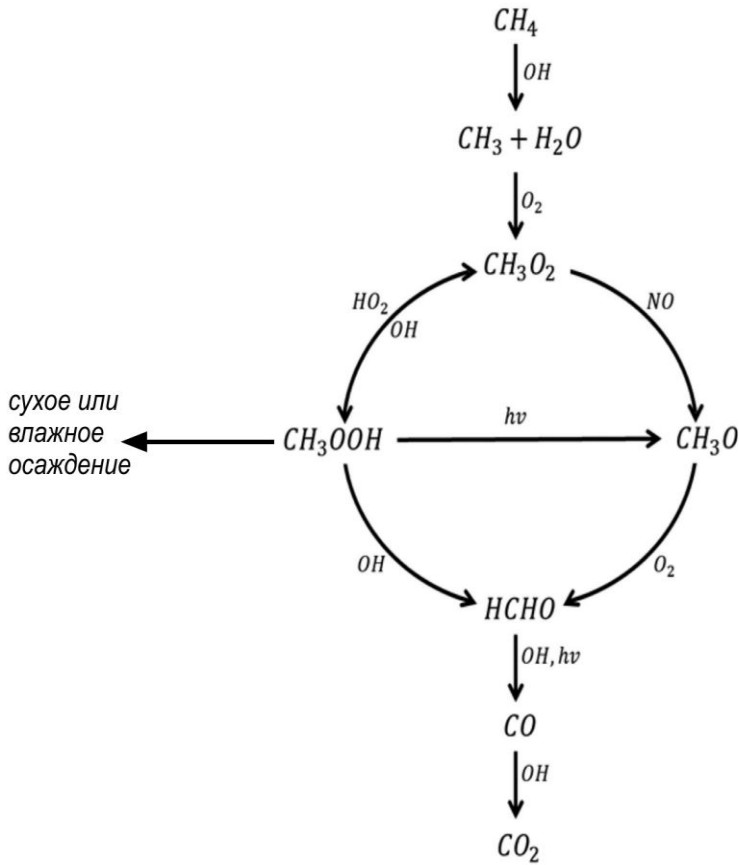
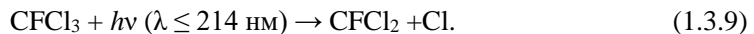


Рисунок 1.3.1 – Общая схема химических преобразований метана в атмосфере. Воспроизведено по [5] с изменениями. Обозначение « $h\nu$ » указывает на участие фотохимических процессов.

Разрушение метана в реакциях с атомарным хлором Cl происходит, в основном, на высотах выше 35 км. В формировании уровней содержания атомарного хлора Cl в атмосфере велика роль его предшественников антропогенного происхождения. Это хлорфторуглероды, называемые также фреонами. Эти вещества используются в качестве хладагентов в холодильных установках и в производстве спреев для эффекта распыления. Под воздействием ультрафиолетового или более жесткого излучения они диссоциируют с образованием атомарного хлора. Например,



Атомарный хлор может появляться в атмосфере и по естественным причинам. Например, морская вода, вулканическая активность и лесные пожары могут быть источниками эмиссии CH_3Cl . Это вещество способно к рекомбинации на CH_3 и Cl .

Метан очень слабо растворим в воде – при нормальных условиях его растворимость равна $2 \cdot 10^{-5}$ кг/кг [6], что на 2 порядка меньше соответствующего значения для CO_2 , равного $1,4 \cdot 10^{-3}$ кг/кг. Как следствие, водные объекты (в том числе океан) практически не поглощают CH_4 из атмосферы (но способны его выделять).

1.3.1.2 Поглощение метана в почве

Согласно [7], поглощение метана в почве (точнее – его окисление в почве) происходит за счет деятельности прокариотов-метанотрофов, у которых метан служит основой метаболизма. Указанные прокариоты могут быть бактериями или археями и могут жить как в аэробных, так и в анаэробных условиях. Их среда обитания включает водно-болотные угодья, почвы, рисовые поля, свалки, водные системы (озера, океаны, ручьи) и многое другое.

Метантрофы могут быть как бактериями, так и археями в зависимости от доступности акцепторов электронов. Известен ряд метанооксилющих бактерий. Среди метанотрофных архей есть несколько подгрупп. В аэробных условиях метанотрофы проводят реакцию с участием метана и кислорода и образованием формальдегида.

В некоторых случаях аэробное окисление метана может происходить в бескислородной среде. Например, в озерах с чистой водой метанотрофы могут жить в бескислородной толще воды, но получать кислород от фотосинтезирующих организмов, которые затем напрямую потребляют для окисления метана.

В анаэробных условиях метанотрофы используют различные акцепторы электронов для окисления метана. Средой обитания таких метанотрофов являются донные отложения морей, рек или озер, рисовые поля и увлажненные почвы.

С химической точки зрения, метанотрофы окисляют метан, сначала восстанавливая атомы кислорода до перекиси водорода H_2O_2 и превращая метан в метиловый спирт CH_3OH за счет действия метанмонооксигеназ.

По данным измерений активность этих бактерий ограничена относительно тонкой приповерхностной областью – обычно на глубине от 3 до 15 см. Профиль концентрации метана, как правило, выходит на плато с небольшим, но ненулевым значением в почве на глубине примерно 30 см.

Считается, что относительно сухие лесные почвы являются оптимальными для поглощения метана. Однако прямое поглощение метана почвой также было измерено и в других экосистемах – в сухих песчаных почвах, лугах, тундре и даже в тропических лесах.

Принципиальным фактором, контролирующим интенсивность поглощения метана почвой, является:

скорость диффузии субстратов CH_4 и O_2 через верхний слой почвы, характеризуемая коэффициентом диффузии;

скорость биологического окисления метана, обычно описываемая константой скорости первого порядка k .

Интенсивность диффузионного потока сильно зависит от свойств почвы (например, плотности или пористости) и от характеристик гидрологии почвы, которые определяют доступное поровое пространство для газообмена. В частности, почвы, используемые в сельском хозяйстве, характеризуются наименьшей скоростью поглощения метана.

В [7] разработана эмпирическая модель, параметры которой оптимизируются по данным наблюдений. Поток поглощения метана почвой

$$J_0 = J(z = 0),$$

где z – глубина, и вертикальный профиль концентрации метана в почве $C(z)$ для стационарного уравнения диффузии с источниками-стоками в предположении, что коэффициент диффузии D_{soil} и константа скорости реакции поглощения метана k не зависят от глубины, имеет вид

$$C(z) = C_0 \exp(-z / z_c), \quad (1.3.10)$$

$$J_0 = (D_{\text{soil}} k)^{1/2} C_0, \quad (1.3.11)$$

где

$$C_0 = C(z = 0), \quad (1.3.12)$$

$$z_c = (D_{\text{soil}} / k)^{1/2}. \quad (1.3.13)$$

Физический смысл z_c – глубина слоя поглощения метана почвой. Значение этой переменной изменяется от нескольких сантиметров в оптимальных для поглощения условиях до 50 см и более при ограниченной влажности. При этом при достаточно малых z_c , профиль $C(z)$ не очень чувствителен к точному распределению бактерий метанотрофов по вертикали, что улучшает применимость предположения о независимости k от глубины.

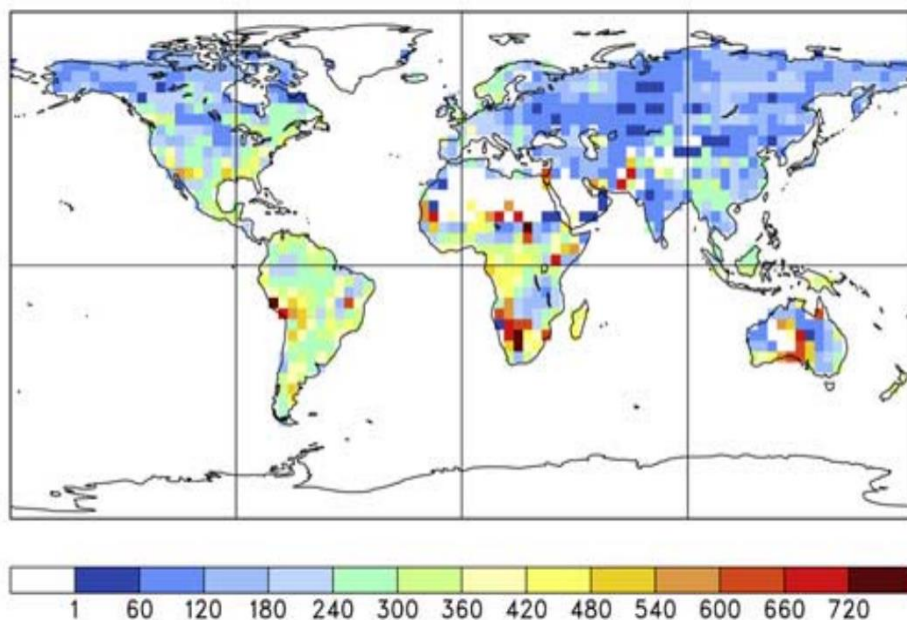


Рисунок 1.3.2 – Интенсивность поглощения метана почвой, $\text{mg CH}_4 \text{ м}^{-2} \text{ год}^{-1}$
(воспроизведено по [7])

Полученная в [7] оценка глобального поглощения метана в почве не превышает $28 \text{ Tg CH}_4 \text{ год}^{-1}$. Географически она максимальна в условиях сухого и теплого климата – в субтропиках (рис. 1.3.2).

1.3.2 ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РАЗРУШЕНИЯ МЕТАНА В АТМОСФЕРЕ И ПОГЛОЩЕНИЯ ПОЧВОЙ

1.3.2.1 Используемые данные

При выполнении данной задачи проекта были использованы следующие массивы данных:

- данные проекта «Глобальный бюджет метана»,
- данные Шестого оценочного доклада Межправительственной группы экспертов по изменению климата (Од6 МГЭИК),
- данные проекта сравнения моделей химии атмосферы ACCMIP (Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project).

Данные проекта «Глобальный бюджет метана» [8] описаны в п. 1.1.2.1. Данные Шестого оценочного доклада Межправительственной группы экспертов по изменению климата [9, 10] описаны в п.1.1.2.2.

Описанию данных проекта АССМIP посвящен п. 1.3.2.2.

1.3.2.2 Данные проекта АССМIP

В рамках проекта сравнения моделей химии атмосферы АССМIP (Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project) [10–12] проведено сравнение 17 моделей химии атмосферы, представленных в табл. 1.3.1.

Эти модели могут быть классифицированы как

- модели химии и переноса в атмосфере (МХПА) – модели, вычисляющие состав атмосферы при

- заданных эмиссиях веществ, для которых предусмотрена схема интерактивного вычисления,

- заданных концентрациях для веществ, схема расчета которых не включена в модель,

- предписанных характеристиках физического состояния атмосферы (температура, поле влажности, потоки энергии, циркуляция);

- модели химии и общей циркуляции атмосферы (МХОЦА) – в отличие от МХП, физическое состояние атмосферы вычисляется интерактивно;

- климатические модели химии атмосферы (КМХА) – дополнительно к МХОЦА вычисленные характеристики состава атмосферы используются для вычисления потоков энергии (радиационного переноса) в ней.

В рамках проекта АССМIP были проведены расчеты состава атмосферы и влияния этого состава на потоки энергии в Земной системе для четырех временных срезов, соответствующих 1850, 1930, 1980 и 2000 гг. (табл. 1.3.2).

Обязательным требованием к проведенным расчетам была длина не менее 10 лет. С учетом доступной в настоящее время вычислительной техники, это достаточно серьезное требование для численных моделей атмосферы, включающих в себя блоки атмосферной химии.

Запрошенные расчеты подразделены на:

- группу обязательных к проведению численных экспериментов (primary), которые были выполнены всеми участвующими группами,

- группу необязательных численных экспериментов (optional), расчеты из которой были проведены не всеми участвующими группами.

Таблица 1.3.1 – Модели химии атмосферы, принимавшие участие в проекте ACCMIP

Модель	Организация-разработчик	Тип	Разрешение (градусы широты/градусы долготы/ количество вертикальных уровней/ положение верхней границы)	Схема вычисления CH ₄ в атмосфере
CESM-CAM-superfast (CE)	Lawrence Livermore National Laboratory (США)	КМХА	1,875 / 2,5 / 26 / 3,5 гПа	Предписанная зависящая от времени и концентрация в атмосфере
CICERO-OsloCTM2 (CI)	Center for International Climate and Environmental Research Oslo (Норвегия)	МХПА	2,8 / 2,8 / 60 / 0,11 гПа	Предписанная зависящая от времени приземная концентрация в атмосфере
CMAM (CM)	Environment Canada (Канада)	КМХА	3,75 / 3,75 / 71 / 0,00081 гПа	Предписанная зависящая от времени приземная концентрация в атмосфере
EMAC (EM)	Deutsches Zentrum für Luft-und Raumfahrt (ФРГ)	КМХА	2,8 / 2,8 / 90 / 0,01 гПа	Предписанная зависящая от времени приземная концентрация в атмосфере
GEOSCCM (GE)	NASA Goddard Space Flight Center and Universities Space Research Association (США)	КМХА	2 / 2,5 / 72 / 0,01 гПа	Предписанная зависящая от времени концентрация на двух нижних расчетных уровнях в атмосфере
GFDL-AM3 (GF)	UCAR/NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (США)	КМХА	2 / 2,5 / 48 / 0,017 гПа	Предписанная зависящая от времени меридиональная зависимость для приземной концентрации в атмосфере
GISS-E2-R (GI)	NASA Goddard Institute for Space Studies and Columbia Earth Institute (США)	КМХА	2 / 2,5 / 40 / 0,14 гПа	Предписанная зависящая от времени меридиональная зависимость для приземной концентрации в атмосфере
GISS-E2-R-TOMAS (GT)	NASA Goddard Institute for Space Studies and Columbia Earth Institute (США)	КМХА	2 / 2,5 / 40 / 0,14 гПа	Предписанная зависящая от времени приземная концентрация в атмосфере
HadGEM2 (HA)	Hadley Center, United Kingdom Meteorological Office (Великобритания)	КМХА	1,24 / 1,87 / 38 / 0,3 гПа	Предписанная зависящая от времени приземная концентрация в атмосфере
LMDzORINCA (LM)	Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, LSCE/CEA/CNRS/UVSQ/IPSL (Франция)	КМХА	1,9 / 3,75 / 19 / 0,3 гПа	Предписанные зависящие от времени эмиссии
MIROC-CHEM (MI)	National Institute for Environmental Studies (Япония)	КМХА	2,8 / 2,8 / 80 / 0,003 гПа	Предписанная зависящая от времени приземная концентрация в атмосфере
MOCAGE (MO)	GAME/CNRM, Météo-France, CNRS - Centre National de Recherches Météorologiques (Франция)	МХПА	2,0 / 2,0 / 47 / 6,9 гПа	Предписанная зависящая от времени приземная концентрация в атмосфере

NCAR-CAM3.5 (NC)	National Center for Atmospheric Research (США)	КМХА	1,875 / 2,5 / 26 / 3,5 гПа	Предписанная зависящая от времени приземная концентрация в атмосфере
STOC-HadAM3 (ST)	University of Edinburgh (Великобритания)	МХОЦА	5,0 / 5,0 / 19 / 50 гПа	Предписанная зависящая от времени однородная по пространству концентрация в атмосфере
UM-CAM (UM)	National Institute of Water and Atmospheric Research (Новая Зеландия)	МХОЦА	2,5 / 3,75 / 19 / 4,6 гПа	Предписанная зависящая от времени однородная по пространству концентрация в атмосфере

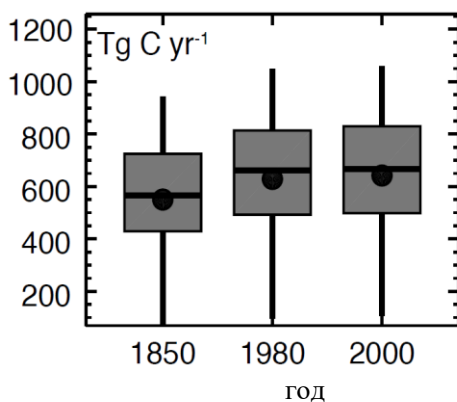
Таблица 1.3.2 – Численные эксперименты, проведенные в рамках проекта ACCMIP. Буквой «Р» обозначены обязательные для групп-участников численные эксперименты, буквой «О» – необязательные. Прочерк указывает на то, что такой численный эксперимент не был предусмотрен.

Конфигурация	1850 г.	1930 г.	1980 г.	2000 г.	обозначение ACCMIP
эмиссии веществ в атмосферу и температура поверхности океана для указанного года	Р	Р	Р	Р	acchist
эмиссии веществ в атмосферу (за исключением парниковых газов) для 2000 г.; эмиссии парниковых газов и температура поверхности океана для 1850 г.	Р	—	—	—	Em2000C1850
эмиссии веществ в атмосферу (кроме CH ₄) и температура поверхности океана для 2000 г.; концентрация CH ₄ в атмосфере для 1850 г.	—	—	—	О	Em2000CH4185
эмиссии веществ в атмосферу (кроме CH ₄) и температура поверхности океана для 2000 г.; концентрация CH ₄ в атмосфере для 1850 г.	—	—	—	О	Em2000NOx185
эмиссии веществ в атмосферу (кроме NO _x) и температура поверхности океана для 2000 г.; концентрация NO _x в атмосфере для 1850 г.	—	—	—	О	Em2000CO1850
эмиссии веществ в атмосферу (кроме неметановых углеводородов, НУ) и температура поверхности океана для 2000 г.; концентрация НУ в атмосфере для 1850 г.	—	—	—	О	Em2000NMVOC185

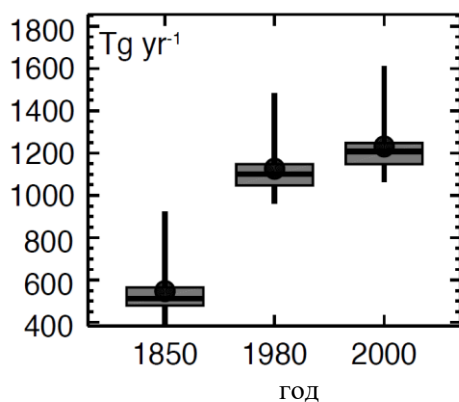
Интенсивность эмиссий основных примесей с малым временем нахождения в атмосфере и концентраций веществ с большим временем нахождения в атмосфере в проведенных расчетах зависела от временного среза и конфигурации численных экспериментов (табл. 1.3.2). В качестве временных срезов были выбраны:

- репрезентативный для доиндустриального периода срез 1850 г.,
- 1930 г.: начало значительного роста глобальных антропогенных выбросов загрязняющих атмосферу веществ,
- 1980 г.: пик антропогенных выбросов загрязняющих атмосферу веществ в Европе и Северной Америке, а также на глобальном уровне,
- 2000 г.: уменьшение антропогенных выбросов загрязняющих атмосферу веществ в Европе и Северной Америке с одновременным увеличением в юго-восточной Азии.

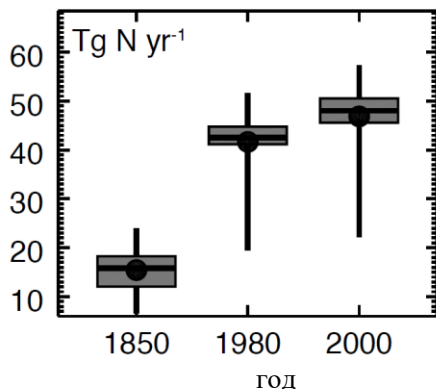
а) неметановые углеводороды
ТгС год⁻¹



б) CO
Тг год⁻¹



в) NO_x
ТгN год⁻¹



г) NO_x из-за молний
ТгN год⁻¹

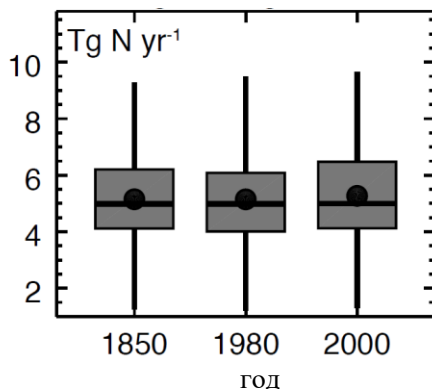


Рисунок 1.3.3 – Глобальные эмиссии неметановых углеводородов (а), CO (б), NO_x (в) и вклад в последние эмиссии за счет молниевой активности (г), использованные при постановке численных экспериментов проекта АССМIP.

Воспроизведено по [14]

Было также проведено дополнительное моделирование с использованием антропогенных выбросов загрязняющих атмосферу веществ для 2000 года, но с заданием климатических условий 1850 г. Целью этих численных экспериментов является разделение эффектов эмиссий и изменений климата на накопление примесей в атмосфере, а также для выделения косвенных климатических эффектов аэрозолей.

Влияние вулканических извержений на содержание аэрозолей в стратосфере было задано по данным проекта CCMVal¹ (Chemistry-Climate Model Validation Activity).

Эмиссии короткоживущих атмосферных примесей и их химических предшественников для всех временных срезов были заданы в соответствии с [14, 15] (рис. 1.3.3, 1.3.4).

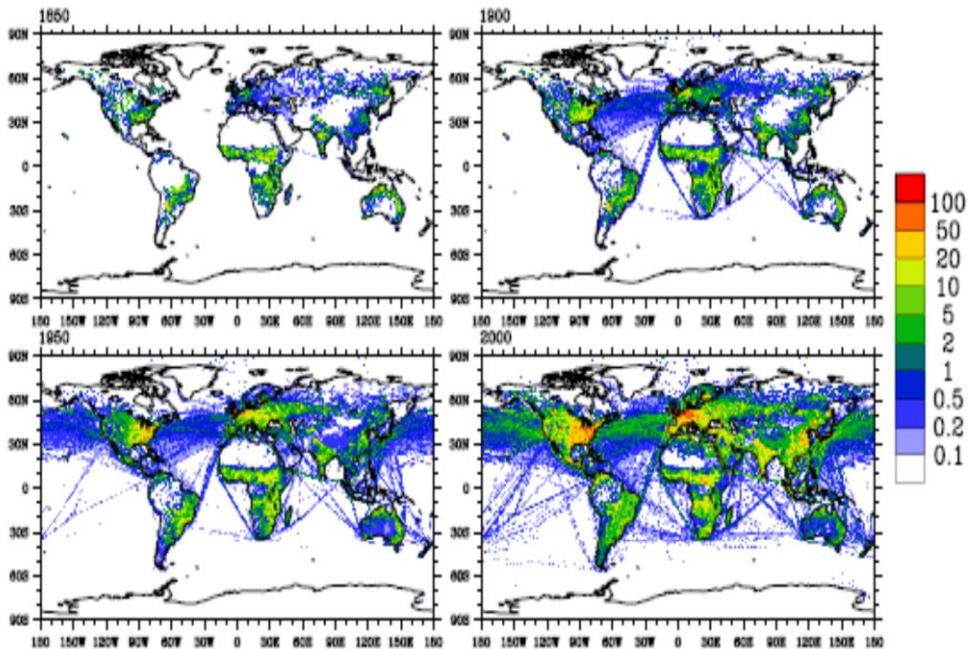


Рисунок 1.3.4 – Пространственное распределение не связанных с молниевой активностью эмиссий NO_x для временных срезов проекта АССМIP

¹ http://www.pa.op.dlr.de/CCMVal/Forcings/CCMVal_Forcing_WMO2010.html

1.3.3 ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПРОЦЕССОВ РАЗРУШЕНИЯ МЕТАНА В АТМОСФЕРЕ И ПОГЛОЩЕНИЯ ПОЧВОЙ

1.3.3.1 Процессы разрушения метана в атмосфере и поглощения почвой

Из общих соображений кинетики химических реакций в атмосфере [2–4] и выражения (1.3.11) для потока поглощения метана почвой легко видеть, что интенсивность его разрушения в атмосфере и интенсивность поглощения почвой могут быть представлены в виде, пропорциональном его концентрации в атмосфере. С учетом выполнения в тропосфере для метана приближения хорошо перемешанного газа, эта пропорциональность выполняется для массы метана M_{CH_4} . Как следствие, уравнение глобального баланса массы метана в атмосфере

$$d M_{CH_4} / d t = E_{CH_4} - R_{CH_4} - J_{CH_4}, \quad (1.3.14)$$

где E_{CH_4} – естественные и антропогенные эмиссии метана в атмосферу, R_{CH_4} – интенсивность его химического разрушения в атмосфере, J_{CH_4} – поток поглощения почвой может быть переписан через время жизни метана в атмосфере

$$\tau_{CH_4} = M_{CH_4} / (R_{CH_4} + J_{CH_4}). \quad (1.3.15)$$

В свою очередь, время жизни метана в атмосфере может быть подразделено на время жизни, связанное с разрушением за счет химических реакций в атмосфере

$$\tau_{CH_4,R} = M_{CH_4} / R_{CH_4}, \quad (1.3.16)$$

и время, связанное с поглощением метана почвой

$$\tau_{CH_4,J} = M_{CH_4} / J_{CH_4}. \quad (1.3.16)$$

При этом справедливо

$$1 / \tau_{CH_4} = 1 / \tau_{CH_4,R} + 1 / \tau_{CH_4,J}. \quad (1.3.17)$$

Соотношение между $\tau_{CH_4,R}$ и $\tau_{CH_4,J}$ указывает на относительную важность соответствующих процессов в стоке метана из атмосферы: относительный вклад химического разрушения в атмосфере составляет $\tau_{CH_4,R} / \tau_{CH_4}$, а поглощения метана почвой – $\tau_{CH_4,J} / \tau_{CH_4}$.

В Пятом оценочном докладе Межправительственной группы экспертов по изменениям климата (ОО5 МГЭИК) [16] время жизни метана за счет тропосферного ОН, основного поглотителя метана, было оценено в $11,2 \pm 1,3$ г., что согласуется с измерениями метилхлороформа (МСФ) в нижней тропосфере, а время жизни за счет разрушения в стратосфере, реакции с хлоринами в тропосфере и поглощения почвой оценено величиной 150 ± 50 , 200 ± 100 , 120 ± 24 г. соответственно. С учетом всего этого общее время жизни метана было оценено в ОО5 МГЭИК величиной $9,25 \pm 0,6$ г.

Таблица 1.3.3 – Вычисленное с использованием моделей проекта АССМIP время жизни метана в атмосфере τ_{CH_4} . Прочерк указывает на отсутствие данных

Модель	τ_{CH_4} , ЛЕТ		
	1850 г.	1980 г.	2000 г.
CESM-CAM-superfast (CE)	9,3	8,8	8,4
CICERO-OsloCTM2 (CI)	9,1	10,1	10,0
CMAM (CM)	8,7	9,7	9,4
EMAC (EM)	8,9	9,6	9,1
GEOSCCM (GE)	8,6	9,7	9,6
GFDL-AM3 (GF)	8,9	9,7	9,4
GISS-E2-R (GI)	11,9	11,4	10,6
GISS-E2-R-TOMAS (GT)	10,4	9,8	9,2
HadGEM2 (HA)	11,6	12,1	11,6
LMDzORINCA (LM)	10,1	10,7	10,5
MIROC-CHEM (MI)	–	–	8,7
MOCAGE (MO)	8,2	7,5	7,1
NCAR-CAM3.5 (NC)	10,7	9,9	9,2
STOC-HadAM3 (ST)	9,7	9,6	9,1
TM5 (TM)	9,8	–	9,9
UM-CAM (UM)	15,0	14,7	14,0
ансамблевая статистика			
среднее	10,1	10,2	9,7
стандартное отклонение	1,7	1,7	1,7
коэффициент вариации (%)	17	16	16

Оцененное в проекте АССМIP время жизни метана в атмосфере в зависимости от модели для доиндустриального (временной срез 1850 г.) составило от 8,2 до 15,0 лет со средним по ансамблю $10,1 \pm 1,7$ г. (указано также межмодельное среднеквадратическое отклонение; табл. 1.3.3). Для периода пиковых эмиссий атмосферных загрязнителей в развитых странах (срез 1980 г.)

межмодельный интервал разброса составил от 7,5 до 14,7 лет с ансамблевой статистикой $10,2 \pm 1,7$ г. Систематических по ансамблю изменений времени жизни метана в атмосфере выявить не удастся – в ряде моделей оно немного уменьшается от 1850 г. к 1980 г., а в других – немного увеличивается. Наконец, для временного среза с уменьшением эмиссий загрязняющих веществ в развитых странах и увеличением на юго-востоке Азии межмодельный интервал разброса составил от 7,1 до 14,0 лет с ансамблевой статистикой $9,7 \pm 1,7$ г. При этом уже выявляется систематическое уменьшение τ_{CH_4} в моделях ансамбля АССМIP.

Следует отметить, что глобальное химическое поглощение метана, в основном за счет тропосферного ОВ, необходимое для расчета химического времени жизни, оценивается либо с помощью ВU-методов (в том числе с использованием моделей химии и переноса в атмосфере – МХПА, моделей химии и общей циркуляции атмосферы – МХОЦА и климатических моделей химии атмосферы – КМХА), либо с помощью TD-подхода. Центральная оценка глобальной интенсивности химического разрушения метана в 2008–2017 гг. в ОО5 МГЭИК оценена величиной варьируется $602 \text{ Тг CH}_4 \text{ год}^{-1}$ с интервалом неопределенности от 507 до $803 \text{ Тг CH}_4 \text{ год}^{-1}$ согласно ВU-оценкам и $514 \text{ Тг CH}_4 \text{ год}^{-1}$ с интервалом неопределенности от 474 до $529 \text{ Тг CH}_4 \text{ год}^{-1}$.

Основания для выводов Шестого оценочного доклада Межправительственной группы экспертов по изменению климата (ОО6 МГЭИК) [10] о времени жизни метана в атмосфере и ее составляющих приведены в табл. 1.3.4.

Таблица 1.3.4 – Основания для выводов Шестого оценочного доклада Межправительственной группы экспертов по изменению климата (ОО6 МГЭИК) о времени жизни метана в атмосфере и ее составляющих [10]. Указаны центральные оценки и интервалы неопределенности (в скобках)

Основание или вывод	Время жизни из-за химического разрушения в атмосфере $\tau_{\text{CH}_4, \text{R}}$, лет	Время жизни из-за окисления в почве $\tau_{\text{CH}_4, \text{J}}$, лет	Полное время жизни τ_{CH_4} , лет	Комментарий
[18]	8,3 (8,1–8,6) ^b	160	8,0 (7,7–8,2)	3 КМХА поколения ОД6 МГЭИК
ВU-оценки [9]	8,3 (6,2–9,8)	166 (102–453)	8,0 (6,3–10,0)	7 МХОЦА/КМХА
TD-оценки [9]	9,7 (9,4–10,5)	135 (116–185)	9,1 (8,7–10,0)	7 систем решения обратной задачи
Окончательная оценка ОД6 МГЭИК [17]	$9,7 \pm 1,1$	135 ± 44	$9,1 \pm 0,9$	основана на TD-оценке [9] с интервалом неопределенности из ОО5 МГЭИК

Химическое время жизни метана в атмосфере по ВU-оценкам характеризуется большим разбросом, чем в TD-оценках (табл. 1.3.4), что согласуется и с шириной соответствующих интервалов разброса для содержания в атмосфере разрушающих метан веществ [10]. Исходя из того, что небольшой дисбаланс в общем соотношении источников и поглотителей метана, полученный на основе оценок TD, близок к наблюдаемой скорости роста атмосферного метана (табл. 5.2 из [9]), значения TD считаются наилучшими оценками для данной оценки.

Относительная неопределенность (оцененная величиной среднеквадратического отклонения, СКО) в ОД6 МГЭИК принята равной соответствующей оценке ОО5 МГЭК, т.е. 11,8%, 33% и 10% для химического, времени жизни из-за поглощения почвой, из-за разрушения химическими процессами в атмосфере и полного времени жизни соответственно. При этом центральная оценка полного времени жизни атмосферного метана в ОД6 МГЭИК оказалось равной соответствующей оценке ОО5 МГЭИК.

В [17] в рамках проекта Aerosols and Chemistry Model Intercomparison Project (AerChemMIP) проведены транзитивные численные эксперименты для 1859–2014 гг. с тремя КМХА поколения ОД6 МГЭИК (табл. 1.3.5) при задании антропогенных эмиссий основных веществ-загрязнителей атмосферы и соответствующих эмиссий из-за сжигания биомассы (антропогенного и связанного с природными пожарами; рис. 1.3.5).

Таблица 1.3.5 – Климатические модели химии атмосферы, использованные в [17]. ЛОС – летучие органические соединения, БЛОС – биогенные ЛОС

Модель	Пространственное разрешение (градусы широты / градусы долготы / количество уровней по вертикали)	Особенности схемы химии атмосферы	Эмиссии веществ в атмосферу, вычисляемые интерактивно	Интерактивное вычисление осадения
CESM2 (WACCM6)	0,9 / 1,25 / 72	228 веществ (тропосфера и стратосфера),	БЛОС, NO _x из-за молний	да
UKESM1	1,875 / 1,25 / 85	детальная химия стратосферы, 8 ЛОС, 5 типов аэрозоля в атмосфере	БЛОС, NO _x из-за молний	да
GFDL C96 (cubed sphere)	1 / 1 / 49	интерактивная газофазная и аэрозольная химия в тропосфере и стратосфере	БЛОС, NO _x из-за молний	нет

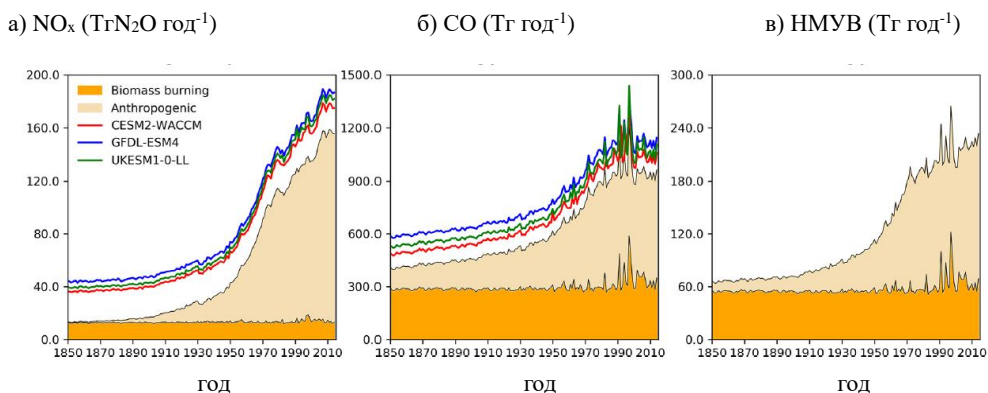


Рисунок 1.3.5 – Глобально осредненные предписанные эмиссии веществ в атмосферу, использованные в [17]. НМУВ – неметановые углеводороды, biomass burning – сжигание биомассы, anthropogenic – антропогенные. Остальные символы на легенде указывают на использованные модели.

Воспроизведено по [17]

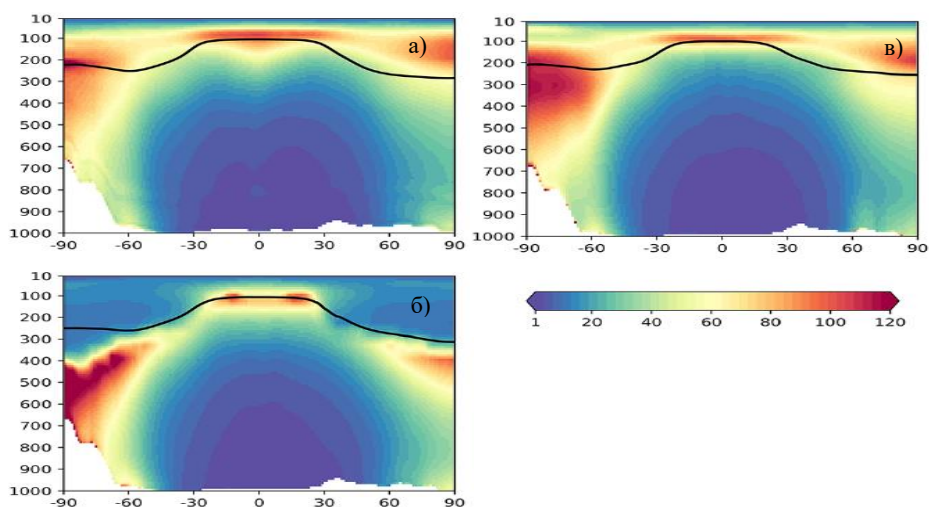


Рисунок 1.3.6 – «Локальное» время жизни метана в атмосфере (годы) по [17].

Приведены результаты расчетов по моделям CEM2-WACCM6 (а), UKESM1 (б) и GFDL C96 (в)

Глобальные оценки времени жизни метана в атмосфере, полученные в [17], приведены в табл. 1.3.4. На рис. 1.3.6 показано среднее зональное распределение «локального» времени жизни метана, которое варьируется от около 2,5 лет в тропической нижней тропосфере до >20 лет в более холодной и сухой области в высоких широтах и вблизи тропопаузы. Короткие значения периодов

«локального» времени жизни метана также характерны для стратосфер. Однако они не вносят существенного вклада в общее химическое время жизни атмосферы из-за низкой плотности воздуха на больших высотах.

1.3.3.2 Связь времени жизни метана в атмосфере с климатическим режимом и эмиссиями примесей в атмосферу

Температурная зависимость констант химических реакций метанового цикла способна изменить τ_{CH_4} . В проекте АССМIP [12] чувствительность времени жизни метана к изменению глобальной температуры на основе ансамбля моделей химических процессов в атмосфере оценена равной $-0,33 \pm 0,14$ лет/К (и $-0,28 \pm 0,10$ лет/К при выборе моделей, наилучшим образом воспроизводящих современные характеристики метанового цикла) (рис. 1.3.7). Следует отметить, что такое изменение времени жизни метана также нелинейным образом влияет на концентрацию метана в атмосфере.

Наряду с определенным в п. 1.3.2.1 временем жизни метана в атмосфере используется также время отклика метана на внешние возмущения $\tau_{\text{CH}_4, \text{pert}}$. Оно определяется как время уменьшения изменения концентрации метана Δq_{CH_4} после возмущения в $e=2,7183$ раза (число Эйлера, основание натуральных логарифмов):

$$\Delta q_{\text{CH}_4}(0) / \Delta q_{\text{CH}_4}(\tau_{\text{CH}_4, \text{pert}}) = e. \quad (1.3.18)$$

В (1.3.18) предполагается, что возмущение происходит в момент времени $t=0$. Время жизни возмущения больше, чем общее время жизни метана в атмосфере τ_{CH_4} , поскольку увеличение выбросов метана уменьшает содержание ОН в тропосфере (см. реакции (1.3.1)–(1.3.4)), что, в свою очередь, уменьшает время жизни и, следовательно, концентрацию метана [10, 18, 19]. Время жизни возмущения связано с временем жизни атмосферы как

$$\tau_{\text{CH}_4, \text{pert}} = p \cdot \tau_{\text{CH}_4}. \quad (1.3.19)$$

где p - коэффициент обратной связи, который также может быть вычислен в виде

$$p = 1/(1-s), \quad (1.3.20)$$

$$s = -\delta(\ln \tau_{\text{CH}_4}) / \delta(\ln q_{\text{CH}_4}), \quad (1.3.21)$$

а δ обозначает небольшую вариацию.

Последнее связано с тем, что затраты радикала ОН на разрушение метана в атмосфере при одновременном участии гидроксил-радикала в других химических циклах атмосферы приводят к связи $\tau_{\text{CH}_4} \sim (q_{\text{CH}_4})^{(p-1)}$. Величина p носит название

параметра собственной обратной связи метана [19]. Собственная обратная связь метана приводит, в частности, к тому, что изменение концентрации метана откликается на соответствующее изменение эмиссий.

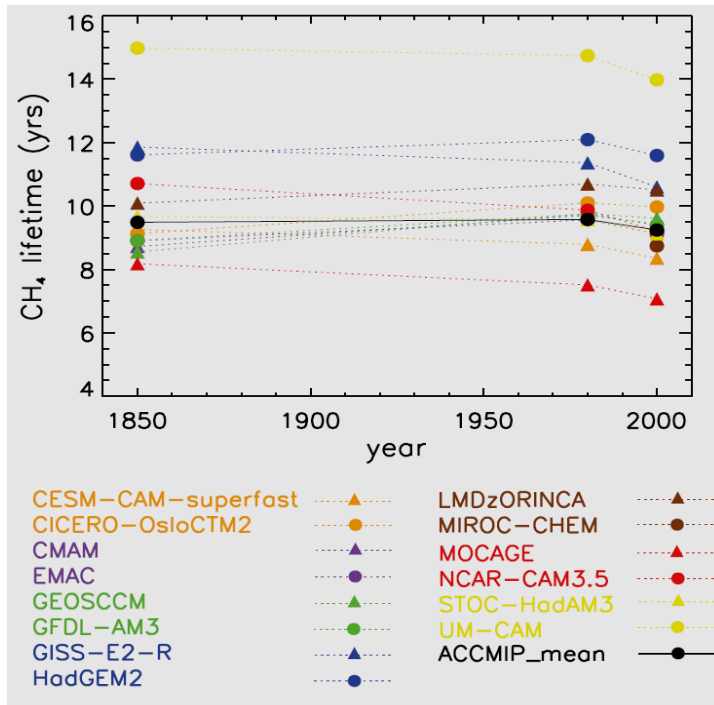


Рисунок 1.3.7 – Зависимость времени жизни метана в атмосфере от времени по результатам проекта ACCMIP (воспроизведено по [12]). На легенде указаны модели, участвующие в проекте за исключением «ACCMIP_mean», которое обозначает среднее по ансамблю значение. Перевод остальных терминов: CH₄ lifetime (yrs) – время жизни метана в атмосфере (годы); year – год

Механизм последнего эффекта раскрыт в [19]. Небольшое изменение эмиссий на δE_{CH_4} приводит к изменению массы CH₄ на $\delta M_{CH_4,1}$, такой что

$$\delta E_{CH_4} / E_{CH_4,0} = \delta M_{CH_4,1} / M_{CH_4,0}. \quad (1.3.22)$$

Здесь нижним индексом «0» указаны начальные значения соответствующих переменных. В свою очередь, такое изменение массы метана в атмосфере изменяет константу скорости реакции на

$$\delta k_1 / k_0 = r \delta M_{CH_4,1} / M_{CH_4,0}, \quad (1.3.23)$$

где

$$r = p - 1. \quad (1.3.24)$$

Это, в свою очередь, изменяет массу на

$$\delta M_{\text{CH}_4,2} / M_{\text{CH}_4,0} = - \delta k_1 / k_0 = - r \delta E_{\text{CH}_4} / E_{\text{CH}_4,0} \quad (1.3.25)$$

и т.д. Наконец, полное возмущение метана может быть вычислено в виде суммы всех возмущений согласно

$$\begin{aligned} \delta M_{\text{CH}_4} / M_{\text{CH}_4,0} &= \sum_i \delta M_{\text{CH}_4,i} / M_{\text{CH}_4,0} = \\ &= (1 - r + r^2 - \dots) \delta E_{\text{CH}_4} / E_{\text{CH}_4,0} = p \delta E_{\text{CH}_4} / E_{\text{CH}_4,0}. \end{aligned} \quad (1.3.26)$$

Для конечных возмущений, переводящих систему из состояния а в состояние b при $p = \text{const}$ (это обычно выполняется хорошо при условии $\frac{1}{2} < M_{\text{CH}_4,b} / M_{\text{CH}_4,a} < 2$) из (1.3.26) можно получить

$$M_{\text{CH}_4,b} / M_{\text{CH}_4,a} = (E_{\text{CH}_4,b} / E_{\text{CH}_4,a})^p, \quad (1.3.27)$$

т.е. чувствительность массы метана в атмосфере к эмиссиям оказывается сильнее линейной. В частности, при мгновенном увеличении (уменьшении) полной интенсивности эмиссий на 10%, концентрация метана в атмосфере увеличивается (уменьшается) на 14% за, примерно, десятилетие.

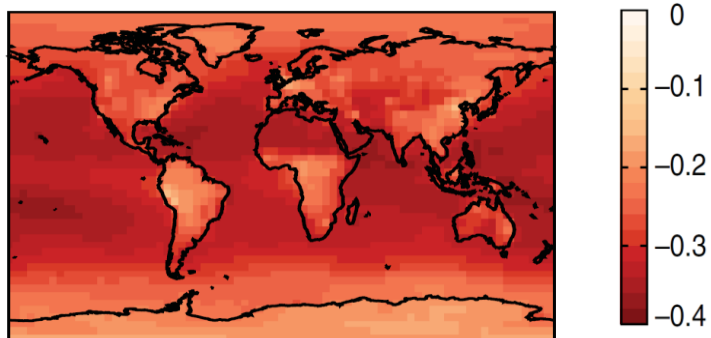
Как следствие, контроль эмиссий метана в атмосферу может служить эффективным методом контроля эффективного (суммарного) содержания парниковых газов в ней. Если из-за внешних причин изменяется время жизни (что очевидным образом может быть выражено и в изменении константы скорости реакции k), то

$$M_{\text{CH}_4,b} / M_{\text{CH}_4,a} = (\tau_{\text{CH}_4,b} / \tau_{\text{CH}_4,a})^p = (k_{\text{CH}_4,a} / k_{\text{CH}_4,b})^p. \quad (1.3.28)$$

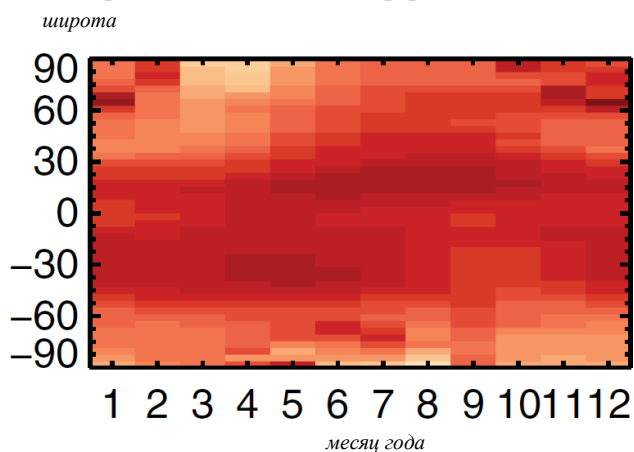
Значения p и s практически невозможно определить по наблюдениям, поэтому они оцениваются с помощью моделей химии атмосферы (методов (в том числе с использованием моделей химии и переноса в атмосфере – МХПА, моделей химии и общей циркуляции атмосферы – МХОЦА и климатических моделей химии атмосферы – КМХА). В ОД5 МГЭИК получена оценка $p=1,34 \pm 0,06$. Сила обратной связи, которая обычно рассматривается как константа, меняется в пространстве и времени, но, по всей вероятности, останется в пределах 10% в течение XXI века [20].

Кроме того, в [19] были проанализированы пространственные особенности значения параметра p и его вариации в сезонном ходе (рис. 1.3.8). Было получено, что обратная связь наиболее сильна над океанами тропиков и субтропиков океанами и в целом слабее над сушей, хотя она остается сильной над Сахарой и центральной Азией.

а) среднегодовое среднее по толще атмосферы значение



б) среднезональное среднее по толще атмосферы значение



в) среднезональное среднегодовое значение

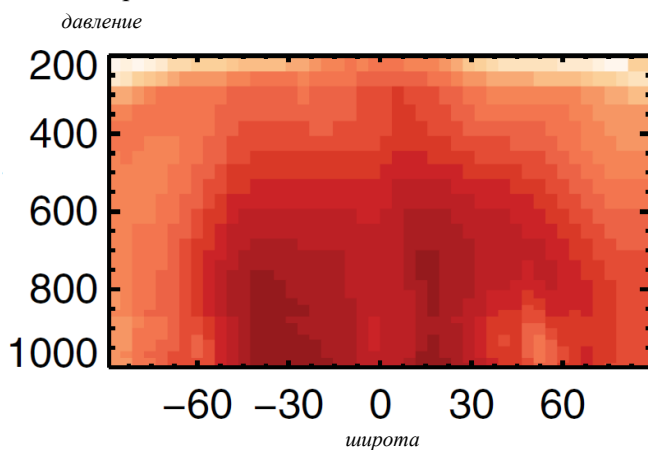


Рисунок 1.3.8 – Пространственно-временные вариации параметра p для обратной связи $\tau_{\text{CH}_4} = \tau_{\text{CH}_4}(q_{\text{CH}_4})$. Воспроизведено по [20]

Самая слабая обратная связь отмечена над континентами тропиков, в высоких широтах и в верхней тропосфере. В частности, это согласуется с соответствующими пространственно-временными вариациями τ в использованной КМХА, а также с влиянием притока солнечной радиации и связанными с ними изменениями интенсивности фотолиза кислорода. Интенсивность протекания реакций химического разрушения метана в атмосфере максимальна в летнем полушарии, но амплитуда сезонного цикла намного больше для k , чем для p .

На глобальном уровне обратная связь в июле немного сильнее, чем в январе, но максимальное внутригодовое изменение глобального значения p составляет всего 0,02.

Глобально интенсивность химической обратной связи $\tau_{\text{CH}_4} = \tau_{\text{CH}_4}(q_{\text{CH}_4})$ определяется преимущественно вкладом нижней тропосферы тропиков.

В проекте AerChemMIP значение параметра p оценено величиной $1,30 \pm 0,07$ [20]. Это значение немного находится в интервале значений 005 МГЭИК.

Наконец, в Шестом оценочном докладе Межправительственной группы экспертов по изменению климата (ОД6 МГЭИК) время отклика концентрации метана в атмосфере на возмущения оценено значением $11,8 \pm 1,8$ г., значение параметра обратной связи $p = 1,34 \pm 0,04$, а полное время жизни метана – величиной $9,7 \pm 1,1$ (табл. 1.3.4).

1.3.4 СОВРЕМЕННЫЕ ДАННЫЕ О БЮДЖЕТЕ МЕТАНА В СТРАТОСФЕРЕ

1.3.4.1 Оценки интенсивности стока метана из атмосферы

1.3.4.1.1 Оценки интенсивности химического разложения метана в атмосфере

Подобно интенсивности источников (раздел 1), интенсивность стоков метана из атмосферы заметно различается между BU- и TD-оценками (табл. 1.3.6). Это связано с соответствующим различием оценок химического разрушения CH_4 в атмосфере. В свою очередь, различие интенсивности источников и стоков метана в атмосфере между BU- и TD-оценками приводит к значительному различию оценок накопления этого газа в атмосфере. При этом, если TD-оценки хорошо согласуются с данными наблюдений для этого накопления, то соответствующее среднее значение для BU-оценки отличается от наблюдаемого значения на порядок.

Из табл. 1.3.6 следует, что для центральных оценок 94% разрушения метана связано с химическими процессами в атмосфере, в том числе не менее 90% - с реакцией метана с гидроксил-радикалом и последующими реакциями этой цепи. При этом вклад тропосферной ветви этой химической цепи в разрушение метана в атмосфере составляет не менее 85%.

Таблица 1.3.6 – Оценки источников и стоков атмосферного метана для 2000-2009 гг., Тг $\text{CH}_4/\text{год}$ согласно [4]. Указаны средние значения и интервал неопределенности (в скобках). Прочерк - отсутствие данных

		BU-оценки	TD-оценки
Всего:		632 (592–785)	540 (514–560)
	химическое разрушение в атмосфере:	604 (483–738)	518 (510–538)
	ОН в тропосфере	528 (454–617)	–
	ОН в стратосфере	51 (16–84)	–
	СI в тропосфере	25 (13–37)	–
	окисление в почве	28 (9–47)	32 (26–42)
Разность интенсивности источников (см. табл. 1.1) и стоков		46	6 (5–7)

Принципиальным фактом является различие на порядок скорости прироста метана (вычисляемое как разность между суммарной интенсивностью источников и суммарной интенсивностью стоков). Для BU-оценок эта скорость прироста равна 46 Тг $\text{CH}_4/\text{год}$, примерно двукратно превышая наблюдаемую скорость роста массы метана в атмосфере (рис. 1.3.9), тогда как для TD-оценок она равна 5–7 Тг $\text{CH}_4/\text{год}$, что уже практически совпадает с наблюдаемой величиной. Это еще раз указывает на то, что на глобальном пространственном масштабе и на масштабе крупнейших стран (в том числе Российской Федерации) TD-оценки предпочтительнее соответствующих BU-оценок.

В рамках работы над данным проектом был использован подход взаимного обобщения BU- и TD-оценок с построением комбинированной оценки (табл. 1.3.7). В частности, ввиду большей надежности TD-оценок на глобальном и субконтинентальном пространственных масштабах в указанной комбинированной оценке в качестве оценок полной интенсивности химического разрушения метана в атмосфере и его окисления в почве (см. следующий раздел) использовались соответствующие значения, полученные при TD-подходе. Однако при TD-подходе недоступны оценки вклада индивидуальных химических и фотохимических процессов в полное химическое разрушение метана в атмосфере. В связи с последним для трех указанных в табл. 1.3.7 процессов вычислялся вклад в полное химическое разрушение в атмосфере с использованием BU-оценок. Этот вклад затем считался представительным и для

BU-оценок. После этого интенсивность разрушения метана в атмосфере за счет каждого из этих процессов вычислялась исходя из этого вклада и полного химического разрушения, оцененного с использованием TD-методов.

Таблица 1.3.7 – Схема построения комбинированных оценок из имеющихся BU- и TD-оценок. Во втором и третьем столбцах «+» указывает на наличие данных, «-» – на их отсутствие. В последнем столбце указана формула, по которой проводятся вычисления. Нижний индекс «chemtot» указывает, что значения берутся из строки «полное химическое разрушение в атмосфере»

Параметр	BU-оценка	TD-оценка	Комбинированная оценка
полное химическое разрушение в атмосфере	+	+	= TD
ОН в тропосфере	+	-	= BU * (BU _{chemtot} / TD _{chemtot})
ОН в стратосфере	+	-	= BU * (BU _{chemtot} / TD _{chemtot})
СI в тропосфере	+	-	= BU * (BU _{chemtot} / TD _{chemtot})
окисление в почве	+	+	= TD

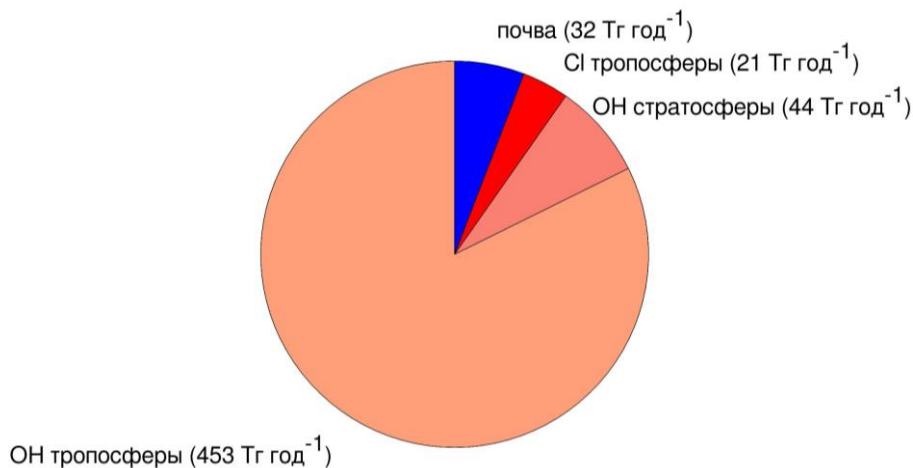


Рисунок 1.3.9 – Комбинированные оценки (только центральные значения) стока метана по данным [4]

Среднее время τ_{CH_4} нахождения метана в земной атмосфере при использовании значения массы CH_4 в атмосфере согласно рис. 1.1.1 и интенсивности стоков по BU-оценкам из табл. 1.3.7 равно 6,3–8,4 г. При использовании TD-оценок для интенсивности стоков $\tau_{CH_4} = 8,8–9,7$ г.

В соответствии с ранее сказанным, последний интервал значений является более обоснованным.

В рамках проекта «Глобальный бюджет метана» [8] были получены оценки, подобные приведенным в табл. 1.3.6, но для 2008–2017 гг. (см. табл. 1.3.8 и рис. 1.3.10). Основным различием при этом является значительный пересмотр в сторону уменьшения для разрушения метана гидроксил-радикалом в стратосфере и потери атмосферного метана за счет реакции с хлором. Эти изменения, по-видимому, связаны не с междекадной изменчивостью, а с уточнением данных о глобальном бюджете метана.

Таблица 1.3.8 – Оценки источников и стоков атмосферного метана для 2008–2017 гг., Тг $\text{CH}_4/\text{год}$ согласно [8]. Указаны средние значения и интервал неопределенности (в скобках). Прочерк – отсутствие данных

		BU-оценки	TD-оценки
Всего:		625 (500–798)	556 (501–574)
химическое разрушение в атмосфере:		595 (489–749)	518 (474–532)
	ОН в тропосфере	553 (476–677)	–
	ОН в стратосфере	31 (12–37)	–
	Cl в тропосфере	11 (1–35)	–
	окисление в почве	30 (11–49)	38 (27–45)
Разность интенсивности источников (см. табл. 1.3.1) и стоков		112	13 (0–49)

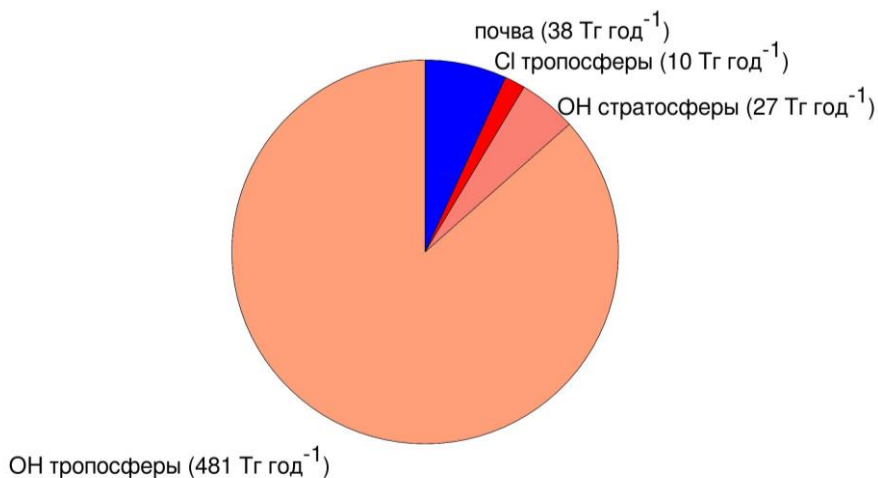


Рисунок 1.3.10 – Подобно рис. 1.3.9, но для данных проекта «Глобальный бюджет метана» [10]

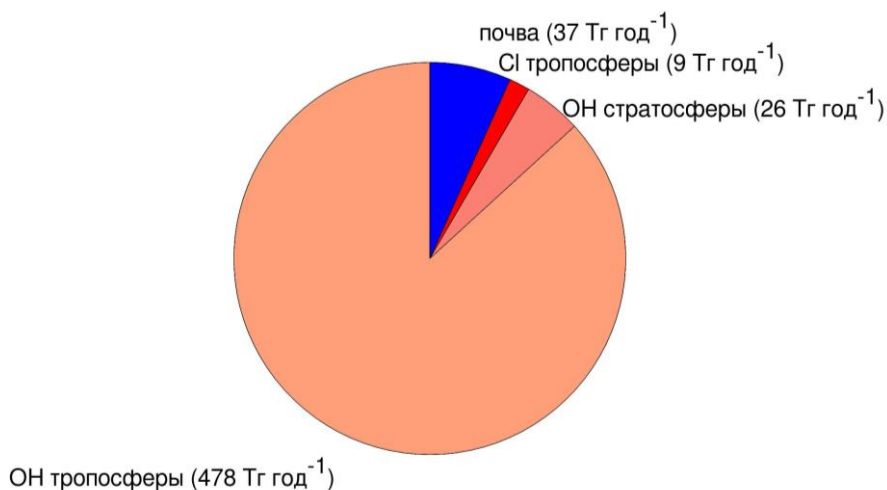


Рисунок 1.3.11 – Подобно рис. 1.3.9, но для данных ОО6 МГЭИК [9]

Таблица 1.3.9 – Оценки источников и стоков атмосферного метана для 2008–2017 гг., Тг СН₄/год в соответствии с ОД6 МГЭИК [9]. Указаны средние значения и интервал неопределенности (в скобках). Прочерк – отсутствие данных

		BU-оценки	TD-оценки
Всего:		632 (507–803)	551 (501–572)
	химическое разрушение в атмосфере:	602 (496–754)	514 (474–529)
	ОН в тропосфере	560 (483–682)	–
	ОН в стратосфере	31 (12–37)	–
	Сl в тропосфере	11 (1–35)	–
	окисление в почве	30 (11–49)	37 (27–43)
Разность интенсивности источников (см. табл. 1.3.1) и стоков		95	21 (18–26)

В Шестом оценочном докладе Межправительственной группы экспертов по изменению климата [9] было проведено дополнительное уточнение результатов проекта «Глобальный бюджет метана» как результат обобщения большого количества публикаций и данных, ставших доступными после подготовки публикации [8]. Они приведены в табл. 1.3.9 и на рис. 1.3.11. В целом эти оценки близки к полученным в [9].

1.3.4.1.2 Оценки интенсивности окисления метана в почве

В [4] было отмечено, что вклад микробных процессов почвы (действия метанотрофов) в разрушение метана атмосферы не превышает 6% (см. также табл. 1.3.6 и рис. 1.3.9).

В рамках проекта «Глобальный бюджет метана» [8] также выполнена оценка интенсивности поглощения метана почвой из атмосферы. Полученные значения максимальны в тропиках и в среднем за год могут достигать $2 \text{ мг CH}_4 \text{ м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$ (рис. 1.3.12). В средних широтах в условиях высокого увлажнения (например, на юго-востоке Соединенных Штатов Америки) интенсивность поглощения метана почвой составляет около $1,2 \text{ мг CH}_4 \text{ м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$, а в условиях умеренного увлажнения – $0,5 \text{ мг CH}_4 \text{ м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$. В холодном климате бореальных экосистем и тундры интенсивность поглощения метана почвой составляет от 0,2 до $0,5 \text{ мг CH}_4 \text{ м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$.

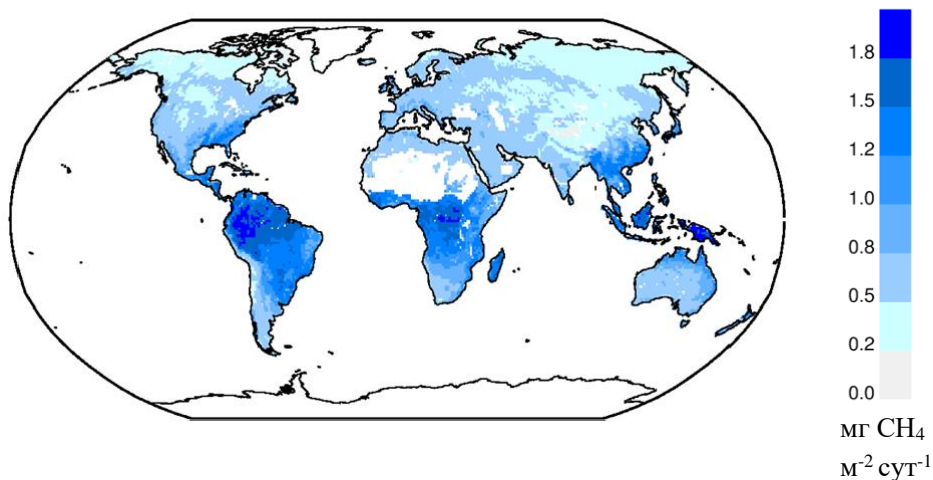


Рисунок 1.3.12 – ВУ-оценки годовой интенсивности поглощения метана почвой, полученная в проекте «Глобальный бюджет метана» [8]

Глобальная интенсивность поглощения метана почвой в проекте «Глобальный бюджет метана» [8] для ВУ-подхода оценена величиной $30 \text{ Тг CH}_4 \text{ год}^{-1}$ с интервалом неопределенности от 11 до $49 \text{ Тг CH}_4 \text{ год}^{-1}$ для временных интервалов 2000–2009 гг. и 2008–2017 гг. (табл. 1.3.8 и рис. 1.3.10). Для ТД-подхода соответствующие оценки равны $38 \text{ Тг CH}_4 \text{ год}^{-1}$ с интервалом неопределенности от 27 до $45 \text{ Тг CH}_4 \text{ год}^{-1}$.

Оценки ОД6 МГЭИК для микробного поглощения метана в почве составляет до 5% от его полного поглощения ($30 \text{ Тг CH}_4/\text{год}^{-1}$) от общего поглощения CH_4 в 2008–2017 гг. (табл. 1.3.9 и рис. 1.3.11).

По сравнению с Пятым оценочным докладом межправительственной группы экспертов по изменению климата глобальная оценка интенсивности микробного окисления метана в почве оказалась чуть ниже – на $4 \text{ Тг CH}_4/\text{год}^{-1}$ (для 2000–2009 гг.).

Кроме того, в Шестом оценочном докладе Межправительственной группы экспертов указано на противоречивость экспериментальных и модельных данных о климатической зависимости интенсивности окисления метана в почве. В частности, были обнаружены как интенсификация поглощения метана почвой при потеплении [21], так и его уменьшение [22].

1.3.4.2 Оценка качества данных об источниках и стоках

В случае хорошего качества данных разность между интенсивностями источников и стоков должна соответствовать накоплению массы метана в атмосфере в пределах интервалов неопределенности. Накопление массы в атмосфере можно оценить по изменению концентрации в приближении хорошо перемешанного газа, справедливого на межгодовых и больших по времени масштабах [1, 3, 4, 23].

Для TD-оценок такое соответствие на глобальном уровне выполнено (рис. 1.3.13).

Для BU-оценок, однако, при затруднениях при вычислении интервала неопределенности (в связи с чем он не указан на рис. 1.3.13) центральные оценки и для проекта «Глобальный бюджет метана», и для Шестого оценочного доклада МГЭИК отличаются от данных наблюдений в 5–6 раз.

Именно, в связи с этим при выполнении данного проекта при наличии противоречий между BU- и TD-оценками за основу выбирались именно TD-оценки. Подобное допущение также было сделано при подготовке Шестого оценочного доклада Межправительственной группы экспертов по изменению климата [9].

Можно отметить небольшое уменьшение отличия между разностью интенсивностей источников и стоков для BU-подхода в ОД6 МГЭИК по сравнению с данными проекта «Глобальный бюджет метана». Это связано с привлечением ряда новых данных, ставших доступными уже после подготовки публикации [8].

Однако и в этом случае на глобальном и субконтинентальном уровнях, а также на уровне крупнейших стран (в том числе Российской Федерации) качество TD-данных представляется более предпочтительным по сравнению с качеством BU-данных.

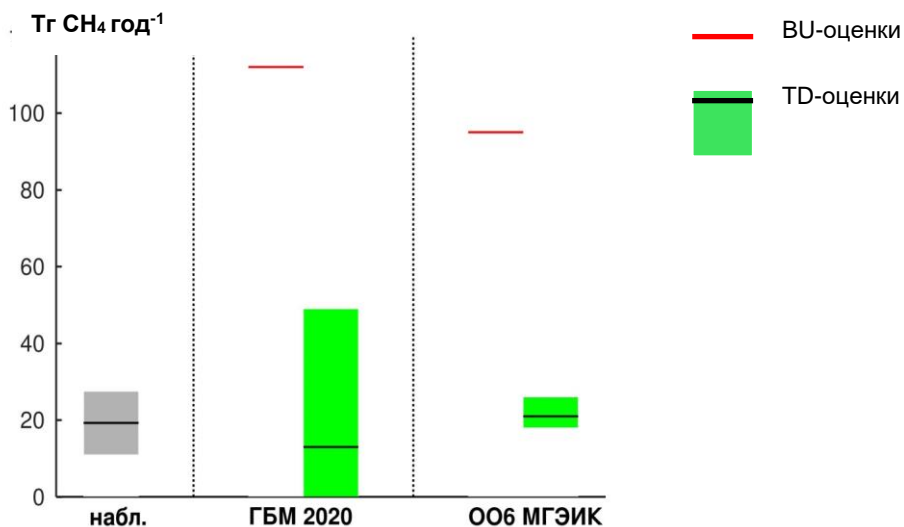


Рисунок 1.3.13 – Разность глобальных интенсивностей источников и стоков для BU- и TD-оценок по данным («ГБМ 2020» – проект «Глобальный бюджет метана»; «ОД6 МГЭИК» – Шестой оценочный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата). Для BU-оценок указаны только центральные значения. Для TD-оценок и наблюдений указаны центральные значения (горизонтальные черные линии) и интервалы неопределенности (закрашенные области)

1.3.4.3 Разность между источниками и стоками для Российской Федерации

Исходя из соотношения площадей Российской Федерации (17,125 млн км²) и площади поверхности Земли (510,072 млн км²) в приближении хорошо перемешанного газа для метана в атмосфере можно оценить вклад России в накопление метана и полную интенсивность стоков метана на ее территории как разности между интенсивностями источников и интенсивностями стоков (связанных с химическими процессами в атмосфере, с поглощением в почве и с трансграничным переносом в атмосфере; табл. 1.3.10, рис. 1.3.14). В соответствии с результатом раздела 1.3.4.1 эти оценки основаны на соответствующих TD-оценках. Характеристики неопределенности (среднеквадратические отклонения) при этом считались статистически независимыми.

Таким образом, если на глобальном уровне отношение накопления массы метана к суммарной интенсивности его источников для центральных оценок составляет 3,5%, то для России – 5,2%, т.е. примерно в полтора раза больше.

Таблица 1.3.10 – Вклад Российской Федерации в накопление метана в атмосфере и интенсивность источников и стоков. Указаны центральные оценки и стандартные отклонения (в скобках)

Переменная	Тг СН ₄ год ⁻¹
накопление в атмосфере	0,6 ± 0,3
полная интенсивность источников (см. табл. 1.1.8)	31,5 ± 7,1
полная интенсивность стоков метана из атмосферы	30,9 ± 7,1

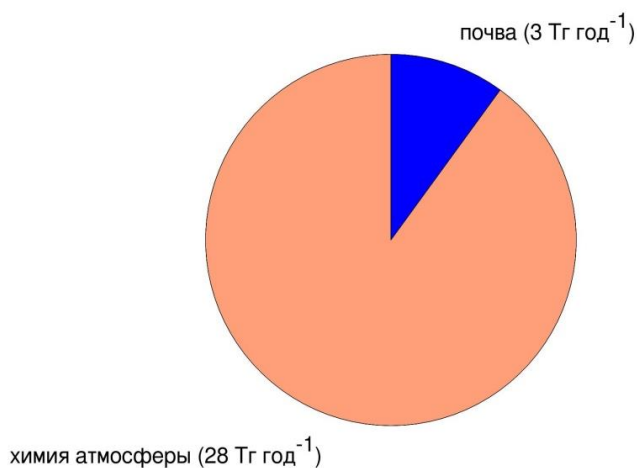


Рисунок 1.3.14 – Подобно рис. 1.3.11, но для данных территории России

Полная интенсивность стоков метана из атмосферы Российской Федерации может быть оценена величиной 30,9±7,1 Тг СН₄год⁻¹. При этом вклад поглощения почвой по данным рис. 1.3.12 может быть оценен величиной 3,1 Тг СН₄год⁻¹ (оценка интервала неопределенности затруднительна) – примерно 10% от полной интенсивности стоков. Остальное обусловлено химическим разрушением метана в атмосфере и возможным трансграничным переносом.

1.3.4.4 Полный бюджет метана в атмосфере

Наиболее современные данные о бюджете метана доступны в Шестом оценочном докладе Межправительственной группы экспертов по изменению климата. Для полноты выводы ОД6 МГЭИК представлены на рис. 1.3.15.

Данные инвентаризации выбросов на уровне отдельных стран и обратного моделирования в региональном масштабе свидетельствуют о том, что изменчивость темпов роста CH_4 в 1988–2017 гг. тесно связана с антропогенной деятельностью. Наблюдения за изотопным составом и данные инвентаризации позволяют предположить, что изменения выбросов от сельского хозяйства играют роль в возобновлении роста CH_4 с 2007 г. Краткосрочная десятилетняя изменчивость в основном обусловлена влиянием южного колебания Эль-Ниньо на выбросы от водно-болотных угодий и сжигания биомассы, а также разрушением из-за реакции с ОН. Путем синтеза всей имеющейся информации на региональном уровне, полученной от ВU-оценок эмиссий, спутниковых и поверхностных наблюдений, включая изотопную информацию, а также ТD-подходов, способность выявлять и объяснять изменение содержания CH_4 в атмосфере на региональном и глобальном уровнях была улучшена со времени ОО5 МГЭИК, но фундаментальные неопределенности, связанные с влиянием изменения содержания ОН в атмосфере, остаются значительными.

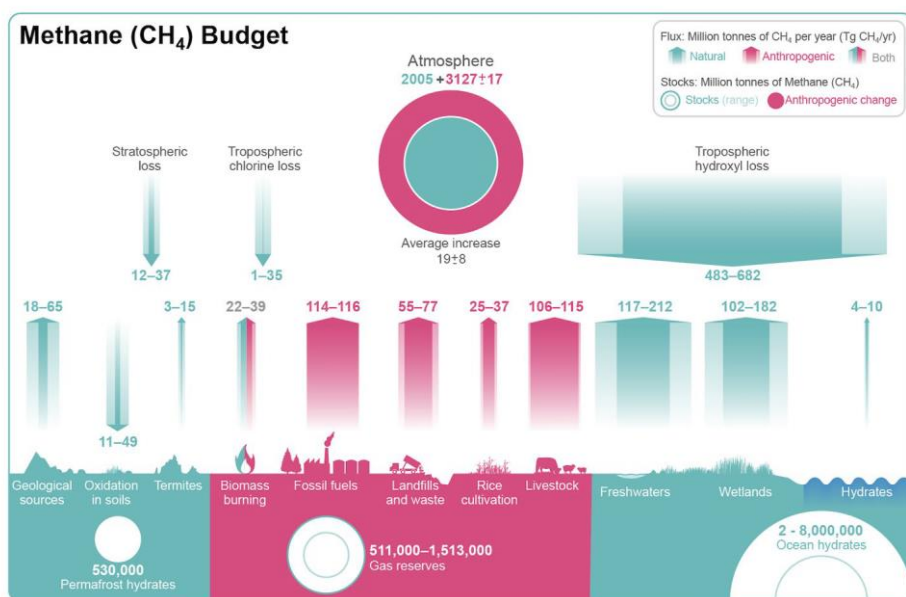


Рисунок 1.3.15 (рис. 5.14 из ОД6 МГЭИК [9]) – Глобальный бюджет метана для 2008–2017 гг. по данным ОД6 МГЭИК.

Запасы указаны в Тг CH_4 , потоки – в Тг CH_4 год⁻¹

Перевод терминов:

- Methane (CH₄) budget – бюджет метана (CH₄),
- natural – естественные,
- anthropogenic – антропогенные,
- flux – поток,
- stocks – запасы,
- stocks (range) – запасы (интервал),
- anthropogenic change – антропогенное изменение,
- atmosphere – атмосфера,
- stratospheric loss – разрушение в стратосфере,
- tropospheric chlorine loss – разрушение хлоринами в тропосфере,
- tropospheric hydroxyl loss – разрушение гидроксил-радикалом в тропосфере,
- average increase – среднее увеличение,
- geological sources – геологические источники,
- oxidation in soils – окисление в почве,
- termites – термиты,
- biomass burning – сжигание биомассы,
- fossil fuels – ископаемое топливо,
- landfills and waste – землепользование и хранении отходов,
- rice cultivation – рисоводство,
- livestock – крупный рогатый скот,
- freshwaters – пресноводные водоемы,
- wetlands – влажные экосистемы,
- hydrates – гидраты,
- permafrost hydrates – гидраты в вечной мерзлоте,
- gas reserves – запасы природного газа,
- ocean hydrates – океанические гидраты.

В целом, можно утверждать, что оценка бюджета метана (как интенсивности источников, так и интенсивности стоков), сделанная ОДб МГЭИК, значительно уточняет ранее сделанные соответствующие оценки [1, 4, 23–26], включая и оценку, сделанную в рамках проекта «Глобальный бюджет метана» [8].

1.3.5 ВЫВОДЫ

Проведен анализ роли метана в атмосферных фотохимических процессах и процессов трансформации метана в атмосфере. Полная глобальная интенсивность стоков метана из атмосферы в 2008–2017 гг. оценена величиной около 551 Тг CH₄ год⁻¹ с интервалом неопределенности от 501 до 572 Тг CH₄год⁻¹. При этом 94% разрушения метана связано с химическими процессами в атмосфере, в том числе не менее 90% – с реакцией метана с гидроксил-радикалом и последующими реакциями этой цепи. Вклад микробных процессов почвы (действия метанотрофов) в разрушение метана атмосферы не превышает 6%. Для России полная интенсивность стоков метана из атмосферы оценена величиной 30,9±7,1 Тг CH₄ год⁻¹. Вклад химического разрушения метана в атмосфере в эту величину составляет около 90%, а поглощения почвой – около 10%. Если на глобальном уровне отношение накопления массы метана к суммарной

интенсивности его источников для центральных оценок составляет 3,5%, то для России – 5,2%, т.е. примерно в полтора раза больше.

Интенсивность процессов разрушения метана атмосферы в Земной системе может быть выражена через время его жизни в атмосфере $\tau_{CH_4} = 8,8 \div 9,7$ лет. Температурная зависимость констант химических реакций метанового цикла способна изменить τ_{CH_4} с коэффициентом чувствительности около -0,3 лет/К.

1.4 ОЦЕНКИ СОВРЕМЕННОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ МЕТАНА В АТМОСФЕРЕ И ЕЕ ИЗМЕНЕНИЙ И ПРИЧИНЫ ЕЕ УВЕЛИЧЕНИЯ. ВОЗМОЖНАЯ ДИНАМИКА КОНЦЕНТРАЦИИ МЕТАНА ДЛЯ СЦЕНАРИЯ С УВЕЛИЧЕНИЕМ ВЫБРОСОВ ВОДОРОДА

На основе расчетов с глобальной транспортно-химической моделью GEOS-Chem получены количественные оценки вкладов различных природных и антропогенных источников эмиссий в атмосферу климатически значимых примесей в Северной Евразии в наблюдаемую сезонную изменчивость содержания CH_4 в атмосфере на Кольском полуострове (станция Териберка), в Центральной Сибири (высотная мачта ZOTTO) и Северо-востоке Евразии (Тикси), по данным измерений в 1999–2019 гг. Согласно расчетам, величина вклада региональных антропогенных эмиссий в измеренные концентрации метана составляет 104–165 ppbv, или 5,5–8,6% от среднегодовой величины 1926 ppbv по измерениям на трех указанных станциях.

Вклад биогенных эмиссий составляет 21–62 ppbv (1,1–3,2% от среднегодовой величины).

Вклад природных пожаров незначителен и не превышает 0,2%.

Рассчитанные величины атмосферного отклика на антропогенные эмиссии в несколько раз превышают амплитуду наблюдаемой годовой изменчивости метана (22–36 ppbv), что свидетельствует о значимой роли региональных источников атмосферных выбросов метана в Западной Европе, на Европейской территории России и в Сибири в региональном балансе приземного содержания CH_4 в нижней тропосфере над континентом на фоне региональных биогенных эмиссий.

Согласно выполненным оценкам, при текущих параметрах ФХС тропосферы и содержании трассерных соединений эффективность метана и молекулярного водорода в качестве фотохимического стока ОН составляет около 40 и 10%, соответственно, от аналогичной величины для СО при среднеглобальных значениях $CO=80$ ppbv, $CH_4=1850$ ppbv и $H_2=510$ ppbv.

При десятикратном увеличении антропогенных эмиссий молекулярного водорода, в рамках модели линейного отклика атмосферной ФХС, средняя концентрация молекулярного водорода в тропосфере составит 1205 (840–1750) ppbv. Среднеглобальное содержание гидроксила в тропосфере составит 0,91 (0,85–0,95) от текущей величины $[\text{OH}] = 9,7 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$. При текущей величине эмиссий CH_4 это приведет к пропорциональному увеличению средней глобальной концентрации метана с 1850 ppbv до 2032 ppbv.

1.4.1 СОДЕРЖАНИЕ МЕТАНА В АТМОСФЕРЕ И ПРИЧИНЫ ЕГО РОСТА. ОЦЕНКА ЭФФЕКТА ОТ УВЕЛИЧЕНИЯ ВЫБРОСОВ ВОДОРОДА НА СОДЕРЖАНИЕ МЕТАНА В ТРОПОСФЕРЕ

Проведены количественные оценки современной концентрации метана в атмосфере и наблюдаемых многолетних трендов. В рамках регионального подхода проанализированы причины наблюдаемого роста содержания метана в тропосфере над Северной Евразией. Результаты наблюдений концентрации метана в 2010–2020 гг. на арктических станциях Териберка и Тикси, а также на высотной мачте ZOTTO в Центральной Сибири, сопоставлены с результатами расчетов на основе мультимасштабной транспортно-химической модели (ТХМ) GEOS-chem. Проведены оценки возможной динамики концентрации метана в тропосфере над континентом для сценария с увеличением выбросов водорода и связанных с этим изменением процессов изъятия метана из атмосферы гидроксилом.

1.4.1.1 Данные и методы

1.4.1.1.1 Фоновые наблюдения метана в Северной Евразии

Для анализа долговременной изменчивости приземного содержания метана и валидации ТХМ GEOS-chem использовались данные наблюдений на фоновых наблюдательных станциях: Териберка (Кольский полуостров, 69,1 с.ш., 35,1 в.д., 15 м над уровнем моря (далее – н.у.м.)) (2007–2017 гг.); Зотино (Центральная Сибирь, 60,8 с.ш., 89,4 в.д., 300 м н.у.м.) (2012–2015 гг.) и в Гидрометеорологической обсерватории Тикси (71,4 с.ш., 128,5 в.д., 10 м н.у.м.) (2012–2018 гг.) (рис. 1.4.1). Данные измерений в Териберке и Тикси относятся к приземному слою воздуха. Наблюдения в Зотино проводились с использованием высотной мачты ZOTTO (Zotino Tall Tower Observatory) на высоте 300 м над Землей.

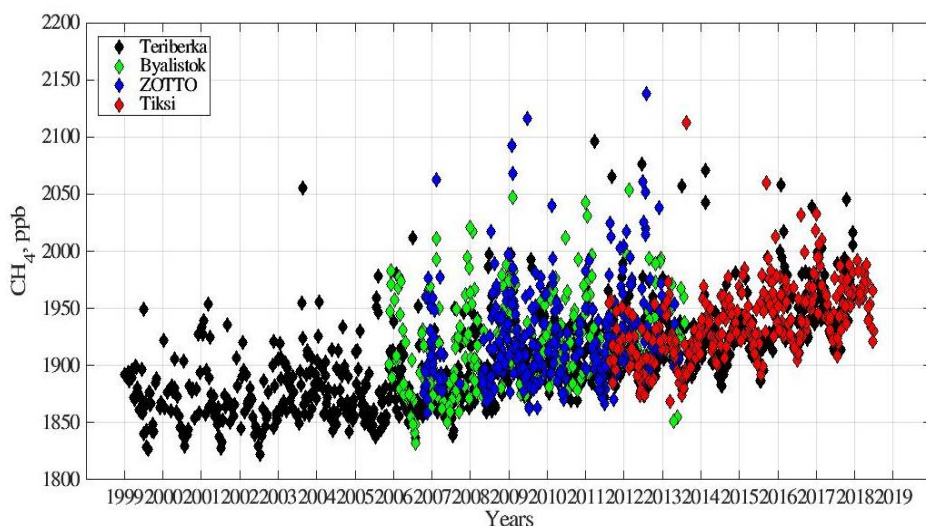
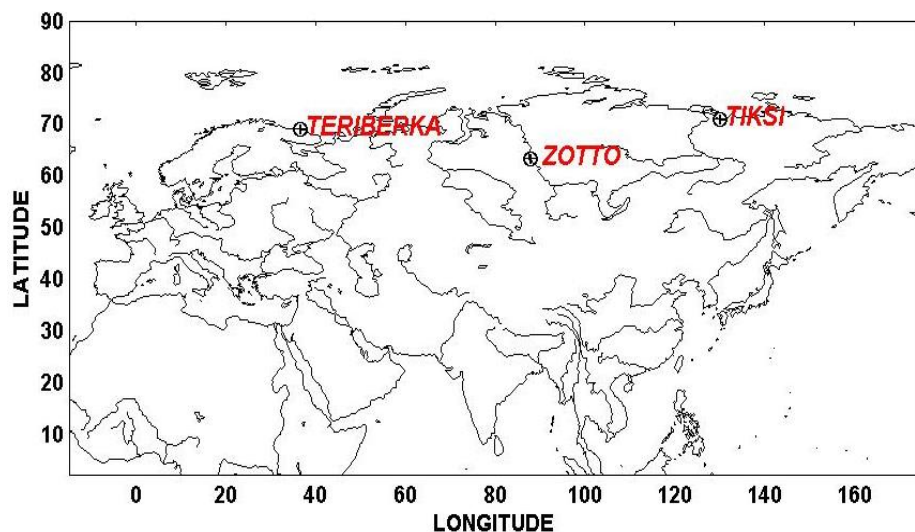


Рисунок 1.4.1 – Приземная концентрация метана по данным фляговых измерений на станциях Терiberка, Белосток, ZOTTO и Тикси (см. карту сверху)

Географическое положение указанных станций позволяет выделить как местные, так и региональные особенности поведения концентрации метана. Станцию Терiberка принято рассматривать как фоновую, т.е. не подверженную влиянию локальных источников. Сезонный ход концентрации CH_4 на ст. Терiberка близок к результатам мониторинга на других арктических фоновых станциях как по амплитуде сезонных вариаций, так и по величинам межгодовых изменений [1] (рис. 1.4.2).

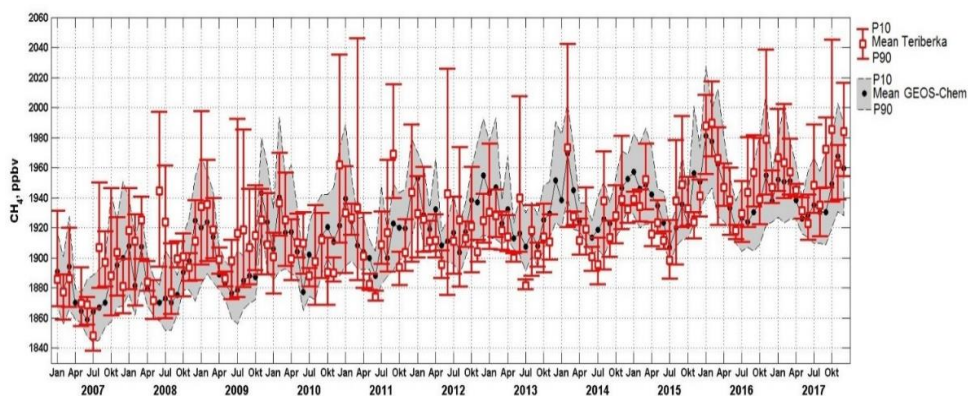


Рисунок 1.4.2 – Сравнение расчетов GEOS-Chem с наблюдениями приземной концентрации метана на станции Териберка

Таблица 1.4.1 – Средние концентрации метана по данным наблюдений и величина вклада региональных эмиссий от антропогенных (а) и биогенных (б) источников и природных пожаров (в) (атмосферного отклика – АО, ppbv) в измеренные концентрации метана по TXM GEOS-chem на фоновых станциях Териберка, Тикси и ZOTTO.

(а) Антропогенные источники						
	Териберка		Тикси		ZOTTO	
	Среднее	АО	Среднее	АО	Среднее	АО
Зима	1934	129	1948	126	1948	165
Весна	1914	114	1927	111	1911	131
Лето	1912	104	1912	99	1917	110
Осень	1922	120	1939	115	1925	139

(б) Биогенные источники						
	Териберка		Тикси		ZOTTO	
	Среднее	АО	Среднее	АО	Среднее	АО
Зима	1934	25	1948	24	1948	29
Весна	1914	24	1927	21	1911	31
Лето	1912	40	1912	39	1917	62
Осень	1922	37	1939	33	1925	47

(в) Природные пожары						
	Териберка		Тикси		ZOTTO	
	Среднее	АО	Среднее	АО	Среднее	АО
Зима	1934	2,1	1948	2,4	1948	2,2
Весна	1914	2,0	1927	2,2	1911	2,4
Лето	1912	2,3	1912	2,7	1917	3,4
Осень	1922	2,5	1939	2,9	1925	2,9

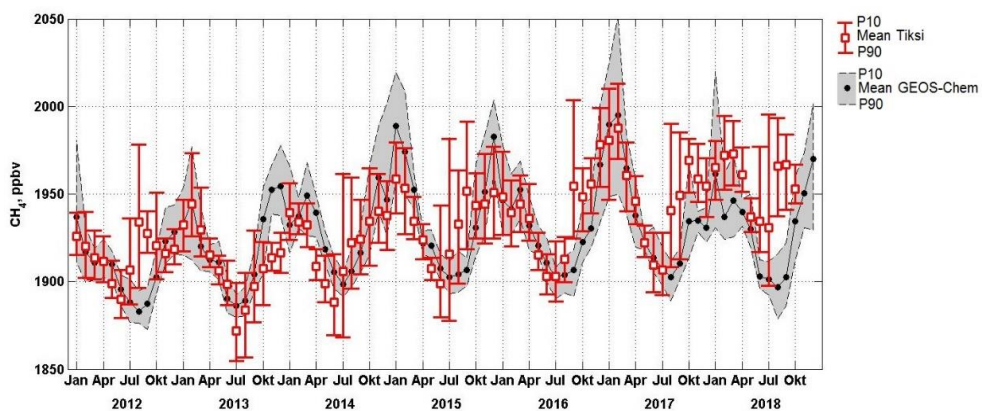


Рисунок 1.4.3 – Сравнение расчетов GEOS-Chem с наблюдениями приземной концентрации метана на станции Тикси

Станция Тикси находится на побережье моря Лаптевых, в 8 км от поселка с одноименным названием, в зоне сплошной многолетней мерзлоты. Регулярные наблюдения за метаном проводятся, начиная с лета 2010 г., совместно Финским Метеорологическим институтом, ГГО и NOAA/ESRL (США) (рис. 1.4.3). Результаты исследований [1] свидетельствуют о превышении концентраций CH_4 в районе станции в период интенсивного таяния вечной мерзлоты (июль, август, сентябрь) на 5–10% от фонового регионального уровня. Согласно таблице 1.4.1, среднемесячная концентрация CH_4 составила 1912 ppbv летом и 1949 ppbv зимой; средняя амплитуда годовых колебаний концентрации CH_4 составила таким образом 37 ppbv. Максимум годового хода приходится на вторую половину августа, характеризующуюся и максимальными дневными температурами приземного слоя воздуха.

Мачта ZOTTO расположена на базе Средне-Енисейского стационара Института леса СО РАН в 500 км к северу от Красноярска в таежной зоне, вдали от крупных населенных пунктов и промышленных объектов. Направления работ включают круглогодичный мониторинг приземных концентраций CO_2 , CH_4 , CO , NO , NO_2 и O_3 , измерения изотопного состава ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}/^{14}\text{C}$ и др.) основных парниковых газов и оценки потоков углерода в ключевых экосистемах района исследований (www.zottoproject.org). Фоновый характер станции позволяет также проводить количественные оценки вклада дальнего переноса в региональный баланс долгоживущих предшественников озона – CO и CH_4 . В холодный период года станция оказывается примерно на климатологической границе полярного фронта, которая в теплый период года проходит значительно севернее. В зависимости от конкретных синоптических условий район станции может находиться под влиянием воздушных масс из северной Атлантики, проходящих

над Европейским континентом и Западной Сибирью, а также арктических воздушных масс, приходящих из районов Арктики и северо-востока Сибири. Круглогодичный мониторинг содержания метана проводится с использованием комплекса измерительного оборудования, начиная с мая 2009 г. Измерительная система включает воздухозаборники, расположенные на шести высотах металлической мачты (4, 52, 92, 156, 227 и 301 м), и газоаналитический комплекс EnviroSense 3000i (Picarro Inc., США), установленный в лаборатории у основания мачты.

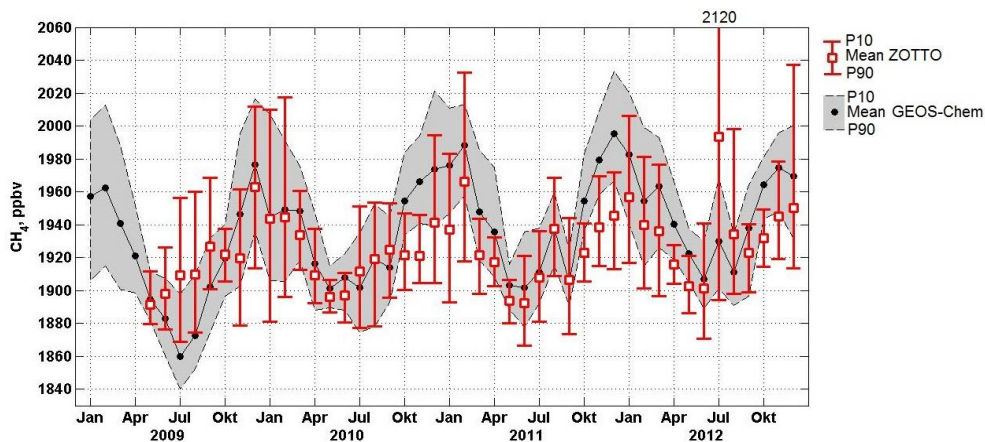


Рисунок 1.4.4 – Сравнение расчетов GEOS-Chem с наблюдениями приземной концентрации метана на станции ZOTTO

В отличие от других долгоживущих газов (CO , CO_2 , O_3), годовой ход метана в ZOTTO имеет два ярко выраженных максимума – в летний (август) и зимний (январь–февраль) периоды (рис. 1.4.4). Увеличение содержания метана в летний период наблюдается с середины июня, когда температура почвы увеличивается, что способствует нарастанию активности метаногенных микроорганизмов, а достигает своего пика в августе, отражая сезонный максимум эмиссий CH_4 из болотных экосистем. В октябре уровень метана в атмосфере вновь начинает увеличиваться до своего зимнего максимума в январе–феврале. Годовой ход концентрации CH_4 в ZOTTO хорошо согласуется с данными станционных наблюдений в Западной Сибири, где также прослеживаются два максимума – в летний и зимний периоды. Среднегодовое содержание метана в ZOTTO оказывается ниже, чем в других районах Западной Сибири [2]. Данная особенность отражает общую тенденцию к снижению концентрации метана в приземном воздухе в восточном направлении от 65° до 130° в.д. в связи с сокращением площадей заболоченных территорий к востоку от Енисея по

сравнению с Западной Сибирью. Среднегодовые значения концентрации метана в Зотино в годы с низкой пожарной активностью в целом близки к аналогичным величинам для Териберки и Тикси [3].

1.4.1.1.2 Транспортно-химическая модель GEOS-chem

Для анализа долговременной изменчивости приземного содержания метана и валидации ТХМ GEOS-chem использовались данные наблюдений на фоновых станциях мониторинга состава атмосферного воздуха Териберка, Белосток, Зотино и Тикси (см. рис. 1.4.1).

Краткое описание модели

Модель GEOS-Chem (Goddard Earth Observing System chemical model, веб-сайт поддержки <http://acmg.seas.harvard.edu/geos/>, используемая версия 13-01) – численная эйлерова глобальная трехмерная транспортно-химическая модель атмосферы, разрабатываемая Гарвардским Университетом при участии научных коллективов из США, Европы и Азии в рамках международного консорциума. Модель свободно распространяется в рамках лицензионного соглашения о некоммерческом использовании результатов научной деятельности. Исходные коды свободно предоставляются научным коллективам и отдельным пользователям, зарегистрированным на веб-сайте поддержки модели. Коды модели, написанные на языке Fortran 90, открыты для пользователей, что позволяет вносить, при необходимости, изменения в отдельные блоки модели с учетом специфики решаемых задач. Так, например, в ходе выполнения данного исследования в стандартный код модели был внесен ряд изменений, позволяющих усваивать результаты расчетов эмиссий метана при горении биомассы, на основе разработанной ранее авторским коллективом эмиссионной модели на основе данных спутникового мониторинга пожарной активности MODIS с высоким пространственным разрешением.

В модели учитываются все основные химически активные газы и аэрозоли, существенные для фотохимии озона (далее – модельные субстанции), атмосферного радиационного баланса и задач региональной климатологии, в т.ч. все основные природные и антропогенные источники данных соединений. Модель позволяет рассчитывать трехмерные поля субстанций методом численного интегрирования конечно-разностных аналогов соответствующих дифференциальных уравнений, описывающих пространственно-временную эволюцию каждой из модельных субстанций с учетом адвекции (переноса в синоптическом поле ветра), диффузии (переноса подсеточными вихрями), сухого и влажного осаждения и химических превращений. Расчет переноса

осуществляется с использованием двух- и трехмерных метеорологических полей, предоставляемых Центром глобальной ассимиляции модельных данных GMAO (Global Modeling Assimilation Office) Национального управления по воздухоплаванию и исследованию космического пространства (NASA) США. Метеополя репроецируются на расчетную сетку модели с учетом заданных параметров конечно-разностной сетки (горизонтального и вертикального размеров ячеек). Расчетные блоки модели основаны на новейших достижениях в области численного решения уравнений адвективно-диффузионного переноса (схема адвекции TPCORE [4, 5]), интегро-дифференциальных уравнений переноса излучения и расчета скорости фотолиза (алгоритм FAST-JX [6]), и жесткой системы обыкновенных дифференциальных уравнений химической кинетики [33]. Детальные расчеты кинетики аэрозольных частиц проводятся на основе микрофизических программных кодов TOMAS (Two-Moment Aerosol Sectional microphysics package, схема на основе двухмоментной параметризации микрофизики [7, 8] и APM (Advanced Particle Microphysics, модель на основе дискретной аппроксимации распределения частиц по размерам [9]). Подробное описание модели в контексте рассматриваемых задач приводится ниже.

Расчетная сетка модели. В модели GEOS-chem расчет полей концентраций осуществляется на глобальной широтно-долготной конечно-разностной сетке с горизонтальными размерами ячеек $5 \times 5^\circ$, $2,5 \times 2,5^\circ$, либо $0,5 \times 0,5^\circ$. Численное интегрирование уравнений адвекции/диффузии/ химической кинетики осуществляется на основной (72 модельных уровня), либо уменьшенной (48 уровней) сетке в сигма-р системе координат, основанной на гидростатическом давлении, в диапазоне высот (в пересчете на стандартный вертикальный профиль атмосферного давления) от 0 до 80,5 км над уровнем моря. Особенностью использованной сетки является переменный шаг по высоте, позволяющий рассчитывать поля концентраций с максимальной степенью подробности вблизи нижней границы (подстилающей поверхности), где и сосредоточено большинство климатически значимых природных и антропогенных источников эмиссий химически активных соединений и вертикальные градиенты примесей наиболее велики. Первый модельный уровень расположен на высоте 58 м над подстилающей поверхностью. Для основной сетки, средний шаг по высоте составляет примерно 130 м в слое 0–700 м (пограничный слой и нижняя свободная тропосфера), 480 м в слое 1700–9400 м (свободная тропосфера), 970 м в слое 9400–16200 м (верхняя тропосфера, нижняя стратосфера), 1960 м на высоте 50 км (стратосфера), и >2000 м в мезосфере. Основное отличие уменьшенной сетки состоит в более грубом вертикальном разрешении на высотах выше 11 км (примерной высоты среднеширотной тропопаузы в субтропической воздушной массе), тогда как в тропосфере

расположение расчетных уровней для обоих типов сеток практически совпадает. Применительно к исследованиям тропосферных процессов это позволяет ограничиться расчетами на уменьшенной сетке без сколько-нибудь заметных отличий в результатах расчетов на уровнях ниже 7–9 км. Численное интегрирование эволюционных уравнений, описывающих перенос трассерных соединений, проводится с шагом по времени 30 мин, что позволяет исследовать эволюцию химической системы с учетом суточных вариаций условий освещенности и вертикального обмена вблизи земной поверхности (конвективный перенос, стагнация воздуха под слоем температурной инверсии, осаждение на подстилающую поверхность).

Проведенные нами предыдущие исследования показали, что глобальные сетки $5 \times 5^\circ$ и $2,5 \times 2,5^\circ$ могут использоваться не только для расчетов дальнего (трансконтинентального) переноса от основных регионов атмосферного загрязнения, но и в региональных задачах. В частности, данные сетки позволяют с достаточной степенью надежности воспроизводить эволюцию полей концентраций, включая озон и его предшественников, первичные и вторичные органические аэрозоли, в отдельных районах Земного шара, в т.ч. районах с повышенной антропогенной нагрузкой, на временах, превышающих нижнюю границу синоптического временного диапазона (>3 ч). При проведении детальных расчетов для конкретного региона в модели реализована технология вложенных сеток, позволяющая выполнять расчеты на сетках с горизонтальным разрешением $0,5 \times 0,666^\circ$ и $0,25 \times 0,3125^\circ$, используя расчеты на сетке $2,5 \times 2,5^\circ$ для постановки граничных условий на боковых границах и задания начальных полей концентраций. Тем самым, имеется возможность проведения достаточно подробных расчетов на длительные сроки с учетом влияния не только региональных (сезонной изменчивости источников эмиссий и особенностей погодно-климатических условий), но и глобальных факторов (всех климатически значимых планетарных источников и стоков химически активных соединений, а также особенностей крупномасштабных сезонных аномалий атмосферной циркуляции и режимов дальнего переноса).

Модельные эмиссии. В GEOS-chem предусмотрено задание следующих трех основных типов эмиссий.

Антропогенные эмиссии. Для задания антропогенных эмиссий монооксида углерода (CO), окислов азота (NO_x), углеродсодержащих аэрозолей (BC и OC – черный и органический углерод) и SO₂ используются данные EDGAR 4.3.1 (Emissions Database for Global Atmospheric Research, <http://edgar.jrc.ec.europa.eu>) с пространственным разрешением $1^\circ \times 1^\circ$. EDGAR включает данные о выбросах для основных типов антропогенных источников: промышленных предприятий, транспорта, объектов энергетики, а также эмиссии, связанные с добычей и

переработкой ископаемого топлива, сельскохозяйственными работами и переработкой отходов. Объемы выбросов в более поздние годы и их сезонные вариации учитываются в модели стандартным образом при помощи поправочных коэффициентов, учитывающих долговременные тренды эмиссий (эмиссионных соотношений, основанных на объемах выбросов CO и NO_x). Величины коэффициентов могут выбираться в т.ч. исходя из экономических данных, что позволяет выполнять корректировку суммарных объемов эмиссий для регионов, по которым есть достаточно надежная инвентаризация источников загрязнений. Основная структура баз данных антропогенных эмиссий описана в [10], в том числе суточные профили и алгоритмы обновления отдельных лет.

При задании антропогенных эмиссий неметановых летучих органических соединений (НМЛОС) по умолчанию используются ежемесячные глобальные значения из базы данных RETRO (REanalysis of the TROpospheric chemical composition), основанной на реанализе данных по химическому составу тропосферы за последние 40 лет. Данные EDGAR-2014 по антропогенным эмиссиям окислов азота и монооксида углерода используются также для задания ряда сопутствующих НМЛОС, включая ацетилен, этилен и ароматические углеводороды. Нормировка полей эмиссий этих соединений проводится с использованием поправочных коэффициентов (эмиссионных соотношений, основанных на объемах выбросов CO и NO_x). Величины коэффициентов могут выбираться в т.ч. исходя из экономических данных, что позволяет выполнять корректировку суммарных объемов эмиссий для регионов, по которым есть достаточно надежная инвентаризация источников загрязнений. Данные по эмиссиям NO_x за отдельные годы также могут быть обновлены с использованием спутниковых данных OMI (Ozone Monitoring Instrument, прибор для измерения озона, установлен на спутнике EOS-Aura). Глобальные эмиссии биотоплива описаны в [11]. Глобальные антропогенные выбросы углеродсодержащих аэрозолей (BC/OC — Black Carbon / Organic Carbon, черный углерод / органический углерод) описаны в [12].

Биогенные эмиссии. Для расчетов природных эмиссий газов и аэрозолей используется глобальная модель MEGAN 2.1 (Model of Emissions of Gases and Aerosols from Nature, <http://bai.acd.ucar.edu/MEGAN/>, см. подробнее [13]). Модель представляет интерактивную систему для расчетов потоков всех основных биогенных ЛОС и аэрозолей (более 150 соединений) из наземных экосистем в атмосферу с учетом почвенно-растительного покрова и метеорологических параметров. В текущей версии GEOS-Chem, модель MEGAN2.1 используется для расчетов полей эмиссий изопрена, метилбутенола и ряда монотерпенов (горизонтальное разрешение 0,1°×0,1°, шаг по времени – 3 часа). Ввиду относительно короткого атмосферного времени жизни последних, реакции их окисления можно рассматривать как эффективный источник поступления

в атмосферу монооксида углерода, имеющий пространственную привязку к первичным биогенным эмиссиям.

Расчеты приземных полей метана проводились в режиме «TaggedCH₄», параметры модели те же, но для задания биогенных эмиссий использовались данные WetCHARTs 1.0.

Эмиссии от горения биомассы. Для учета эмиссий от природных пожаров используются стандартные данные GFED4 (Global Fire Emission Data, см. веб-сайт поддержки <http://www.globalfiredata.org>). В GFED расчет эмиссий осуществляется на основе спутниковых данных MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer, <http://modis.gsfc.nasa.gov/>) о выгоревших площадях и очагах открытого горения, карте растительности и данных биогеохимической модели CASA (Carnegie-Ames-Stanford-Approach, <https://unfccc.int/5323>). Эмиссии по отдельным категориям (сельскохозяйственные земли, вырубки, внетропические леса, торфяные болота, саванна, тропические леса) представлены на глобальной сетке 0,25°×0,25° с разрешением 1 месяц для 25 соединений, включая CO, NO_x, CO₂, CH₄, SO₂, NH₃, ЛОС и сажевый аэрозоль.

Химический блок модели. Тропосферная химическая система в общем случае включает многие сотни фото- и гетерохимических реакций, в которых участвуют тысячи органических и неорганических соединений, отличающихся по реакционной способности, химическому времени жизни, давлению насыщения (газы), летучести (тяжелые органические молекулы), способности к фотодиссоциации и взаимодействию с органическими и неорганическими радикалами, составу, гигроскопичности (аэрозоли), специфике источников и стоков и другим свойствам. В зависимости от конкретных целей исследований и с целью уменьшения времени счета, в GEOS-chem предусмотрено несколько вариантов моделирования атмосферной химии: (1) стандартный (газовая и аэрозольная фазы), (2) только аэрозоли, (3) углекислый газ, (4) метан, (5) ртуть, (6) меченый монооксид углерода, (7) меченый озон, (8) радон – свинец – бериллий. Вариант 2 используется при детальном расчете кинетики аэрозолей, при этом достигается существенная экономия вычислительных ресурсов за счет сильно упрощенного представления газовой фазы химии. Варианты (3)–(5) используются для расчетов глобальных полей соответствующих соединений без рассмотрения атмосферной химической системы в целом. В вариантах (6) и (7) расчеты полей монооксида углерода и озона выполняются с привязкой к специфическим источникам эмиссий, что позволяет идентифицировать основные региональные источники этих соединений и их вклад в итоговые поля концентраций. Вариант (8) используется в основном в целях верификации адвективно-диффузионного блока модели, прежде всего, проверки корректности блока расчета вертикального переноса: стратосферно-тропосферного обмена,

перемешивания в конвективном пограничном слое, а также турбулентной диффузии вблизи подстилающей поверхности.

Для проведения расчетов по стандартному варианту химической модели (NO_x-O_x-hydrocarbon-aerosol – химия семейств нечетного азота и озона, углеводородов и аэрозоля) в модели предусмотрен выбор одного из четырех химических механизмов, различающихся по полноте учета газо- и гетерофазных процессов для отдельных семейств и типов химически активных газов и аэрозолей. Были выполнены расчеты на основе стандартного химического механизма SOA (Secondary Organic Aerosols – вторичные органические аэрозоли), учитывающего в т.ч. следующие существенные для тропосферной химии процессы:

- Образование SOA в ходе окисления первичных летучих органических соединений (ПЛОС), выбрасываемых природными и антропогенными источниками атмосферного загрязнения;

- Межфазовые переходы в системе газ – аэрозоль с участием низколетучих первичных органических соединений (далее – НПОС);

- Газофазные реакции с участием бромистых соединений; данный фактор играет заметную роль в глобальном балансе тропосферного озона и гидроксила (уменьшая содержание O₃ и OH на 6,5% и 4,0% от наблюдаемых величин, соответственно, согласно модельным оценкам). Региональный эффект от эмиссий брома проявляется в т.ч. наблюдаемом сезонном уменьшении озона в нижней тропосфере высоких широт в связи с сезонным (весенним) увеличением эмиссий соединений брома при таянии арктических льдов [14];

- Газофазные реакции с участием метил-пероксинитратов, играющих роль промежуточного резервуара для нечетного азота при низких температурах (верхняя тропосфера, арктические регионы).

Механизм SOA включает в общей сложности 100 трассерных (долгоживущих) соединений (см. табл. 1.4.2), для которых существенную роль, наряду с химическими процессами, играет атмосферный перенос.

Таблица 1.4.2 – Список соединений в химическом механизме SOA, использованном при проведении модельных расчетов

SOA, №	Обозначение в модели	Название	г/моль	Мол. С/ мол. трассера
1	2	3	4	5
1	NO	Оксид азота	46	–
2	O3	Озон	48	–
3	PAN	Пироксиацетилнитрат	121	–
4	CO	Монооксид углерода	28	–
5	ALK4	Алканы (>= C4)	12	4
6	ISOP	Изопрен	12	5

1	2	3	4	5
7	HNO3	Азотная кислота	63	–
8	H2O2	Пероксид водорода	34	–
9	АСЕТ	Ацетон	12	3
10	МЕК	Метил этил кетон	12	4
11	ALD2	Ацетальдегид	12	2
12	RCHO	Альдегиды ($\geq C3$)	58	–
13	MVK	Метил винил кетон	70	–
14	MACR	Метакролеин	70	–
15	PMN	Пероксиметакролеин нитрат	147	–
16	PPN	Перокси пропинил-нитрат	135	–
17	R4N2	Алкил-нитрат	119	–
18	PRPE	Алкены ($\geq C3$)	12	3
19	C3H8	Пропан	12	3
20	CH2O	Формальдегид	30	–
21	C2H6	Этан	12	2
22	N2O5	Азотный ангидрид	105	–
23	HNO4	Пероксоазотная кислота	79	–
24	MP	Метилгидропероксид	48	–
25	DMS	Диметилсульфид	62	–
26	SO2	Диоксид серы	64	–
27	SO4	Сульфат	96	–
28	SO4s	Сульфат на поверхности частиц морского аэрозоля	96	–
29	MSA	Сульфоновая кислота	96	–
30	NH3	Аммиак	17	–
31	NH4	Аммоний	18	–
32	NIГ	Неорганические нитраты	62	–
33	NIГs	Неорганические нитраты на поверхности частиц морского аэрозоля	62	–
34	BCPI	Гидрофильный черный углерод	12	1
35	OCPI	Гидрофильный органический аэрозоль	12	1
36	BCPO	Гидрофобный черный углерод	12	1
37	OCPO	Гидрофобный органический аэрозоль	12	1
38	DST1	Пылевой аэрозоль, $Reff = 0,7$ мкм	29	–
39	DST2	Пылевой аэрозоль, $Reff = 1,4$ мкм	29	–
40	DST3	Пылевой аэрозоль, $Reff = 2,4$ мкм	29	–
41	DST4	Пылевой аэрозоль, $Reff = 4,5$ мкм	29	–
42	SALA	Аккумуляционная мода морского аэрозоля ($Reff = 0,01 - 0,5$ мкм)	31,4	–
43	SALC	Грубодисперсная мода морского аэрозоля ($Reff = 0,5 - 8$ мкм)	31,4	–
44	Br2	Молекулярный бром	160	–
45	Br	Атомарный бром	80	–
46	BrO	Монооксид брома	96	–
47	HOBr	Бромноватистая кислота	97	–
48	HBr	Бромоводород	81	–
49	BrNO2	Нитрил бромид	126	–
50	BrNO3	Мононитрат брома	142	–
51	CHBr3	Бромформ	253	–
52	CH2Br2	Дибромметан	174	–
53	CH3Br	Метил бромид	95	–
54	MPN	Метил пероксинитрат	93	–
55	ISOPN	Изопрен гидроксинитрат	147	–
56	MOBA	5С скиадоновая кислота	114	–
57	PROPNN	Пропанон нитрат	119	–
58	HAC	Гидрокси ацетон	74	–
59	GLYC	Гликольальдегид	60	–
60	MMN	Нитрат из MACR + MVK	149	–

1	2	3	4	5
61	RIP	Пероксид из RIO2	118	–
62	IEPOX	Эпоксид изопрена	118	–
63	MAP	Пероксид ацетила	76	–
64	NO2	Диоксид азота	46	–
65	NO3	Нитрат-радикал	62	–
66	HNO2	Азотистая кислота	47	–
35	POA1	Аэрозольная фаза первичных SVOC (заменяет OCPI)	12	1
37	POG1	Газовая фаза первичных SVOC (заменяет OCPO)	12	1
67	MTPA	а-пинен, б-пинен, сабинен, сарен	136,23	–
68	LIMO	Лимонен	136,23	–
69	MTPO	Терпинен, терпинолен, мирцен, оцимен, другие монотерпены	136,23	–
70	TSOG1	Газовая фаза полуплетучих продуктов окисления монотерпена и сесквитерпена	150	–
71	TSOG2	Газовая фаза полуплетучих продуктов окисления монотерпена и сесквитерпена	150	–
72	TSOG3	Газовая фаза полуплетучих продуктов окисления монотерпена и сесквитерпена	150	–
73	TSOG0	Газовая фаза полуплетучих продуктов окисления монотерпена и сесквитерпена	150	–
74	TSOA1	Аэрозольная фаза полуплетучих продуктов окисления монотерпена и сесквитерпена	150	–
75	TSOA2	Аэрозольная фаза полуплетучих продуктов окисления монотерпена и сесквитерпена	150	–
76	TSOA3	Аэрозольная фаза полуплетучих продуктов окисления монотерпена и сесквитерпена	150	–
77	TSOA0	Аэрозольная фаза полуплетучих продуктов окисления монотерпена и сесквитерпена	150	–
78	ISOG1	Газовая фаза полуплетучих продуктов окисления изопрена	150	–
79	ISOG2	Газовая фаза полуплетучих продуктов окисления изопрена	150	–
80	ISOG3	Газовая фаза полуплетучих продуктов окисления изопрена	150	–
81	ISOA1	Аэрозольная фаза полуплетучих продуктов окисления изопрена	150	–
82	ISOA2	Аэрозольная фаза полуплетучих продуктов окисления изопрена	150	–
83	ISOA3	Аэрозольная фаза полуплетучих продуктов окисления изопрена	150	–
84	BENZ	Бензен	12	6
85	TOLU	Толуен	12	7
86	XYLE	Ксилен	12	8
87	ASOG1	Газовая фаза полуплетучих продуктов окисления легких ароматических ЛОС и IVOC	150	–
88	ASOG2	Газовая фаза полуплетучих продуктов окисления легких ароматических ЛОС и IVOC	150	–
89	ASOG3	Газовая фаза полуплетучих продуктов окисления легких ароматических ЛОС и IVOC	150	–
90	ASOAN	Нелетучие аэрозоли – продукты окисления легких ароматических ЛОС и IVOC	150	–
91	ASOA1	Полуплетучие аэрозоли – продукты окисления легких ароматических ЛОС и IVOC	150	–
92	ASOA2	Полуплетучие аэрозоли – продукты окисления легких ароматических ЛОС и IVOC	150	–
93	ASOA3	Полуплетучие аэрозоли – продукты окисления легких ароматических ЛОС и IVOC	150	–
94	NAP	Нафтаден/IVOC (суррогатное соединение)	12	10

1	2	3	4	5
95	POG2	Газофазные первичные SVOCs	12	1
96	POA2	Аэрозольная фаза первичных SVOC	12	1
97	OPOG1	Газофазные продукты окисления SVOC	12	1
98	OPOG2	Газофазные продукты окисления SVOC	12	1
99	OPOA1	Аэрозольные продукты окисления SVOC	12	1
100	OPOA2	Аэрозольные продукты окисления SVOC	12	1

Аэрозольный блок модели. Аэрозольный блок модели в стандартном режиме расчетов с использованием химической модели $\text{NO}_x\text{-O}_x\text{-hydrocarbon-aerosol}$ (т.н. режим «полной химии») включает расчеты кинетики частиц первичного органического аэрозоля (POA, primary organic aerosol), поля природных и антропогенных эмиссий которого задаются как часть граничных условий для химического блока, а также вторичного аэрозоля (SOA), в т.ч. низколетучих частиц, участвующих в гетерофазных реакциях с участием различных фотооксидантов (радикалы семейств нечетного кислорода и азота). Для каждого конкретного момента времени и точки пространства соотношение между массовой концентрацией аэрозольных частиц и ЛОС определяется на основе гипотезы локального равновесия между газовой и сконденсированной фазами в зависимости от конкретных значений температуры, влажности, освещенности, содержания радикалов и др. параметров химической системы.

Схема микрофизики TOMAS на основе двухмоментной параметризации микрофизики (разработана в исследовательском центре при университете Карнеги–Меллон, США) основана на численном интегрировании по времени эволюции первого и второго моментов (счетной концентрации и массы, соответственно) спектра аэрозольных частиц размерами $<0.01\text{--}100$ мкм в отдельных диапазонах размеров.

Эволюционные уравнения учитывают процессы нуклеации, конденсации на первичных ядрах и коагуляции частиц. Константы гетерофазных реакций с образованием SOA основаны на лабораторных измерениях аэрозольного выхода [15]. Важным природным источником SOA являются реакции окисления биогенных ЛОС – изопрена [16] и монотерпена [17]. Аэрозольный выход изопрена учитывается в модели на основе данных камеральных экспериментов [18], в которых выполнены измерения скорости реакции изопрена с гидроксил радикалом (OH) при низких концентрациях нечетного азота ($\text{NO}_x = \text{NO} + \text{NO}_2$), отвечающих условиям малозагрязненной приземной атмосферы. Расчеты образования SOA из монотерпенов и других реактивных ЛОС (ORVOC) проводятся на основе эмпирических данных [17]. С целью ускорения счета общее число долгоживущих (трассерных) соединений, относящихся к продуктам окисления органических ЛОС, уменьшено в модели с 33 (установленных по данным лабораторных измерений) до 9 модельных групп, сходных по реактивности относительно гидроксил-радикала OH (табл. 1.4.3).

Таблица 1.4.3 – Модельные группы долгоживущих (трассерных) соединений, относящихся к продуктам окисления органических ЛОС (углеводородов)

Класс ЛОС	Первичные углеводороды	Оксиданты	Концентрации NO _x	Модельные трассеры
1	пинин, терпеноиды, кетоны	ОН, O ₃ , NO ₃	низкие	SOA1 SOG1
2	лимонин	ОН, O ₃ , NO ₃	низкие	SOA1 SOG1
3	терпинен, терпинолен	ОН, O ₃ , NO ₃	низкие	SOA1 SOG1
4	мирцен, терпеноидные алкалоиды, оцимен	ОН, O ₃ , NO ₃	низкие	SOA2 SOG2
5	сесквитерпены	ОН, O ₃ , NO ₃	низкие	SOA3 SOG3
6	изопрен	ОН	низкие	SOA4 SOG4
7	бензен	ОН, далее HO ₂ или NO	высокие или низкие	SOA5 SOG5
8	толуен	ОН, далее HO ₂ или NO	высокие или низкие	SOA5 SOG5
9	ксилен	ОН, далее HO ₂ или NO	высокие или низкие	SOA5 SOG5

Следуя [17], монотерпены и ORVOCs разделены по пяти классам углеводородных соединений на основе измерений величины аэрозольного выхода, приведенных в [19]. Классы I, II и IV трактуются как трассерные соединения, участвующие в атмосферном переносе, а классы III и V, в силу их высокой реакционной способности – как короткоживущие (не участвующие в переносе) соединения, концентрации которых рассчитываются диагностически на каждом временном шаге. Для каждого из классов I–IV рассматривается три вида соединений, являющихся продуктами окисления рассматриваемых ЛОС – два в результате реакций ЛОС с озоном (O₃) и гидроксидом (ОН) и одно соединение, образующееся по схеме окисления с участием нитрата азота (NO₃). Для класса V (сесквитерпены) рассматривается один продукт окисления с участием O₃ и ОН и один – с участием NO₃. Все продукты окисления (всего 28 в пяти перечисленных выше группах) относятся к категории полувolatile и разделяются на газовую и аэрозольную фазы. Список химических реакций в GEOS-chem и общее число соединений, участвующих в реакциях с образованием SOA, даются в [17]. Продукты окисления углеводородов из классов I, II и III, относящиеся к газовой фазе, рассматриваются далее в блоке адвективного переноса как одно трассерное соединение, поскольку имеют сходную молекулярную массу и константу растворимости. На следующем шаге по времени после расчета адвекции массовые отношения для индивидуальных продуктов окисления, взятые с предыдущего шага, используются вместе с

величиной суммарной массы трассера на новом шаге для пересчета концентраций газофазных продуктов окисления углеводородов и использования их далее в качестве начальных условий для численного интегрирования в химическом блоке. Сходным образом, аэрозольная фаза продуктов окисления углеводородов из классов I, II и III, газовая и аэрозольная фазы продуктов окисления ЛОС из групп IV и V, а также изопрен, трактуются в модели как отдельные трассерные соединения.

В использованной версии GEOS-chem описанный выше аэрозольный блок был дополнен реакциями образования SOA их реакций окисления изопрена с участием NO₃, зависимостью аэрозольного выхода реакций окисления монотерпенов и сесквитерпенов от концентрации NO_x.

При моделировании полуплетучего первичного органического аэрозоля (SPOA) учитывается также процесс образования аэрозоля из ЛОС с промежуточной (относительно всех рассматриваемых органических соединений) летучестью (IVOC) (аэрозольный выход данных ЛОС близок к данной величине для нафталина). Эмиссии POA и сходных с нафталином IVOC задаются в модели согласно выполненной ранее инвентаризации, при этом предусмотрена их дальнейшая коррекция, исходя из существующих значительных неопределенностей в их оценках [20]. Кроме того, предусмотрена возможность замены более ранней (стандартной) схемы эволюции POA (модельные соединения OCPI и OCPO из таблицы 1.4.2) в газовую фазу с образованием низколетучих продуктов на новую схему с образованием полуплетучих POA (модельные соединения POA1 и POG1 из таблицы 1.4.2). Биогенные эмиссии изопренов, монотерпенов и сесквитерпенов рассчитываются из эмиссионной MEGAN 2.0 с учетом данных о типах растительности, состоянии почвы и метеорологических условий.

1.4.1.2 Количественные оценки современной концентрации метана в атмосфере и многолетних трендов по данным наблюдений

В рамках исследования использовалась основная расчетная сетка модели 4°×5°, вывод на трех нижних сигма-уровнях, соответствующих высотам ~58, 189 и 320 м над землей. При этом для сравнения с измерениями ZOTTO использовался вывод на третьем уровне. Расчеты химической эволюции проводились в стандартном режиме «NO_x-O_x-hydrocarbon-aerosol» (т.н. режим «полной химии» для тропосферы, 236 реакций, шаг по времени 60 мин.) учитывающем в общей сложности 53 «трассерных» соединения, для которых решаются уравнения переноса на сфере (шаг по времени 30 мин.). Выбор достаточно грубой сетки продиктован в первую очередь требованиями

экономичности счета. Проведенные нами численные эксперименты показали, однако, что переход на более подробную сетку $2,0^\circ \times 2,5^\circ$ не приводит к сколько-нибудь заметным отличиям в расчетных полях при значительном увеличении времени расчетов. Эта особенность численного решения отчасти может быть объяснена относительно низким пространственным разрешением исходных полей эмиссий и, как следствие, сильному сглаживанию сигнала от наиболее близких к станции региональных источников. Другой возможной причиной «неулучшаемости» модельного прогноза в рассматриваемых нами сценариях являются, однако, эффекты численной дисперсии, присущие моделям данного класса и обусловленные недостаточным пространственным разрешением полей ветра на обеих указанных выше конечно-разностных сетках. Действительно, в рассматриваемых нами модельных сценариях поля эмиссий, за исключением биогенных ЛОС, характеризуются значительной пространственной и временной (в случае горения биомассы) изменчивостью, что обуславливает наличие высоких градиентов концентраций в эмиссионных шлейфах, невозпроизводимых на модельных сетках.

Достаточно грубое вертикальное разрешение модели накладывает ограничения на воспроизводимость наблюдаемых приземных концентраций в условиях быстрых изменений высоты пограничного слоя, обусловленных суточным ходом радиации. Общая рекомендация состоит в использовании дневных значений концентраций (11:00–17:00), как характеризующих средний состав воздуха в условиях развитого конвективного слоя перемешивания в дневное время. Проведенные исследования показали, что расчеты на стандартной модельной сетке $4 \times 5^\circ$ в целом позволяют реалистично воспроизводить данные стационарных наблюдений метана на уровне среднемесячных статистик для дневных концентраций.

В качестве критериев согласования между рассчитанными по TXM GEOSchem и измеренными концентрациями метана использовались следующие стандартные статистики: среднее смещение $\delta = \langle O - C \rangle$, среднеквадратическая ошибка $RMSE = [\langle (O - C)^2 \rangle]^{1/2}$ и коэффициент корреляции $COR = \langle (O - \langle O \rangle)(C - \langle C \rangle) \rangle / (\sigma_o \cdot \sigma_c)$, где O и C – измеренные и рассчитанные среднемесячные концентрации, σ_o , σ_c – соответствующие стандартные отклонения, а величина $\langle (\cdot) \rangle$ есть среднее по ансамблю. Соответствующие границы 95% доверительного интервала для величин δ , $RMSE$ и COR рассчитывались методом бутстрепа [34].

Результаты сравнения измеренных и модельных концентраций метана представлены на рис. 1.4.2–1.4.4.

Для станции Териберка (см. рис. 1.4.2) получено $COR = 0,75$ ($0,65 \div 0,82$), $RMSE = 19,1$ ($16,9 \div 22,7$) ppbv и $\delta = 2,2$ ($-1,0 \div 5,6$) ppbv. Необходимо отметить, что значения $P10$ и $P90$ для станции рассчитаны на основе данных флаговых (flask) измерений, которые проводились 2–10 раз в месяц. Для станции Тикси (см. рис.

1.4.3) получено $COR = 0,61$ ($0,44 \div 0,74$), $RMSE = 22,1$ ($18,8 \div 26,3$) ppbv и $\delta = 5,1$ ($0,5 \div 10,0$) ppbv. Для станции ZOTTO (см. рис. 1.4.4) получено $COR = 0,70$ ($0,39 \div 0,84$), $RMSE = 23,9$ ($18,8 \div 32,1$) ppbv и $\delta = -9,6$ ($-16,1 \div -1,8$) ppbv.

В целом, основываясь на среднемесячных величинах, результаты расчетов для всех трех станций неплохо согласуются с данными наблюдений, учитывая ограниченное пространственное разрешение модели. Наилучшее согласование наблюдается для станции Териберка, наихудшее – для станции Тикси. Основываясь на приведенных выше величинах смещения, можно сделать вывод о небольшом статистически значимом занижении моделью концентраций метана на арктических станциях Териберка и Тикси ($\delta = 2,2$ и $5,1$ ppbv, соответственно) и завышении метана в ZOTTO ($\delta = -9,6$ ppbv).

Средние концентрации метана по данным наблюдений и величина вклада региональных антропогенных источников (антропогенного отклика – АО) в измеренные концентрации метана по TXM GEOS-chem на фоновых станциях Териберка, Тикси и ZOTTO (ppbv) приведены в табл. 1.4.1. Наибольшая среднегодовая величина и амплитуда годового хода метана имеют место в Тикси, что связано главным образом с наличием слоя многолетней мерзлоты [1].

Наблюдаемые систематические расхождения могут быть связаны с невозможностью корректного воспроизведения высокочастотных (синоптических) вариаций поля CH_4 , дающих ощутимый вклад в общую изменчивость CH_4 . Другой причиной может являться недостаточная точность используемых данных об эмиссиях, особенно на территории России. Учитывая важную роль природных пожаров в умеренных и высоких широтах Северной Евразии, как источника поступления в атмосферу большого количества химически активных газов, в т.ч. и метана, большую роль в наблюдаемых расхождениях между модельными расчетами и наблюдениями могут играть неопределенности в расчетах эмиссий продуктов горения. Кроме того, возможен значительный вклад синоптической компоненты общей вариации метана в суммарный измеряемый сигнал. Можно, однако, заметить, что результаты расчетов хорошо согласуются с измерениями аномально высоких концентраций метана летом 2012 года в ZOTTO (среднее дневное значение в июле составило 2120 ppbv), обусловленные интенсивными природными пожарами в районе станции. Хорошее согласование между данными измерений и моделью свидетельствует о корректном разрешении региональных эффектов от пожаров, а также величин эмиссий метана при лесных пожарах в бореальной зоне. Можно сделать вывод, что именно погрешности при задании полей эмиссий антропогенного и/или биогенного метана являются главным источником расхождения между предсказанными моделью и измеренными концентрациями.

Сравнение многолетних трендов измеренных и расчетных концентраций метана на указанных выше станциях для зимних (декабрь–февраль) и летних

(июнь–август) месяцев приводится на рис. 1.4.5а-в и рис. 1.4.5г-е, соответственно.

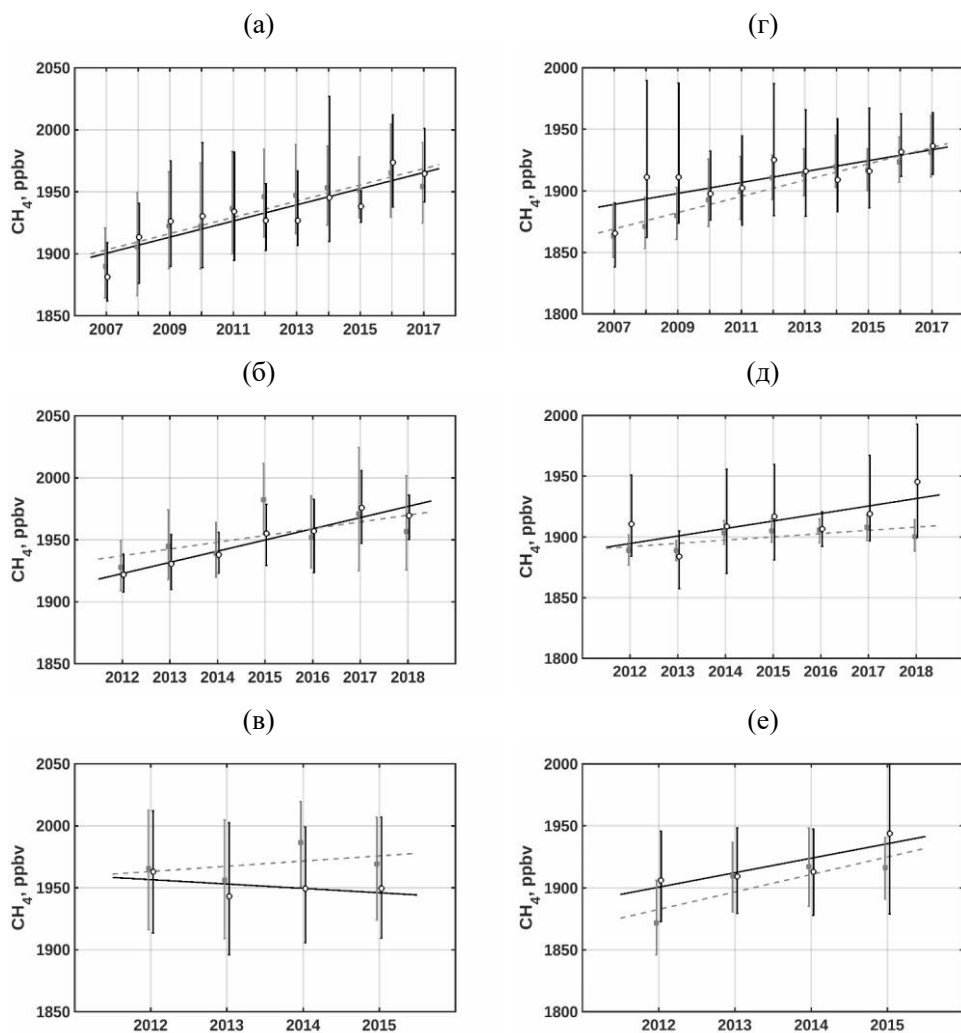


Рисунок 1.4.5 – Сравнение многолетних трендов измеренных и расчетных концентраций метана в Териберке (а, г), Тикси (б, д) и Зотино (в, е) в зимние (а–в) и летние (г–е) месяцы за весь период наблюдений

Количественные оценки различий в наблюдаемой многолетней изменчивости содержания метана на приведенных станциях выполнены на основе модели линейной регрессии $Y=A \cdot X+B$, где Y – концентрация метана (модельная, либо измеренная) [ppbv], X – время в годах (первому году в ряде

присваивается значение 1), A – линейный тренд [ppbv/год], B – свободный член регрессии [ppbv]. При сравнении величин регрессионных коэффициентов, рассчитанных по наблюдениям и модели, далее используются нижние индексы «о» и «с», соответственно. Для приведенных ниже значений в скобках приведены границы 95% доверительного интервала.

Было получено:

	декабрь–февраль		Период
	A_o [ppbv/год]	A_c [ppbv/год]	
Териберка	6,83 (4,16÷9,49)	6,55 (4,69÷8,42)	2007–2017
Тикси	9,03 (6,29÷11,8)	5,45 (-2,26÷13,2)	2012–2018
Зотино	-3,52 (-20,3÷13,2)	4,17 (-23,0÷31,3)	2012–2015

	июнь–август		Период
	A_o [ppbv/год]	A_c [ppbv/год]	
Териберка	4,44 (1,66÷7,22)	6,60 (5,43÷7,78)	2007–2017
Тикси	6,17 (-0,50÷12,8)	2,68 (-0,22÷5,59)	2012–2018
Зотино	11,7 (-8,66÷32,0)	14,1 (-13,2÷41,4)	2012–2015

Таким образом, наблюдаемое увеличение концентрации метана в зимние месяцы, в отсутствие значимых биогенных эмиссий, составило 6,83 ppbv/год в Териберке и 9,03 ppbv/год в Тикси. В летние месяцы, аналогичная величина равна 4,44 ppbv/год в Териберке и 6,17 ppbv/год в Тикси. Ввиду ограниченности данных по Зотино, приведенные оценки позволяют судить о возможных трендах метана в Центральной Сибири лишь на качественном уровне, в связи с межгодовой изменчивостью пожарной активности как главного фактора изменчивости эмиссий метана в летний период в регионе. Видно, что на всех станциях имеет место положительный тренд приземного содержания метана. Наибольшая величина A_o получена для зимних месяцев в Тикси.

Количественные оценки вклада горения биомассы, антропогенных и биогенных эмиссий в атмосферное поле приземной концентрации CH_4 были выполнены методом редукции эмиссий с использованием регионального подхода [21]. Для любой географической точки атмосферный отклик (далее – АО) на суммарные антропогенные эмиссии метана от конкретного региона рассчитывается как разность между концентрациями метана, полученными из базового модельного расчета (C_0), в котором учитываются все планетарные эмиссии, и концентрацией, рассчитанной из модели при выключении эмиссий (E) соответствующего типа в данном регионе (PEI) (рис. 1.4.6) ($C_{E,PEI}$):

$$AO_{E,PEI} \text{ (ppbv)} = C_0 - C_{E,PEI}$$

Таким образом, были рассчитаны среднесезонные поля откликов за 2007–2018 гг. на первом модельном уровне (~ 58 м от поверхности). Расчеты по GEOS-

Chem проводились за период с 1 июля 2006 г. от исходного startup-файла модели с глобальными полями концентраций, игравшими роль начальных условий, по 31 декабря 2018 г., при этом первые 6 месяцев использовались для разгона модели (адаптации полей атмосферных концентраций к редуцированным полям эмиссий) и из дальнейшего анализа исключались.

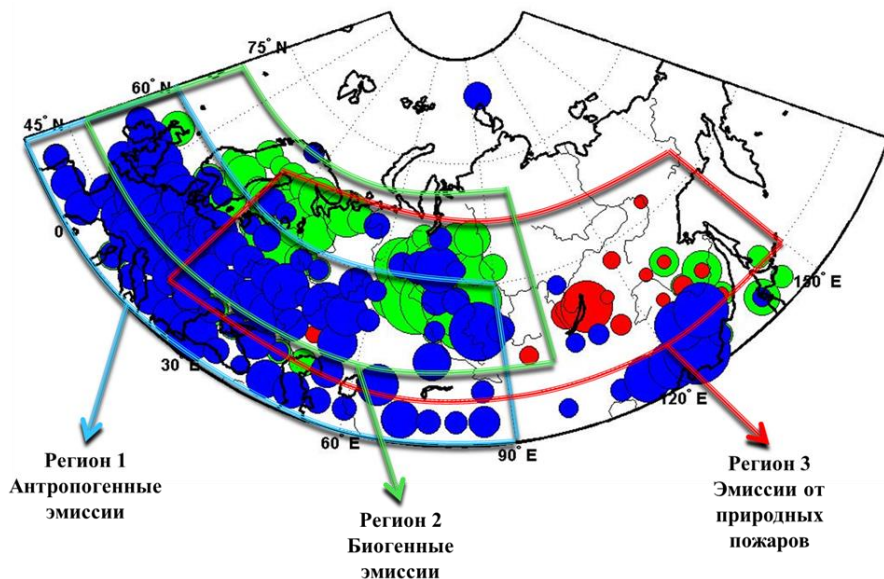


Рисунок 1.4.6 – Географические районы, выбранные для анализа приземного поля метана: Регион 1 (40–60 N, -10–90E) – антропогенные эмиссии, Регион 2 (50–70 N, -10–100 E) – биогенные эмиссии и Регион 3 (45–65 N, 25–150 E) – эмиссии от природных пожаров. Цветом обозначены средние за период 2007–2018 гг. эмиссии соответствующих типов.

Приведенные на рис. 1.4.6 модельные регионы соответствуют географическим районам северной Евразии с преобладающим типом эмиссий метана. Суммарные величины эмиссий соответствующих типов за период 2007–2018 гг. приведены в табл. 1.4.4.

Как следует из таблицы, антропогенные эмиссии метана в регионе оказываются преобладающими, при этом их суммарная величина в 2007–2018 гг. устойчиво, хотя и незначительно (<0,5% в год), уменьшается. С целью упрощения анализа результатов, рассчитанные поля АО для выбранных регионов далее усреднялись за отдельные сезоны 2007–2018 гг. Полученные количественные оценки величины АО для трех рассмотренных станций приведены в табл. 1.4.3а-в и на рис. 1.4.7а-в. В целом, влияние регионального и дальнего переноса от регионов климатически значимых антропогенных эмиссий

CH₄ в Северной Евразии на содержание метана в нижней тропосфере и величину АО проявляется наиболее сильно в зимний период, что обусловлено сразу несколькими факторами, в том числе увеличением фотохимического времени жизни метана в атмосфере за счет уменьшения содержания гидроксила, а также увеличением времени пребывания атмосферных трассеров в нижней тропосфере в связи с уменьшением роли конвективного переноса и более высокой статической устойчивостью тропосферы в целом. По результатам расчетов, величина АО в зимний период может достигать 7–10% от наблюдаемой концентрации метана.

Таблица 1.4.4 – Суммарные эмиссии метана (Гг CH₄/год) в модельных регионах (рис. 1.4.6).

Эмиссии CH ₄ (Гг)	Антропогенные	Биогенные	Пожары
2007	121,19	12,061	0,0030367
2008	120,74	12,061	0,0030367
2009	120,43	12,061	0,0030367
2010	120,32	10,791	0,01033
2011	119,92	17,116	0,015937
2012	119,63	11,516	0,0034267
2013	119,77	17,684	1,5779e-08
2014	119,62	14,945	0,011181
2015	119,97	17,361	0,089835
2016	119,69	17,361	0,089835
2017	119,69	17,361	0,089835
2018	119,69	17,361	0,089835

Наибольшие значения АО (до 165 ppb зимой) на антропогенные эмиссии метана во все сезоны достигается для ZOTTO (рис. 1.4.7a). На протяжении большей части года район станции находится в зоне отчетливо выраженного влияния источников атмосферного загрязнения в Западной Европе, на ЕТР и юге Сибири. Связанный с этими источниками континентальный подветренный шлейф формирует область повышенных концентраций загрязняющих соединений, включая CH₄, распространяющуюся практически на всю Северную Евразию. Расположенные на арктическом побережье станции находятся на дальней периферии этого шлейфа, поэтому антропогенное влияние на них еще меньше. Значения АО для Териберки лишь немного (на 3–5 ppbv) выше, чем для Тикси, находящейся намного восточнее.

Биогенные эмиссии (рис. 1.4.7б) вносят наибольший вклад в приземное содержание метана летом и осенью, однако этот вклад ниже антропогенного и не превышает 3–5% от наблюдаемого приземного содержания метана даже вблизи источников эмиссий. Наибольшие значения АО (до 62 ppb летом) на биогенные эмиссии метана во все сезоны достигается, опять же, для ZOTTO, наименьшие – для Тикси. Район станции ZOTTO находится существенно ближе к источникам

эмиссий, чем арктические Тикси и Териберка, поэтому атмосферный отклик достигает практически максимальных значений (см. рис. 1.4.8). Наибольшие величины АО на всех станциях наблюдаются летом – до 62 ppb (ZOTTO). Необходимо также отметить, что, хотя региональные биогенные эмиссии составляют менее 15% от антропогенных, чувствительность приземного поля метана к ним существенно выше, что в первую очередь связано с непосредственной близостью основных региональных антропогенных источников к пунктам наблюдений. Средние величины АО на биогенные эмиссии достигают в разные сезоны 20÷60% от АО на антропогенные эмиссии.

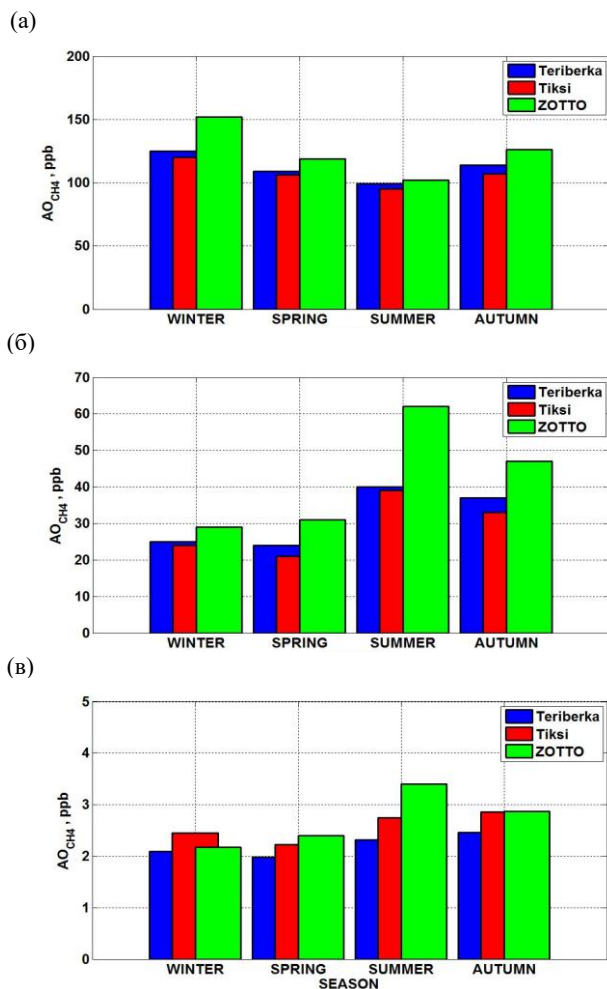


Рисунок 1.4.7 – Сводная диаграмма величин AO_{CH_4} на эмиссии метана от антропогенных (а) и биогенных (б) источников и горения биомассы (в) для станций Териберка, Тикси и ZOTTO. Приведены средние значения для всех сезонов 2007–2018 гг.

Средние за 2007–2018 гг. величины АО на эмиссии от природных пожаров (рис. 1.4.7в) для всех станций не превышает 2–4% величины атмосферного отклика на антропогенные эмиссии ввиду сравнительно низких эмиссионных соотношений $\text{CH}_4/(\text{CO}+\text{CO}_2)$ для региональных растительных биомов [22].

1.4.1.3 Оценки возможной динамики концентрации метана в тропосфере для сценария с увеличением выбросов водорода

На основе опубликованных ранее данных наблюдений приземного содержания молекулярного водорода (H_2) в атмосфере, проведенных выше количественных оценок вклада природных и антропогенных эмиссий в приземное содержание метана в пограничном слое атмосферы над Северной Евразией, а также данных об эмиссиях химически активных и парниковых газов, проведены оценки атмосферного отклика в приземной концентрации гидроксила (ОН) для сценария с увеличением выбросов молекулярного водорода (H_2). Проанализировано влияние изменения концентрации гидроксила на атмосферное содержание метана.

1.4.1.3.1 Содержание H_2 в тропосфере

Молекулярный водород является одним из основных трассерных соединений в нижней атмосфере (тропосфере). Среднее глобальное отношение смеси для H_2 составляет 510 ppbv, при небольшом различии между северным (500 ppbv) и южным (520 ppbv) полушариями [23]. Учитывая высокую фоновую концентрацию в воздухе, молекулярный водород является вторым по значимости атмосферным трассерным соединением после метана (CH_4), участвующим наряду с метаном в фотоокислительных реакциях [24]. Повышенное содержание H_2 в южном полушарии относительно среднего планетарного значения входит в кажущееся противоречие с глобальным распределением антропогенных источников атмосферного загрязнения, учитывая значительный вклад последних на фоне других источников тропосферного водорода. Указанная особенность объясняется определяющей ролью процесса поглощения H_2 в почве в результате жизнедеятельности микроорганизмов, на долю которого приходится около 80% суммарного стока молекулярного водорода. Как следствие, убыль H_2 в северном полушарии происходит более интенсивно ввиду асимметрии в распределении суши между обоими полушариями. Годовой сток H_2 оценивается на уровне 79 Тг, или $39 \cdot 10^{12}$ мол. [24], что сопоставимо с годовым оборотом метана и уступает лишь годовому обороту монооксида углерода (СО), относящемуся к числу важнейших антропогенных загрязнителей воздуха.

Традиционно, интерес к химии H_2 был связан с исследованиями мезосферы и верхней атмосферы, ввиду важнейшей роли химии водородсодержащих соединений на этих высотах. На протяжении последних двух десятилетий, проблема тропосферного баланса H_2 вызывает все больший интерес ввиду перспектив широкого использования водородного топлива и сопутствующих утечек водорода в атмосферу [25, 26]. Кроме того, атмосферные балансы H_2 , CO , формальдегида (CH_2O) и других химически активных газов тесно связаны между собой, что позволяет использовать H_2 в исследованиях тропосферной фотохимической системы в целом [24]. Средние глобальные оценки для источников и стоков H_2 в тропосфере по данным различных авторов приведены в табл. 1.4.5.

По данным многолетних наблюдений, концентрация H_2 в северном полушарии на протяжении последнего десятилетия остается примерно постоянной, при небольших положительных и отрицательных трендах на масштабах порядка нескольких лет, отражающих, по всей вероятности, кратковременные вариации основных региональных источников H_2 в приземном слое.

В [23, 27] сообщается о небольшом отрицательном тренде на уровне $-2,7 \pm 0,2$ ppbv/год в период с 1991 по 1996 гг., в то время как положительный тренд на уровне $+1,2 \pm 0,8$ ppbv примерно в те же годы (1994–1998) был отмечен на станции Массе-Head (Ирландия) [23]. В близкий по времени период с 1995 по 2004 гг. концентрация H_2 на Массе-Head оставалась на уровне 500 ppbv при общем межгодовом разбросе в диапазоне 494–508 ppbv [24].

Таблица 1.4.5 – Источники и стоки H_2 в тропосфере (Тг/год) по данным разных авторов

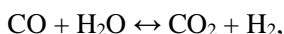
	Seiler& Conrad	Warneck	Novelli et al	Sanderson et al	Ehhalt& Rohrer
Источники					
Антропогенные	20	17	15	20	11±4
Горение биомассы	20	19	16	20	15±6
Окисление метана	15	20	26	15	23±8
Окисление ЛОС	25	18	14	15	18±7
Фиксация N_2 в океанах	4	4	3	4	6±3
Фиксация N_2 в почвах	3	3	3	4	3±2
Всего	87	81	77	78	76±14
Стоки					
Реакция с ОН	8	15	19	17	19±5
Захват почвой	90	70	56	58	60±25
Всего	98	86	75	74	79±25

Временная изменчивость содержания H_2 в нижней тропосфере определяется главным образом его сезонным ходом [24]. Во внетропических широтах северного полушария, максимум и минимум H_2 приходится на апрель и октябрь, соответственно. По данным наблюдений на станциях Barrow (71,3 N, Аляска) экстремальные значения годового хода, на уровне среднемесячных величин, составили 575 и 460 ppbv, соответственно. Аналогичные значения на станции Mace Head (53,3 N, Ирландия) составили 575 и 485 ppbv, на станции Ulaan-Uul (44,5 N, Монголия) – 510 и 435 ppbv. В более низких широтах максимум H_2 смещается к лету, при общем уменьшении амплитуды годового хода. Так, по наблюдениям на Sand Island (28,2 N, атолл Мидуэй, Гавайский архипелаг) максимум и минимум H_2 , на уровне 540 ppbv и 505 ppbv, приходится на июнь и ноябрь, соответственно. Фазовый сдвиг между годовыми гармониками в южном и северном полушариях составляет 3 месяца, тогда как для большинства трассерных соединений его величина составляет половину года. Данная особенность связана с неравномерностью расположения планетарных источников и стоков H_2 (см. выше) и соответствующим запаздыванием отклика в тропосферном содержании H_2 на сезонные изменения в распределении H_2 в северном полушарии.

1.4.1.3.2 Тропосферные источники и стоки H_2

При составлении глобального баланса H_2 воспользуемся результатами расчетов из [24] (см. табл. 1.4.5). Для сравнения, в табл. 1.4.5 даны также количественные оценки из работ других авторов, что позволяет оценить диапазон неопределенности для каждой из приведенных величин. Основными источниками атмосферного H_2 являются: фотохимическое окисление метана и летучих органических соединений (ЛОС) в реакции с гидроксидом ОН (23 и 18 Тг H_2 /год, соответственно), горение биомассы (15 Тг H_2 /год), антропогенные (11 Тг H_2 /год), а также эмиссии из почвы и воды в результате химических реакций, ведущих к фиксации азота (3 и 6 Тг H_2 /год, соответственно). При окислении ЛОС основной вклад в производство H_2 приходится на органические соединения, имеющие мощный природный источник атмосферных эмиссий: изопрен (9 ± 6 Тг H_2 /год), метанол ($2,2 \pm 1,8$ Тг H_2 /год), монотерпены ($1,4 \pm 0,8$ Тг H_2 /год) и ацетон (0,6 Тг H_2 /год). На долю остальных ЛОС, в т.ч. антропогенного происхождения, приходится $2,6 \pm 2,1$ Тг H_2 /год. Антропогенные выбросы H_2 включают выхлопные газы от автотранспорта (около 60%) и прочих источников загрязнения воздушной среды (40%). К числу последних прежде всего относятся утечка водорода при его производстве, а также выбросы при работе высокотемпературных теплотехнологических реакторов черной и цветной металлургии, представляющие в общем случае смесь продуктов горения (газовых

отходов топочного процесса) и шихтовых газов (газовых отходов технологического процесса). Дополнительный вклад в эмиссии H_2 дают выбросы промышленности строительных материалов, а также нефтяной и нефтехимической промышленности. Большинство из указанных источников эмиссий H_2 характеризуются также значительными выбросами антропогенного CO. Ввиду обратимой реакции взаимодействия монооксида углерода и воды с образованием диоксида углерода и водорода:



несколько процентов H_2 непосредственно попадает в атмосферу в составе газовых выхлопов двигателей внутреннего сгорания и выбросов от других технологических процессов, связанных с сжиганием ископаемого топлива. Эмиссии H_2 при этом оцениваются исходя из известных объемов выбросов CO с использованием эмиссионного фактора H_2/CO , величина которого принимается равной $0,5 \pm 0,1$ мол. H_2 /мол. CO для автотранспорта и $0,2 \pm 0,15$ мол. H_2 /мол. CO для других источников выбросов [24]. При переводе в абсолютные величины, это дает 9 ± 3 Тг H_2 /год эмиссий от автотранспорта при общем объеме антропогенных эмиссий $P_{H_2,anthrop}$ на уровне 11 ± 4 Тг H_2 /год (см. табл. 1.4.5). На долю прочих источников H_2 , которые мы будем называть биогенными, согласно данным из той же таблицы, приходится величина $P_{H_2,biog} = 65 \pm 25$ Тг H_2 /год. Суммарный источник атмосферного H_2 ($P_{H_2,sum} = P_{H_2,anthrop} + P_{H_2,biog}$) составляет, таким образом, 76 Тг H_2 /год.

Основной сток H_2 происходит за счет его поглощения в верхних слоях почвенного покрова (60 ± 25 Тг H_2 /год). Вторым по важности является сток H_2 в реакции с гидроксидом, величина которого по современным оценкам составляет порядка 19 ± 5 Тг H_2 /год. Таким образом, суммарный годовой сток H_2 ($L_{H_2,sink}$) составляет 79 Тг H_2 /год. Отсюда можно рассчитать суммарную массу тропосферного H_2 по формуле $M_{H_2,trop} = (m_{H_2}/m_{air}) \cdot 0,82 \cdot M_A$, где M_A – суммарная масса атмосферы, $m_{H_2}/m_{air} = 2/29$ – отношение молекулярных масс водорода и воздуха, 0,82 – доля тропосферного воздуха. Используя величину $M_A = 5,14 \cdot 10^{21}$ г [28] и принимая среднее глобальное содержание H_2 ($[H_2]_{glob}$) равным 510 ppbv (см. выше), в [27] было получено $M_{H_2,trop} = 155 \pm 10$ Тг. Отсюда следует, что время жизни H_2 в тропосфере T_{H_2} , рассчитываемое по формуле

$$T_{H_2} = M_{H_2,trop} / L_{H_2,sink}, \quad (1.4.1)$$

составляет около двух лет. Отметим, что приведенная величина оказывается почти в 4,5 раза меньше по сравнению с атмосферным временем жизни метана ($T_{CH_4} = 9,1$ лет).

Исходя из имеющихся оценок текущих величин источников и стоков, выполним оценку отклика в среднем глобальном содержании H_2 на изменение средней глобальной величины антропогенных эмиссий H_2 . Для простоты, воспользуемся методом возмущений относительно текущего состояния тропосферной фотохимической системы (ФХС), предполагая линейность отклика на изменение величины $P_{H_2,anthrop}$. Положим $F=P_{H_2,anthrop}^*/P_{H_2,anthrop}$, где символом «*» здесь и далее обозначены величины, соответствующие новому равновесному состоянию атмосферы, установившемуся в ответ на изменение величины эмиссий, при прочих параметрах ФХС оставшихся неизменными. Будем иметь:

$$[H_2]^*/[H_2]=(F+P_{H_2,biog}/P_{H_2,anthrop})/(1+P_{H_2,biog}/P_{H_2,anthrop}). \quad (1.4.2)$$

В соответствии с приведенными выше оценками, $P_{H_2,biog}/P_{H_2,anthrop}=5,9$ (2,7÷12,9), где в круглых скобках здесь и далее указан общий диапазон вариаций отношения двух величин с учетом неопределенностей оценок $P_{H_2,biog}$ и $P_{H_2,anthrop}$ (см. табл. 1.4.5). Зависимость $[H_2]^*/[H_2]$ от F в диапазоне от 1 до 10 при величинах $P_{H_2,biog}/P_{H_2,anthrop}=2,7, 5,9$ и $12,9$ представлена на рис. 1.4.8. Ввиду определяющего вклада биогенных эмиссий, атмосферный отклик в содержании H_2 можно считать незначительным вплоть до $F=3$. При $F=10$ имеем наиболее вероятную оценку $[H_2]^*/[H_2]=2,4$ (1,6÷3,4), или $[H_2]^*_{glob}=1205$ (840÷1750) ppbv при текущей среднеглобальной величине $[H_2]_{glob}=510$ ppbv. В целом, вопрос о реальном диапазоне изменчивости величины антропогенных выбросов H_2 представляется практически значимым и заслуживает более подробного рассмотрения.

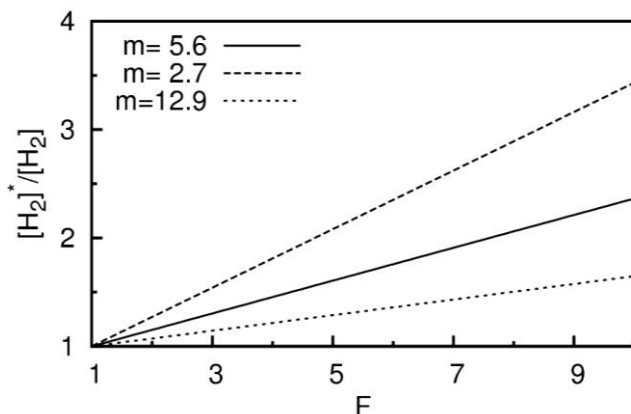
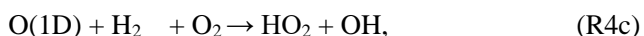
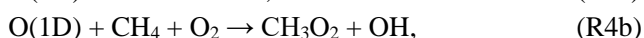


Рисунок 1.4.8 – Изменение среднеглобального содержания H_2 в тропосфере ($[H_2]^*/[H_2]$) в зависимости от величины приращения антропогенных эмиссий молекулярного водорода $F (=P_{H_2,anthrop}^*/P_{H_2,anthrop})$ при различных величинах $m=P_{H_2,biog}/P_{H_2,anthrop}$

1.4.2. ВЛИЯНИЕ АНТРОПОГЕННЫХ ВЫБРОСОВ В АТМОСФЕРУ ВОДОРОДА НА ТРОПОСФЕРНОЕ СОДЕРЖАНИЕ ГИДРОКСИЛА И МЕТАНА

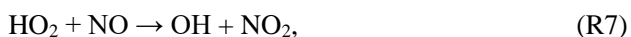
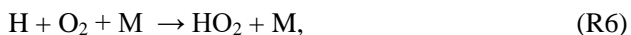
Содержание гидроксила (ОН) в атмосфере определяется совокупностью быстрых и медленных фотохимических процессов, связанных с окислением первичных ЛОС, СО, СН₄, Н₂ (трассерных соединений, имеющих природные и антропогенные источники эмиссий) по радикально-цепному механизму в каталитических циклах с участием семейства окислов азота NO_x(=NO+NO₂+NO₃+N₂O₅+...), образованием озона (O₃), перокси радикала (HO₂) и органических пероксидов (RO₂) в реакциях продолжения цепи и удалением из атмосферы резервуарных соединений (H₂O₂, HNO₃, органические нитраты, в т.ч. перокси ацетил нитраты PAN), образующихся в реакциях завершения цепи, за счет процессов сухого и влажного осаждения на подстилающую поверхность [29].

Практически единственным источником ОН в тропосфере является фотодиссоциация озона (O₃) с образованием возбужденного атомарного кислорода O(1D), с последующей реакцией O(1D) с молекулой воды:



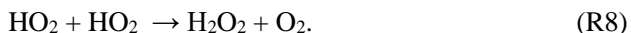
где М означает инертную молекулу (N₂ или O₂), при этом на долю прореагировавших с водой атомов O(1D) по реакции (R4) приходится лишь ~1% от общего числа атомов возбужденного атомарного кислорода, произведенных в реакции (R1). Фотолиз озона по реакции (R1) в тропосфере происходит в узкой полосе солнечной радиации 290–330 нм, ввиду интенсивного поглощения УФ радиации стратосферным озоном и зависимости квантового выхода реакции (R1) от длины волны.

Сток гидроксила в атмосфере происходит за счет реакций окисления СО, СН₄ и углеводородов в реакциях продолжения цепи. Для СО имеем:



(коэффициент реакции $k_{\text{CO+OH}}(T) = 1,5 \cdot 10^{-13} (1,0 + 0,6 \cdot P(\text{atm}))$) [30]

Помимо (R7), перокси радикалы могут взаимодействовать друг с другом с образованием пероксида водорода:



В чистом воздухе при концентрациях NO менее 50 pptv существенную роль играет реакция



обеспечивающая общий сток озона в тропосфере над удаленными районами земного шара (преимущественно над океанами), не подверженными прямому воздействию антропогенных источников атмосферного загрязнения.

Окисление молекулярного водорода происходит по реакции, аналогичной (R5):



(коэффициент реакции $k_{\text{H}_2+\text{OH}}(\text{T})=2,8 \cdot 10^{-12} \exp(-1800/\text{T})$ мол. $^{-1}$ см 3 с $^{-1}$ [31]) с последующей тройной реакцией (R6) атомарного водорода с молекулой O₂ в присутствии третьей молекулы.

Можно оценить среднее время жизни H₂ в тропосфере относительно реакции (R10) (T_{H₂+OH}). Принимая среднюю глобальную концентрацию OH ([OH]_{glob}) равной 9,7·10⁵ см⁻³ [32], полагая M_{H₂,trop}= 155±10 Тг и используя значение T=277K в качестве среднего глобального, $k_{\text{H}_2+\text{OH}}(277 \text{ K})=4,22 \cdot 10^{-15}$ мол. $^{-1}$ см 3 с $^{-1}$, для величины глобального стока будет иметь место оценка L_{H₂+OH}=19 Тг/год [24], откуда следует T_{H₂+OH}=M_{H₂,trop}/L_{H₂+OH}=8,15 лет. Альтернативный подход состоит в подсчете экспоненциального времени уменьшения содержания H₂ в реакции с OH, τ_{H₂+OH}= (k_{H₂+OH}(277K)·[OH])⁻¹=7,75 лет.

Сходным образом протекают реакции окисления более сложных соединений. В случае метана:



(коэффициент реакции $k_{\text{CH}_4+\text{OH}}(\text{T})=2,45 \cdot 10^{-12} \exp(-1775/\text{T})$ мол. $^{-1}$ см 3 с $^{-1}$ [31]). Образующийся в реакции (R11) метил радикал CH₃ далее вступает в реакцию с O₂ с образованием метил перокси радикала (CH₃O₂)



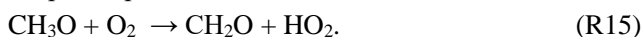
Роль CH₃O₂ сходна с ролью перокси радикала HO₂. Метил перокси радикал может вступать в реакцию с NO:



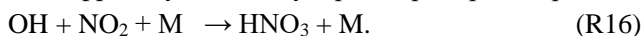
либо с HO₂ с образованием метил гидро пероксида



Образующийся в (R13) метокси радикал вступает в реакцию с O₂ с образованием формальдегида, являющегося промежуточным резервуарным соединением для NO_x, и перокси радикала:



При содержании NO_x >2 ppbv, существенную роль приобретает реакция



Образующиеся в реакции (R8) пероксид водорода (H₂O₂) и в реакции (R14) метил гидро пероксид CH₃OOH представляют, наряду с формальдегидом,

промежуточные резервуарные соединения для семейства нечетного водорода $\text{HO}_x (= \text{H} + \text{OH} + \text{HO}_2 + 2\text{CH}_2\text{O})$, в то время как реакция (R16) предоставляет эффективный механизм стока членов семейства HO_x и NO_x ввиду сравнительно высоких скоростей сухого и влажного осаждения азотной кислоты (HNO_3).

При среднем глобальном значении $k_{\text{CH}_4+\text{OH}}(277\text{K}) = 4,03 \cdot 10^{-15} \text{ мол.}^{-1}\text{см}^3\text{с}^{-1}$ и $[\text{OH}] = 9,7 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$, характерное время $\tau_{\text{CH}_4+\text{OH}} = (k_{\text{CH}_4+\text{OH}}(277\text{K}) \cdot [\text{OH}])^{-1}$ равно 8,1 лет. Таким образом, фотохимическое время жизни молекулярного водорода и метана в атмосфере относительно реакции с OH оказываются примерно равными. Это указывает на важность учета процесса окисления атмосферного H_2 , наряду с метаном, при составлении общего уравнения баланса нечетного водорода в тропосфере для условий чистого воздуха (см. ниже).

Вывод формулы для концентрации гидроксила основан на уравнении баланса для семейства нечетного водорода, выражающего равенство между локальными источниками (P_{HO_x}) и стоками (L_{HO_x}) для семейства HO_x в целом:

$$P_{\text{HO}_x} = L_{\text{HO}_x}. \quad (1.4.3)$$

В соответствии с реакциями инициирования (R1–R4) имеем

$$P_{\text{HO}_x} = 2 k_4 [\text{O}(1\text{D})][\text{H}_2\text{O}] \approx 2 k_1 k_4 / (k_2 [\text{M}]) [\text{O}_3][\text{H}_2\text{O}], \quad (1.4.4)$$

при этом вкладом реакций (R4b) и (R4c) можно пренебречь по сравнению с (R4a) ввиду относительно низкого содержания CH_4 (~1,8 ppbv) и H_2 (0,5 ppbv) в воздухе по сравнению с молекулами воды ($[\text{H}_2\text{O}] = 2150 \text{ ppbv}$ при $P=600 \text{ гПа}$, $T=-11 \text{ }^\circ\text{C}$ и относительной влажности 50%, согласно стандартной модели атмосферы [36]). Здесь и далее k_i обозначает константу реакции (либо скорость фотодиссоциации, как в случае R1), а нижний индекс i – порядковый номер реакции из (R1–R16). Для суммы стоков имеем:

$$L_{\text{HO}_x} = k_5 [\text{CO}][\text{OH}] + k_{10} [\text{H}_2][\text{OH}] + k_{11} [\text{CH}_4][\text{OH}]. \quad (1.4.5)$$

Запишем уравнение баланса для [OH] с учетом (1.4.3)–(1.4.5) и (R16):

$$P_{\text{HO}_x} + k_{16} [\text{HO}_2][\text{NO}] = L_{\text{HO}_x}. \quad (1.4.6)$$

Для условий чистого воздуха ($[\text{NO}_x] < 2 \text{ ppbv}$) вкладом реакции (R16) в суммарный сток HO_x можно пренебречь по сравнению с вкладом (R8, R16). При $[\text{RO}_2] \approx [\text{HO}_2]$ следует

$$2k_8 [\text{HO}_2]^2 = P_{\text{HO}_x}. \quad (1.4.7)$$

Выражение (1.4.7) позволяет при заданных предположениях оценить концентрацию перокси радикалов через величину $P_{\text{НОХ}}$. Использование (1.4.7) в (1.4.6) и приравнивание полученного выражения к (1.4.5), исходя из (1.4.3), приводит к выражению:

$$[\text{ОН}] = (P_{\text{НОХ}} + k_{16}(P_{\text{НОХ}}/2k_8)^{1/2}[\text{NO}]) / (k_5[\text{CO}] + k_{10}[\text{H}_2] + k_{11}[\text{CH}_4]). \quad (1.4.8)$$

Формула (1.4.8) позволяет рассчитать концентрацию ОН, основываясь на измеренных концентрациях атмосферных трассерных соединений и NO. Скорость фотодиссоциации в (R1) можно при этом рассчитать на основе стандартного радиационного кода, либо с использованием эмпирических соотношений, основываясь на данных прямых актинометрических измерений.

Выражение (1.4.8) можно использовать для оценки изменения содержания ОН в тропосфере при изменении величины антропогенных выбросов H_2 . В предположении постоянства параметров тропосферной ФХС, включая концентрации CO, CH_4 и NO, при вариациях антропогенных эмиссий H_2 (параметр F в формуле (1.4.2)) концентрация ОН при $F \neq 1$ ($[\text{ОН}]^*$) может быть выражена через текущие среднелобальные величины:

$$[\text{ОН}]^*/[\text{ОН}] = (k_5[\text{CO}] + k_{10}[\text{H}_2] + k_{11}[\text{CH}_4]) / (k_5[\text{CO}] + k_{10}[\text{H}_2]^* + k_{11}[\text{CH}_4]), \quad (1.4.9)$$

где $[\text{H}_2]^*$ рассчитывается по формуле (1.4.2). Зависимости $[\text{ОН}]^*/[\text{ОН}]$ от F при $\text{CO}=80$ ppbv, $\text{H}_2=510$ ppbv и $\text{CH}_4=1850$ ppbv при величинах $P_{\text{H}_2,\text{biog}}/P_{\text{H}_2,\text{anthrop}} = 2,7; 5,6$ и $12,9$, отвечающих текущим величинам биогенных и антропогенных эмиссий водорода с учетом их неопределенности, представлены на рис. 1.4.9. Следует отметить, что при текущих параметрах ФХС тропосферы, соотношение между отдельными слагаемыми в знаменателе (1.4.8) представляет $k_5[\text{CO}] : k_{10}[\text{CH}_4] : k_{11}[\text{H}_2] = 1 : 0,38 : 0,11$. Иными словами, эффективность метана и молекулярного водорода в качестве фотохимического стока ОН составляет около 40 и 10%, соответственно, от аналогичной величины для CO.

При десятикратном увеличении антропогенных эмиссий молекулярного водорода, например, при масштабировании водородной энергетики, в рамках модели линейного отклика атмосферной ФХС, среднелобальное содержание гидроксила в тропосфере составит 0,91 (0,85÷0,95) от текущей величины $[\text{ОН}]=9,7 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$ (см. рис. 1.4.9). В абсолютных величинах среднелобальная концентрация ОН составит 8,8 (8,2÷9,2) $\cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$. При уменьшении $[\text{ОН}]$ от текущей величины до $8,8 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$, фотохимическое время жизни метана в атмосфере относительно реакции с гидроксидом ($\tau_{\text{CH}_4+\text{ОН}}$) возрастет с 8,1 до 8,9 лет. Полученные результаты хорошо согласуются с полученными ранее результатами численных экспериментов с глобальной ТХМ при различных

сценариях антропогенных эмиссий [37]. При текущих эмиссиях CH_4 это приведет к пропорциональному увеличению средней глобальной концентрации метана с 1850 ppbv до 2032 ppbv.

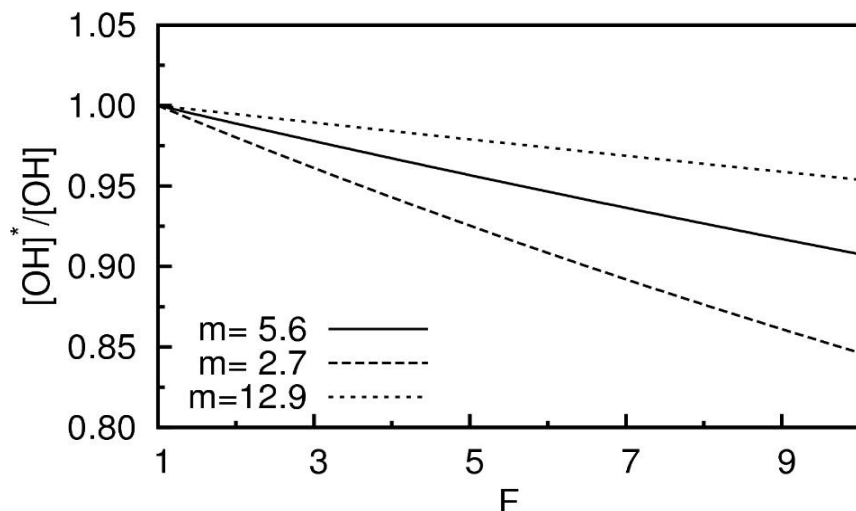


Рисунок 1.4.9 – Изменение среднего глобального содержания ОН в тропосфере ($[\text{OH}]^*/[\text{OH}]$) в зависимости от величины приращения антропогенных эмиссий молекулярного водорода $F (=P_{\text{H}_2,\text{anthrop}}^*/P_{\text{H}_2,\text{anthrop}})$ при различных величинах $m=P_{\text{H}_2,\text{biog}}/P_{\text{H}_2,\text{anthrop}}$

Согласно [38, 39] водород можно отнести к косвенным парниковым газам. Изначально потенциал глобального потепления (GWP) водорода для 100-летнего периода оценивался величиной около 5, то есть 1 тонна водорода эквивалентна 5 тоннам CO_2 . Согласно последним исследованиям данная величина равна 11 [39].

Выводы о ограниченном влиянии отклика тропосферной ФХС согласуются с результатами численных экспериментов [35], согласно которым повышением эмиссий H_2 приведет к незначительному снижению содержания тропосферного озона на уровне нескольких процентов от текущих значений. Большую роль при этом должны играть сопутствующие изменения в эмиссиях таких газов, как CO и NO_x , ввиду существенной нелинейности атмосферной ФХС и наличия обратных связей в системе NO_x - HO_x -ЛОС [37].

Вопрос о количественных оценках отклика в тропосферном содержании ОН и метана заслуживает, таким образом, дальнейшего рассмотрения с учетом прогностических оценок для эмиссий химически активных и парниковых газов, связанных с производством, хранением и транспортировкой водородного топлива.

1.4.3 ВЫВОДЫ

Наряду с количественными оценками для изменений в атмосфере содержания метана получены также оценки для ряда атмосферных трассерных (долгоживущих) соединений, играющих заметную роль в фотохимии и радиационном балансе тропосферы, а также в фотохимии тропосферного озона и нечетного водорода ($\text{OH}+\text{HO}_2$), в том числе монооксида углерода и молекулярного водорода.

На основе глобальной транспортно-химической модели GEOS-Chem проведена количественная оценка вкладов различных природных и антропогенных источников эмиссий в атмосферу климатически значимых примесей в Северной Евразии в наблюдаемую сезонную изменчивость содержания метана в атмосфере на Кольском полуострове (станция Териберка), в Центральной Сибири (высотная мачта ZOTTO) и северо-востоке Евразии (Тикси) по данным измерений в 1999–2019 г. Величина вклада региональных антропогенных эмиссий в измеренные концентрации метана составляет $\sim 104 \div 165$ ppbv, или $5,5 \div 8,6\%$ от среднегодовой величины 1926 ppbv по измерениям на трех указанных станциях. Вклад биогенных эмиссий достигает $21 \div 62$ ppb ($1,1 \div 3,2\%$). Вклад природных пожаров для рассмотренного периода времени невелик (в пределах $0,2\%$), хотя, судя по данным о пожарной активности в последние годы, он мог вырасти в 2021 г.

Рассчитанные величины атмосферного отклика на антропогенные эмиссии в несколько раз превышают амплитуду наблюдаемой годовой изменчивости метана ($22 \div 36$ ppbv). Это позволяет сделать вывод о значимой роли региональных источников атмосферных выбросов метана в Западной Европе, на Европейской территории России и в Сибири в региональном балансе приземного содержания CH_4 в нижней тропосфере над континентом на фоне региональных биогенных эмиссий. В летние месяцы вклад региональных антропогенных эмиссий метана выражен несколько слабее (105 ppbv) по сравнению с зимой (140 ppb), что в первую очередь связано с возрастающей ролью вертикального конвективного обмена в нижних слоях тропосферы.

По современным оценкам глобальные величины биогенных и антропогенных эмиссий H_2 составляют 65 ± 25 и 11 ± 4 Тг $\text{H}_2/\text{год}$, соответственно. Основными источниками атмосферного H_2 являются: фотохимическое окисление метана и ЛОС в реакции с гидроксилом OH (23 и 18 Тг $\text{H}_2/\text{год}$, соответственно), горение биомассы (15 Тг $\text{H}_2/\text{год}$), антропогенные (11 Тг $\text{H}_2/\text{год}$), а также эмиссии из почвы и воды в результате химических реакций, ведущих к фиксации азота (3 и 6 Тг $\text{H}_2/\text{год}$, соответственно). При окислении ЛОС основной вклад в производство H_2 приходится на органические соединения, имеющие мощный природный источник атмосферных эмиссий: изопрен (9 ± 6 Тг $\text{H}_2/\text{год}$), метанол

($2,2 \pm 1,8$ Тг $\text{H}_2/\text{год}$), монотерпены ($1,4 \pm 0,8$ Тг $\text{H}_2/\text{год}$) и ацетон ($0,6$ Тг $\text{H}_2/\text{год}$). На долю остальных ЛОС, в т.ч. антропогенного происхождения, приходится $2,6 \pm 2,1$ Тг $\text{H}_2/\text{год}$. Антропогенные выбросы H_2 включают выхлопные газы от автотранспорта (около 60%) и прочих источников загрязнения воздушной среды (40%). За последнее десятилетие среднее глобальное содержание H_2 в тропосфере существенных изменений не претерпело и составляет $[\text{H}_2]_{\text{glob}} = 510$ ppbv.

Согласно полученным оценкам, при современных параметрах ФХС тропосферы и содержании трассерных соединений эффективность метана и молекулярного водорода в качестве фотохимического стока ОН составляет около 40 и 10 процентов соответственно, от аналогичной величины для СО при среднеглобальных значениях $\text{CO} = 80$ ppbv, $\text{CH}_4 = 1850$ ppbv и $\text{H}_2 = 510$ ppbv. При десятикратном увеличении антропогенных эмиссий молекулярного водорода, в рамках модели линейного отклика атмосферной ФХС, средняя концентрация молекулярного водорода в тропосфере составит 1205 ($840 \div 1750$) ppbv. Среднеглобальное содержание гидроксила в тропосфере составит 0,91 ($0,85 \div 0,95$) от текущей величины $[\text{OH}] = 9,7 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$. В абсолютных величинах концентрация ОН составит $8,8$ ($8,2 \div 9,2$) $\cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$. При уменьшении $[\text{OH}]$ от текущей величины до $8,8 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$, фотохимическое время жизни метана в атмосфере относительно реакции с гидроксилом возрастет с 8,1 до 8,9 лет. При текущей величине эмиссий CH_4 это приведет к пропорциональному увеличению средней глобальной концентрации метана с 1850 ppbv до 2032 ppbv.

Согласно полученным количественным оценкам, потенциал глобального потепления (GWP) водорода для 100-летнего периода составляет около 11, то есть 1 тонна водорода эквивалентна 11 тоннам CO_2 .

2 ВЫБРОСЫ МЕТАНА В АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЕ

2.1 ИЗМЕНЕНИЯ ЗОН СТАБИЛЬНОСТИ ГИДРАТОВ МЕТАНА, ОЦЕНКА ДЕСТАБИЛИЗАЦИИ РЕЛИКТОВЫХ МЕТАНОГИДРАТОВ ПРИ НАБЛЮДАЕМЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА

Представлены результаты анализа изменения зон стабильности гидратов метана с оценкой дестабилизации реликтовых метангидратов на основе численного моделирования термического режима многолетнемерзлых пород северных регионов Западной Сибири (п-ов Ямал и прилегающие территории). Определены термобарические условия стабильности и диссоциации метангидратов. Показано, что в настоящее время в толщах мерзлых пород Ямала выше современной границы зоны стабильности возможно существование реликтовых метангидратов на глубинах до 150 м, которые могли сохраниться при отрицательных температурах в многолетнемерзлых породах.

Согласно полученным результатам, среднегодовая приповерхностная температура в данном регионе в начале XXI века превышает температуру в оптимуме голоцена за счет более теплой зимы и осени. Согласно результатам расчетов, современные климатические изменения приводят к увеличению температуры многолетнемерзлых пород. При этом температура грунта в верхних горизонтах (несколько десятков метров) может превышать равновесную температуру метастабильных метангидратов, находящихся выше верхней границы современной зоны стабильности.

2.1.1 ВВЕДЕНИЕ

Рост приповерхностной температуры, наиболее значительный в высоких и средних широтах Северного полушария, может продолжиться в XXI в. и в последующие несколько столетий [1, 2, 75]. Согласно результатам моделирования, пространственная структура отклика температуры многолетнемерзлых пород на наблюдаемое приповерхностное потепление имеет региональные максимумы, в частности, на севере Западной Сибири [3, 4]. Максимальное увеличение глубины активного слоя в конце XX – начале XXI вв. по данным инструментальных наблюдений на геокриологических стационарах также характерно для этого региона [5]. Повышение температуры грунта снижает прочность многолетнемерзлых пород и может привести к диссоциации реликтовых метангидратов, которые находятся выше современной границы зоны

стабильности гидратов и чувствительны к изменению температуры пород [6, 7]. Распределение и стабильность газовых гидратов в многолетнемерзлых породах и на дне акваторий являются важными факторами, влияющими на изменения климата в связи с возможностью выбросов значительного количества метана и других радиационно-активных парниковых газов, оказывающих влияние на состав атмосферы. В [8–10] отмечается, что нарушение устойчивости газовых гидратов может привести к росту эмиссий парниковых газов в атмосферу с усилением положительной обратной связи. Анализ ледниковых кернов для последних нескольких сотен тысяч лет показал, что с выбросами метана в атмосферу могли быть связаны значительные изменения приповерхностной температуры во время межледниковых периодов [11, 12].

Согласно результатам исследований, грунты с высоким содержанием органического вещества, в том числе морские отложения, почвы озер и торфяников, могут накапливать значительные запасы углерода в зоне стабильности газовых гидратов [77]. В связи с этим скопления газогидратов могут быть приурочены к континентальному склону, зонам разломов, конусам выноса рек. Возможной причиной формирования гидратов в верхних горизонтах криолитозоны является барический фактор, вызванный, например, вышележащим ледниковым щитом или морской трансгрессией. Данные палеореконовструкций и результаты численного моделирования [13–17] показывают, что в регионе Ямала за последние 100 тыс. лет были периоды покровного оледенения около 95–80 и 70–60 тыс. лет назад [13, 15, 17], а в более поздние периоды похолоданий, в частности, в последний ледниковый максимум (около 25–20 тыс. лет назад) ледниковый щит не достигал континентальных областей на севере Евразии [14, 16].

Начавшееся более 10 тыс. лет назад потепление с максимумом около 6 тыс. лет назад (средний голоцен) привело к тому, что южная граница криолитозоны в Западной Сибири сдвинулась к северу примерно до 68° с.ш. [18]. При этом регион Ямала остался в зоне многолетнемерзлых грунтов. В результате повышения температуры грунта газовые гидраты, находящиеся в мерзлых породах, могли оказаться выше современной границы зоны стабильности (на глубинах до 100–150 м) и сохраниться благодаря эффекту самоконсервации при отрицательных температурах и при наличии порового льда. Также экспериментальные данные свидетельствуют о том, что в поровом пространстве мерзлых пород метангидраты могут продолжительное время находиться в метастабильном состоянии при отрицательной температуре около -6 °С [19]. Следует отметить, что верхняя граница зоны стабильности метангидратов при современных климатических условиях на севере Западной Сибири проходит на глубине около 200 м, мощность зоны стабильности достигает 250–300 м. В континентальных областях в условиях многолетнего промерзания грунта

мощность зоны стабильности пропорциональна мощности многолетнемерзлых пород и увеличивается с ростом глубины нулевой изотермы.

Современное потепление может привести к диссоциации находящихся вблизи поверхности газовых гидратов и быть одной из причин газовых выбросов в атмосферу. Так, начиная с 2014 г. на п-ве Ямал и в соседних регионах обнаружены воронки с диаметром около 10–20 м со следами выброшенной породы, которые могут быть следствием повышения приповерхностной температуры в последние годы с диссоциацией неглубоких залежей реликтовых метангидратов [20–25]. Существуют различные гипотезы о причинах формирования кратеров, в частности, в связи с разрушением ледяных бугров или крупных пинго при промерзании [26]. В [27] приводятся результаты исследований пинго на архипелаге Шпицберген. Предполагаемое образование пинго связано с эпигенетическим повторным промерзанием морских отложений или промерзанием таликов под озерами после их обмеления и осушения. При этом увеличение бугра зависит от миграции почвенной влаги к ледяному ядру [28]. При полном промерзании талика под ледяным ядром прекращается поступление воды и, соответственно, рост пинго. Также следует отметить гипотезу о связи выбросов газа с процессами дегазации недр в результате поступления термогенного метана по субвертикальным трещинам [29, 30]. Свидетельством того, что был выброс газа в атмосферу является отсутствие следов внешнего воздействия, а также повышенная концентрация метана в воронке [31]. Выбросы газа в данном регионе не связаны с поступлением газа из слоев литосферы, поскольку, согласно данным изотопного анализа, газ, отобранный из отложений до глубин около 120 м на Ямале, содержит азот, имеет биохимическое происхождение [32] и образован в результате микробиальной переработки содержащегося в породах органического вещества [33–35]. Большие потоки газа (до 10^4 м³/сут), а также состав, строение и свойства мерзлых пород в регионе Ямала указывают на возможность существования газовых скоплений в гидратной форме [36]. Небольшие глубины залегания, выше границы зоны стабильности, могут свидетельствовать о том, что газовые выбросы могут быть следствием диссоциации реликтовых метангидратов. Согласно данным наблюдений, диаметр образованных кратеров увеличивался в результате вытаявания льда в стенках и в течение последующих двух-трех лет с учетом режима осадков и снегонакопления в рассматриваемом регионе происходило полное затопление кратеров. Особенности поверхности на Ямале, в частности, многочисленные небольшие озера (около 90% от общего количества озер в регионе) диаметром от нескольких десятков до нескольких сотен метров [37, 76] свидетельствуют о высокой вероятности подобных событий в этом регионе [23]. При этом следует отметить, что формирование озер в регионе может происходить также в результате оттаивания высокольдистых многолетнемерзлых пород.

2.1.2 ОЦЕНКА ТЕРМОБАРИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАНГИДРАТОВ В УСЛОВИЯХ ПОКРОВНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Для оценки термобарических условий формирования метангидратов на севере Западной Сибири при климатических условиях ледниковых максимумов в пределах последних 100 тыс. лет использовались данные палеореконокструкций и результаты численного моделирования ледниковых щитов [13, 15, 17]. На рис. 2.1.1 приведено пространственное распределение ледниковых щитов в периоды 95-80 и 70-60 тыс. лет назад.

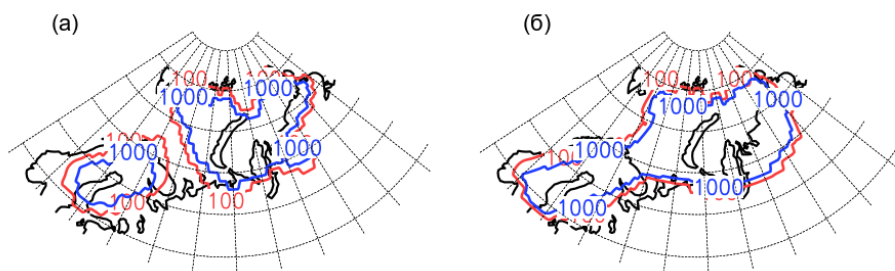


Рисунок 2.1.1 – Пространственное распределение и мощность ледниковых щитов (в м) на севере Евразии в периоды ледниковых максимумов 95–80 тыс. лет назад [13, 15, 17] и 70-60 тыс. лет назад [15, 17]

В связи с тем, что имеющиеся данные о мощности ледниковых щитов в регионе Ямала по данным палеореконокструкций и результатам моделирования [17, 38] разнятся (от нескольких сотен метров до 1000 м и более), в проведенных расчетах высота ледника в регионе Ямала и прилегающих территорий задавалась от 100 до 1000 м. Температура основания ледникового щита изменялась от $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ [39–41]. Величина теплового потока в проведенных расчетах изменялась от 0,05 до 0,075 Вт/м² согласно [42, 43]. Предполагалось, что увеличенная интенсивность теплового потока связана с особенностями тектонического строения, как, например, в западной части п-ва Ямал. По данным [42] в этой части полуострова находится положительная геотермическая аномалия, продолжающаяся в акваторию Карского моря. Теплофизические характеристики грунта соответствовали суглинку в соответствии с данными бурения в рассматриваемом регионе [44]. Давление рассчитывалось как гидростатическое [36]. Распределение температуры грунта по глубине определялось как решение стационарного уравнения теплопроводности с учетом талых и мерзлых слоев грунта, для которых задавались значения коэффициентов теплопроводности, равные 1,0 Вт/(м·К) и 2,0 Вт/(м·К), соответственно. Параметры равновесных

фазовых кривых термобарического состояния метангидратов для областей с положительными и отрицательными температурами задавались в соответствии с [45]. Результаты расчета термобарических условий (Р, Т-условий) формирования метангидратов для различных значений высоты ледникового щита, температуры основания и теплового потока представлены на рис. 2.1.2.

Согласно полученным результатам, при мощности ледникового щита 100 м, температуре основания $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ и тепловом потоке $0,05\text{ Вт/м}^2$ метангидраты могут формироваться на глубинах ниже 150 м. При более высоких значениях теплового потока увеличивается глубина верхней границы зоны стабильности (ЗС) и уменьшается ее мощность (рис. 2.1.2 а, б).

При мощности ледникового щита от 300 м и температуре основания ниже $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ верхняя граница ЗС метангидратов начинается от поверхности грунта при значениях теплового потока, не превышающих $0,07\text{ Вт/м}^2$. При мощности ледникового щита от 500 м и более верхняя граница ЗС начинается от поверхности грунта также и при положительных (в пределах нескольких градусов) значениях температуры основания ледника. Мощность зоны стабильности увеличивается с понижением температуры основания ледникового щита и уменьшением интенсивности теплового потока. Для заданных коэффициентов теплопроводности талого и мерзлого грунта ($1,0$ и $2,0\text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$, соответственно) при мощности ледникового щита 1000 м, рассчитанная мощность ЗС составляет 570 м (рис. 2.1.2д).

Для оценки чувствительности значений мощности ЗС к значениям теплофизических характеристик грунта дополнительно были проведены расчеты с коэффициентами теплопроводности талого и мерзлого грунта, составляющими $2,1$ и $3,4\text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ соответственно, согласно данным [46]. В этих расчетах при мощности ледникового щита 1000 м, температуре основания $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ и тепловом потоке $0,05\text{ Вт/м}^2$ мощность ЗС может достигать 1200 м. Верхняя граница ЗС при этом также начинается от поверхности грунта. Полученные результаты показывают, что в условиях покровного оледенения при мощности ледникового щита более 300 м, температуре поверхности до $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ и тепловом потоке, в том числе повышенной интенсивности, вблизи поверхности грунта (на глубинах от нескольких метров до 100 м и более) создаются условия для формирования метангидратов.

С ростом интенсивности теплового потока нижняя граница зоны стабильности метангидратов поднимается к поверхности грунта. Изменение теплофизических характеристик грунта влияет на мощность ЗС, но не оказывает влияние на положение верхней границы зоны стабильности, которая совпадает с поверхностью грунта.

При таянии ледникового щита происходит нарушение термобарических условий стабильности метангидратов.

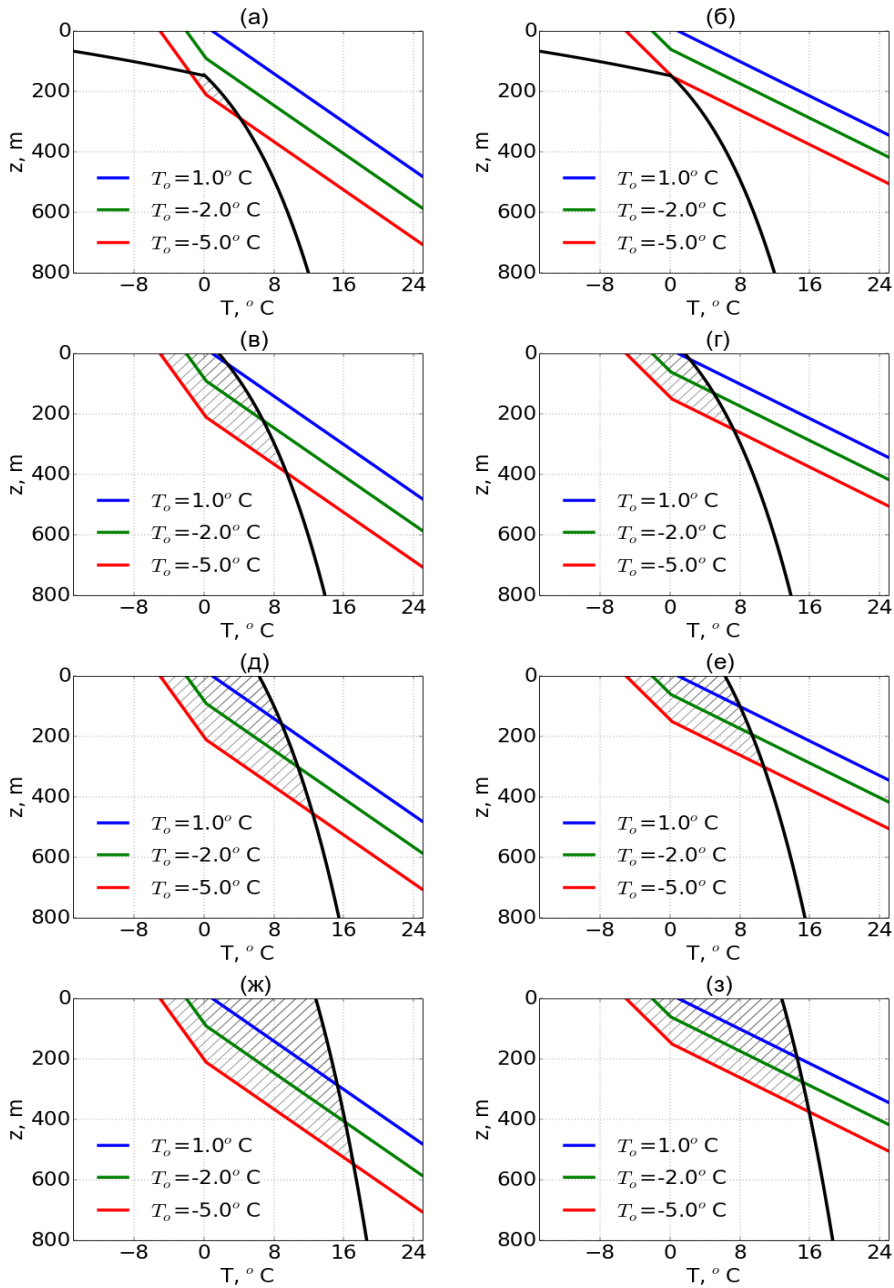


Рисунок 2.1.2 – Области формирования метангидратов (показаны штриховкой) для мощности ледникового щита 100 м (а, б), 300 м (в, г), 500 м (д, е) и 1000 м (ж, з), значениях теплового потока $0,05 \text{ Вт/м}^2$ (а, в, д, ж) и $0,07 \text{ Вт/м}^2$ (б, г, е, з) и температуре основания ледникового щита -5°C , -2°C и 1°C (красная, зеленая и синяя линии, соответственно)

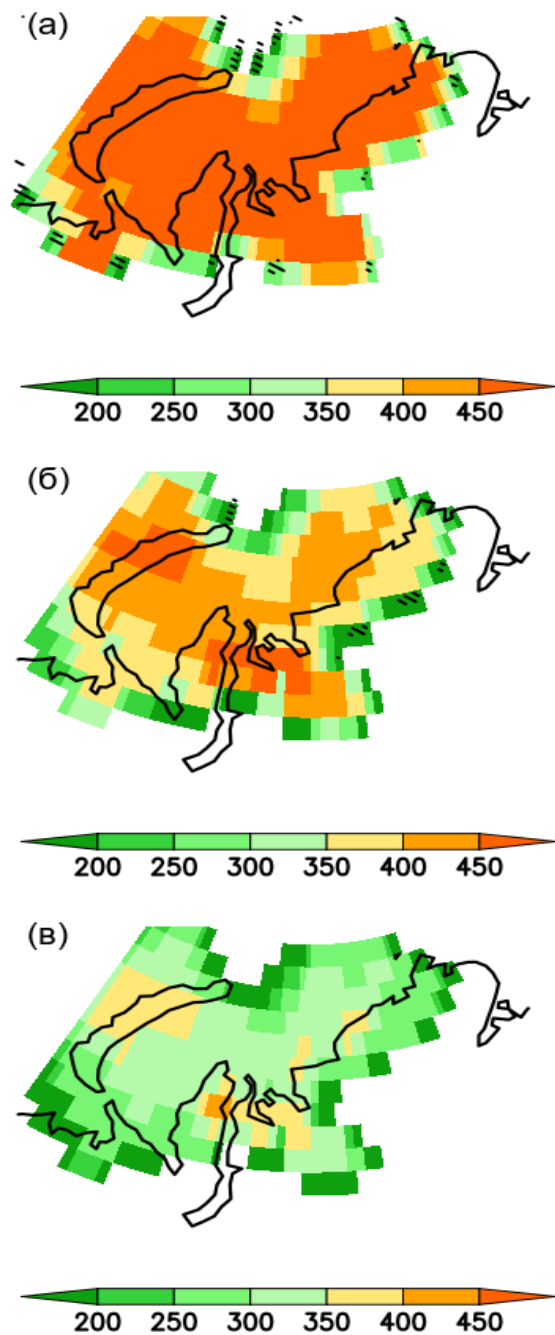


Рисунок 2.1.3 – Глубина (в м) нижней границы зоны стабильности метангидратов при различной температуре основания ледникового щита: -5 °C (а), -2 °C (б), 1 °C (в)

С уменьшением высоты ледника до 300 м уменьшается глубина нижней границы зоны стабильности метангидратов. В этом случае ЗС также локализуется вблизи поверхности. При последующем уменьшении высоты ледникового щита происходит отрыв верхней границы зоны стабильности от поверхности грунта с дальнейшим увеличением глубины. Полученные результаты свидетельствуют о том, что в условиях покровного оледенения при мощности ледникового щита от 300 м и более зона стабильности гидратов локализуется вблизи поверхности грунта, а ее верхняя граница совпадает с поверхностью.

На основе данных о пространственном распределении, мощности ледниковых щитов и значениях теплового потока определены пространственные области зоны стабильности метангидратов для различных значений температуры основания ледникового щита (рис. 2.1.3). Значения теплофизических характеристик для талого и мерзлого грунта соответствовали значениям в предыдущем расчете. Тепловой поток на нижней границе задавался в соответствии с сеточными данными [43].

Наибольшая глубина нижней границы зоны стабильности (и наибольшая мощность ЗС) получена в расчете с наименьшим значением температуры основания (рис. 2.1.3а). Также в этом численном эксперименте на границе ледникового щита, где высота ледника не превышает 100-200 м, выявлены области, в которых верхняя граница зоны стабильности находится на глубине от 50 м и более. С увеличением температуры основания ледника площадь зоны стабильности уменьшается за счет нарушения термобарических условий стабильности метангидратов в областях на границе ледникового щита, где высота ледника не превышает 200 м (рис. 2.1.3 б). Мощность зоны стабильности также уменьшается, локальные максимумы получены в северо-восточной части п-ва Ямал и на севере Гыданского полуострова. В численном эксперименте с положительной температурой (1 °С) основания ледникового щита отмечается дополнительное сокращение площади и мощности ЗС с сохранением локальных максимумов глубины нижней границы ЗС (рис. 2.1.3). При этом области локальных максимумов в районе Гыданского полуострова связаны с небольшой (менее 0,05 Вт/(м·К)) интенсивностью теплового потока согласно данным [43].

2.1.3 ОЦЕНКА ГИДРАТОНАСЫЩЕННОСТИ В УСЛОВИЯХ ПOKPOBHOГO OЛEДEHEHИЯ

Формирование гидратов может происходить при достижении соответствующих термобарических условий в водонасыщенных породах с высоким газосодержанием, либо в результате миграции газа или

газонасыщенного флюида из нижележащих газоносных слоев в зону стабильности гидрата. Результаты биохимического анализа газа, отобранного из кратеров газовых выбросов в регионе Ямала и прилегающих территорий, свидетельствуют о том, что в составе газовой смеси содержится 87–99% метана [36]. Согласно результатам изотопного анализа, газ имеет биогенное происхождение [36, 47]. Учитывая наблюдаемое изменение концентрации метана по глубине исследованных кратеров, допускается возможность фильтрации газа, также преимущественно биогенного происхождения, из нижележащих газонасыщенных пород [47]. Предполагается, что в рассматриваемом регионе в результате развития медленных тектонических процессов возможно увеличение проницаемости субвертикальных трещин и разломов, подходящих к поверхности, по которым проходит миграция газа из пород-коллекторов, расположенных ниже многолетнемерзлых пород [48]. В связи с этим для оценки гидратонасыщенности пород в зоне стабильности необходим учет возможных механизмов накопления газа и формирования газогидратов в связи с миграцией газа из нижележащих газонасыщенных слоев. Учитывается, что вертикальные градиенты, в том числе градиенты температуры и давления, значительно превосходят горизонтальные. В этом случае можно сформулировать локально-одномерную задачу переноса газонасыщенного флюида через пористую среду от источника (газонасыщенного слоя) к поверхности грунта в зону стабильности под действием градиента давления. Рассматривается изотермический перенос флюида, содержащего метан [36, 47]. Предполагается, что пористая среда однородна и изотропна по проницаемости, пористость среды линейно зависит от давления, перенос флюида подчиняется закону Дарси. В этом случае процесс фильтрации может быть описан уравнением пьезопроводности. В интервале глубин, где выполняются термобарические условия стабильности метангидратов, происходит накопление гидратов за счет газа из флюида. Для этой области принимается условие локального термодинамического равновесия фаз гидрат-флюид в порах.

Математическая формулировка данной задачи включает систему дифференциальных уравнений, в том числе уравнение Дарси, описывающее фильтрацию флюида, уравнения неразрывности флюида и сохранения газа с условием локального термодинамического равновесия гидрат-газонасыщенный флюид в области от поверхности грунта до глубины залегания источника (газонасыщенного слоя) [49]. Система уравнений также включает соотношение для зависимости пористости от давления и уравнение теплопроводности. Для определения положения зоны стабильности газовых гидратов использовались зависимости стабильности газовых гидратов от давления и температуры. Параметры равновесных фазовых кривых термобарического состояния метангидратов задавались в соответствии с [45]. Градиент температуры грунта рассчитывался для талой и мерзлой областей при задании соответствующих

коэффициентах теплопроводности. Также учитывалось условие локального термодинамического равновесия гидрат-флюид в области стабильности газовых гидратов.

Для решения системы уравнений задаются давление в газонасыщенном слое, высота ледникового щита, проницаемость и пористость грунта, плотности (флюида, льда и грунта), концентрация газа в гидрате и флюиде и градиент температуры. На верхней границе температура грунта, пористость и проницаемость принимаются постоянными. Давление на верхней границе постоянно и определяется высотой ледника. На нижней границе давление постоянно и равно сумме давлений ледника и гидростатического давления [36]. Также на нижней границе задается тепловой поток и определяются значения температурного градиента в грунте в зависимости от температуры поверхности грунта и коэффициентов теплопроводности, которые в общем случае имеют разные значения в талой и мерзлой областях. Учитывалось, что концентрация растворенного метана в слое накопления гидрата приближается к равновесному значению. При расчете равновесной концентрации метана во флюиде используется подход [50]. На основе численного решения уравнения пьезопроводности можно определить изменения давления флюида и пористости грунта в каждый момент времени и оценить скорость и динамику гидратонасыщенности пород. В предположении о постоянстве коэффициента проницаемости грунта уравнение пьезопроводности имеет аналитическое решение [51]. В этом случае давление выходит на квазистационарный режим с градиентом, пропорциональным разности давлений под основанием ледника и в газонасыщенном слое и обратно пропорциональным глубине залегания газонасыщенного слоя.

Расчеты проводились для различных значений мощности ледникового щита (от 100 до 1000 м) и температуры поверхности грунта под ледником (от -5 до 0 °С). Глубина от поверхности грунта до источника (газонасыщенного слоя) изменялась от 500 до 1000 м согласно данным разрезов газоносных структур на севере Западной Сибири [52]. Характеристики грунта в зависимости от типа и состава, флюида и метангидратов задавались на основе [36, 49]. Коэффициент проницаемости грунта принимался равным 10^{-15} м^2 .

Анализ результатов расчета показал, что увеличение глубины до газонасыщенного слоя (источника) приводит к увеличению времени выхода скорости фильтрации насыщающего флюида на стационарный режим (рис. 2.1.4).

В проведенных расчетах при глубине до газонасыщенного слоя, составляющей 500 м, время выхода давления на стационарный режим составляет примерно полгода ($1,5 \times 10^7 \text{ с}$).

При глубине до газонасыщенного слоя 1000 м это время увеличивается до $5 \times 10^7 \text{ с}$.

Время выхода на стационарный режим также зависит от величины коэффициента проницаемости грунта.

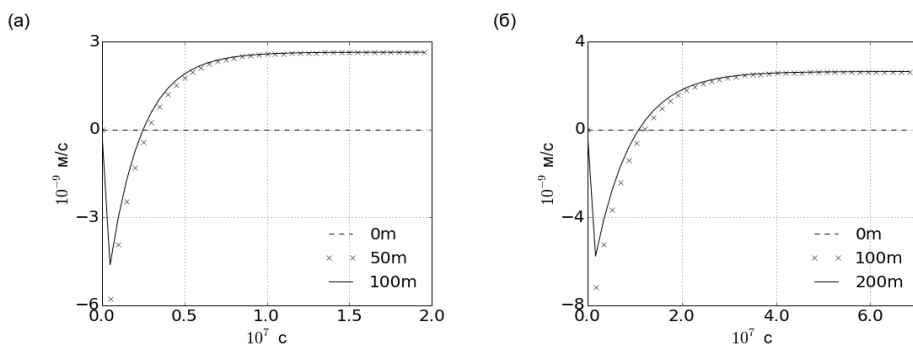


Рисунок 2.1.4 – Зависимость скорости фильтрации флюида от времени расчета при глубине до газонасыщенного слоя (источника) 500 м (а) и 1000 м (б)

При увеличении коэффициента проницаемости до 10^{-13} м^2 [49] время выхода на стационарный режим уменьшается до 10^5 с . Рассчитанная скорость фильтрации флюида, пропорциональная градиенту давления, не меняется по глубине и составляет $2,6 \times 10^{-9} \text{ м/с}$. Полученные результаты показывают, что время установления стационарного режима при различных значениях коэффициента проницаемости грунта и глубины до газонасыщенного слоя намного меньше продолжительности рассматриваемых периодов оледенения, составляющих от нескольких тысяч до 10 тыс. лет. В связи с этим данный подход может быть использован для оценки гидратонасыщенности пород за счет миграции газа из нижележащих газоносных слоев в условиях оледенения.

На рис. 2.1.5 представлены результаты расчета зоны стабильности и скорости гидратонакопления для теплового потока $0,05 \text{ Вт/м}^2$ и глубины до газонасыщенного слоя 500 м. Результаты моделирования зоны стабильности и скорости гидратонакопления при увеличенной интенсивности теплового потока, равной $0,07 \text{ Вт/м}^2$ и глубины газонасыщенного слоя 500 м, представлены на рис. 2.1.6.

Полученные результаты показывают, что при нарушении равновесных термобарических условий (отсутствует зона стабильности) гидратонакопления за счет миграции газоносного флюида не происходит (рис. 2.1.5а, б и рис. 2.1.6а, б).

Скорость накопления газогидратов в поровом пространстве (dh/dt) зависит от фазового состояния почвенной влаги (вода/лед) и составляет $1,5 \times 10^{-13} \text{ с}^{-1}$ для мерзлого грунта и $3,1 \times 10^{-13} \text{ с}^{-1}$ для талого грунта при тепловом потоке $0,05 \text{ Вт/м}^2$ и $2,1 \times 10^{-13} \text{ с}^{-1}$ и $4,3 \times 10^{-13} \text{ с}^{-1}$ в мерзлом и талом грунте, соответственно, при тепловом потоке $0,07 \text{ Вт/м}^2$. В проведенных расчетах скорости гидратонакопления в мерзлом и талом грунте различаются в два раза

в зависимости от заданных коэффициентов теплопроводности грунта (1 Вт/ (м К) и 2 Вт/ (м К) для талого и мерзлого грунта, соответственно).

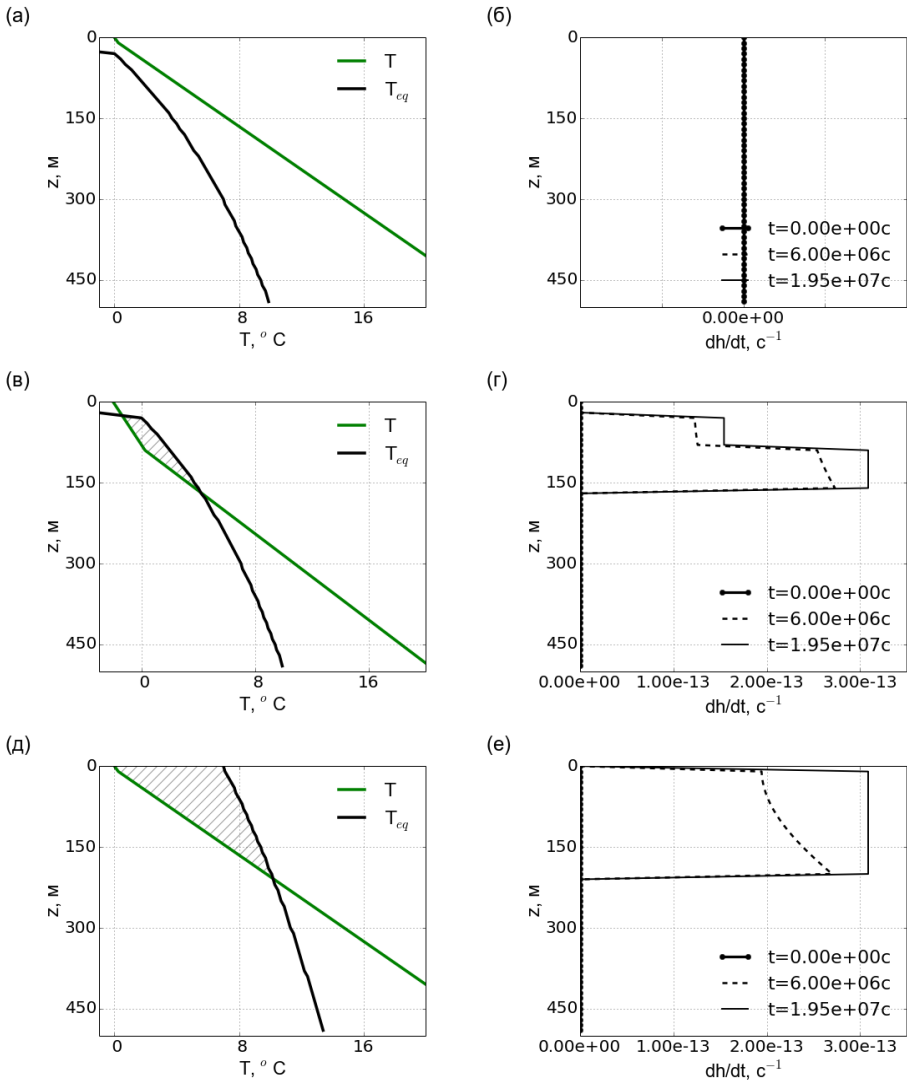


Рисунок 2.1.5 – Рассчитанные на основе профиля температуры грунта T и равновесной кривой метангидратов T_{eq} глубина z 3С (а, в, д) и скорость гидратонакопления dh/dt (б, г, е) в различные моменты времени t (0,0; 6,0×10⁶ и 1,95×10⁷ с) с начала расчета для мощности ледника 200 м и температуры поверхности грунта 0°C (а, б), мощности ледника 200 м и температуры поверхности грунта -2°C (в, г) и мощности ледника 500 м и температуры поверхности грунта 0°C (д, е). Значение теплового потока 0,05 Вт/м², глубина до газонасыщенного слоя 500 м

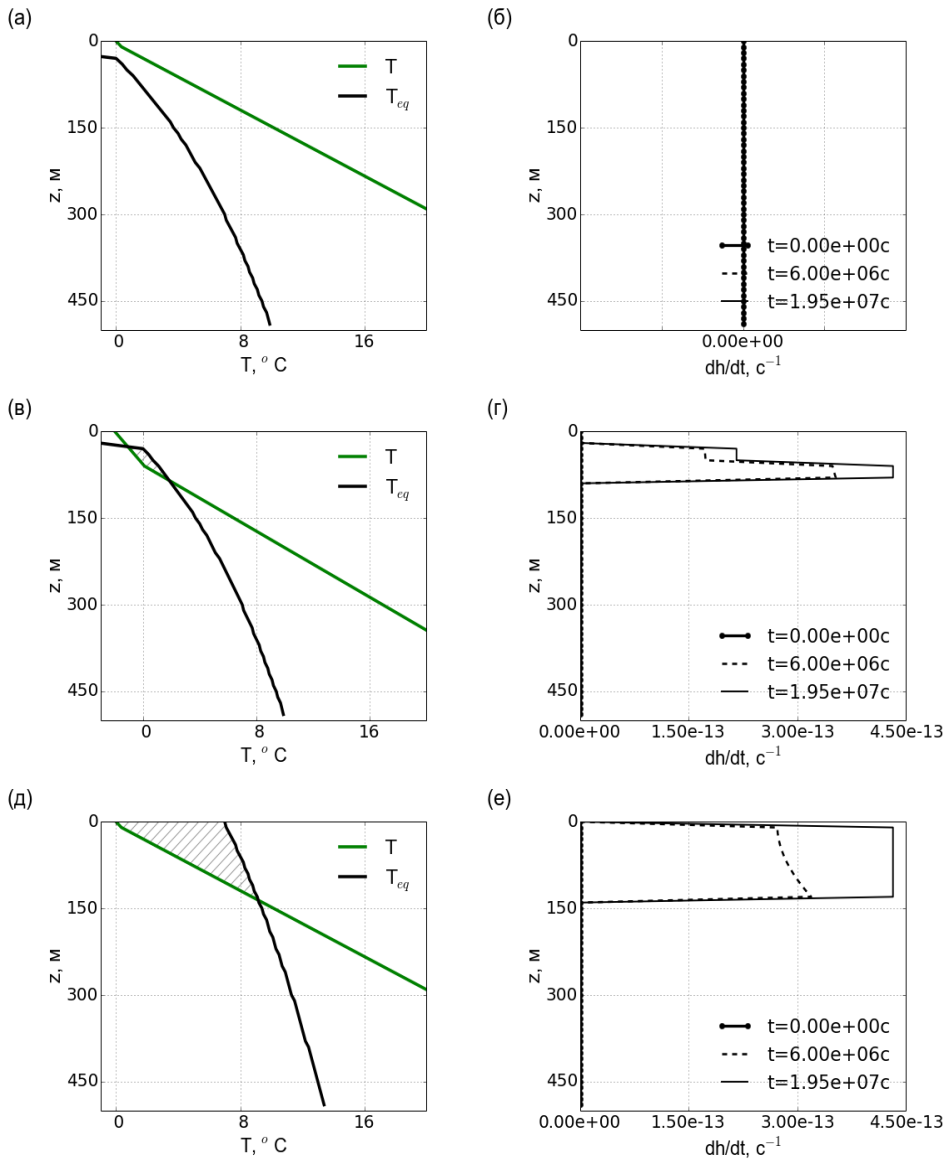


Рисунок 2.1.6 – Рассчитанные на основе профиля температуры грунта T и равновесной кривой метангидратов T_{eq} глубина z ЗС (а, в, д) и скорость гидратонакопления dh/dt (б, г, е) в различные моменты времени t ($0, 6,0 \times 10^6$ и $1,95 \times 10^7$ с) с начала расчета для мощности ледника 200 м и температуры поверхности грунта 0°C (а, б), мощности ледника 200 м и температуры поверхности грунта -2°C (в, г) и мощности ледника 500 м и температуры поверхности грунта 0°C (д, е). Значение теплового потока $0,07 \text{ Вт/м}^2$, глубина до газонасыщенного слоя 500 м

Скорость накопления гидрата зависит от равновесной концентрации газа во флюиде и пропорциональна градиенту температуры грунта. Согласно полученным результатам, при тепловом потоке повышенной интенсивности мощность зоны стабильности уменьшается, но увеличивается скорость гидратонакопления (рис. 2.1.5 г, е и рис. 2.1.6 г, е). При увеличении коэффициента проницаемости грунта скорость накопления гидрата также увеличивается. При мощности ледникового щита от 500 м и больше, область гидратонакопления может достигать поверхности грунта при температуре основания ледника около 0 °С и тепловом потоке повышенной интенсивности (рис. 2.1.5 д, е и рис. 2.1.6 д, е). С учетом полученной скорости гидратонакопления оценки изменения гидратонасыщенности пород за счет фильтрации флюида в условиях покровного оледенения составляют 1% для талого и 0,5% для мерзлого грунта, а при тепловом потоке повышенной интенсивности (0,07 Вт/м²) 1,4% для талого и 0,7% для мерзлого грунта за тысячу лет. Если такая скорость аккумуляции гидратов поддерживается в течение времени, сопоставимого с продолжительностью периодов оледенения (тысячи лет), гидратонасыщенность может достигать 10% (14% при повышенном тепловом потоке). Полученные результаты позволяют объяснить формирование газогидратов на небольших глубинах (10–200 м от поверхности грунта) в условиях покровного оледенения с учетом миграции газа из нижележащих газонасыщенных слоев.

2.1.4 АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ И ЗОН СТАБИЛЬНОСТИ МЕТАНГИДРАТОВ В СЕВЕРНЫХ РЕГИОНАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 100 ТЫС. ЛЕТ

Изменение приповерхностной температуры на различных временных масштабах (от нескольких десятков до сотен и тысяч лет) влияет на термический режим многолетнемерзлых грунтов и устойчивость газовой компоненты криолитозоны [53]. В связи с этим необходимо оценить эволюцию термического режима и определить условия существования и диссоциации газовых гидратов с учетом их возможного формирования в периоды ледниковых максимумов около 90 и 60 тыс. лет назад. Для расчета термического состояния многолетнемерзлых пород и термобарических условий существования метандратов использовалась динамическая модель процессов теплопереноса в грунте с учетом фазовых переходов вода-лед [54–56]. В данной модели распространение тепла в грунте описывается уравнением теплопроводности с учетом снежного покрова или при наличии ледникового щита. Для Ямала в зимний период средние значения

толщины снежного покрова принимались равными 0,4 м. На границе атмосфера – подстилающая поверхность задавалась среднемесячная приповерхностная температура воздуха на основе результатов транзитивных численных экспериментов с глобальной климатической моделью CLIMBER-2 [38] в пределах последних 100 тыс. лет. При наличии ледникового щита рассчитывался теплоперенос для системы ледниковый щит – грунт. Распространение тепла в слое льда описывается уравнением теплопроводности, включающим адвективные составляющие [40]. На нижней границе ледникового щита учитывается теплообмен с подстилающей поверхностью грунта – используется граничное условие четвертого рода.

С использованием данных о высоте ледникового щита в Гренландии (от 2000 м на станции Century и 3000 м на станции GRIP) и значениях теплового потока проведена валидация модели теплопереноса в системе ледниковый щит – грунт. Численные расчеты проводились при разной мощности ледникового щита и теплового потока. Температура воздуха по модели CLIMBER-2 над ледником задавалась с поправкой на высоту ледникового щита. Результаты моделирования температуры основания ледникового щита и вертикального распределения (профиля) температуры в леднике сравнивались с данными наблюдений на выбранных станциях, полученными в рамках международных проектов NEEM и GRIP [41], а также с результатами моделирования [57]. Начальный профиль температуры в ледниковом щите задавался как решение стационарного уравнения теплопроводности с учетом значений приповерхностной температуры [38] и теплового потока [41, 57]. Полученные значения температуры основания ледникового щита, которые составляют $-12,4$ °C для станции Camp $-7,7$ °C и для станции GRIP хорошо согласуются с результатами моделирования: -13 °C и $8,5$ °C, соответственно [40, 41], что свидетельствует об адекватном воспроизведении моделью распределения температуры в системе ледниковый щит — грунт. Результаты моделирования распределения температуры в ледниковом щите при значениях теплового потока $0,04$ Вт/м² и $0,045$ Вт/м² в сопоставлении с данными наблюдений [41, 57] представлены на рис. 2.1.7.

Для оценки термобарических условий в многолетнемерзлых породах полуострова Ямал в течение последних 100 тыс. лет, в частности, для периодов покровных оледенений около 95–80 и 70–59 тыс. лет назад, использовались результаты численного моделирования и данные палеореконструкций о пространственном положении и мощности ледниковых щитов [13, 15, 17, 58, 59]. В соответствии с этими данными в проведенных расчетах во время периодов оледенений учитывался верхний слой, представленный ледниковым щитом высотой 500-1000 м. Глубина расчетной области в грунте задавалась равной 1500 м. Теплофизические характеристики грунта выбирались соответствующими суглинку в соответствии с данными бурения в регионе Ямала [44]. Учитывалась

концентрация солей в поровом растворе, понижающая температуру заморзания воды в грунте. В связи с этим при моделировании термического режима грунта температура фазовых переходов вода-лед принималась равной $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$.

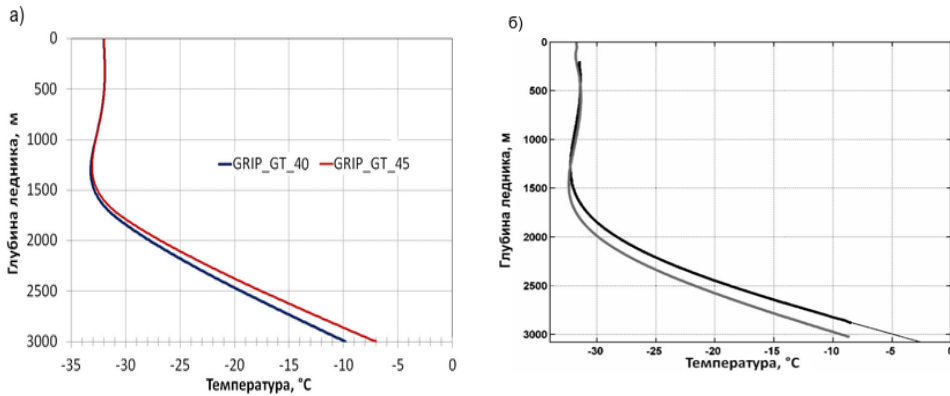


Рисунок 2.1.7 – Результаты моделирования (а) и данные инструментальных измерений [41, 57] (б) распределения температуры в Гренландском ледниковом щите для станции GRIP при различных значениях теплового потока

В периоды оледенений под влиянием нагрузки льда происходит прогибание земной коры, которое по абсолютной величине может составлять около трети мощности ледника [60]. В результате после этапов оледенения предполагается затопление рассматриваемого региона слоем воды [15]. В проведенных численных экспериментах высота трансгрессии определялась в зависимости от высоты ледникового щита согласно [61] и линейно убывала от максимальных начальных значений 150 и 300 м (для мощности ледника 500 и 1000м, соответственно) до нуля. В периоды трансгрессии придонная температура считалась постоянной и равной $-1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Продолжительность затопления областей полуострова Ямал после периодов покровного оледенения около 90 и 60 тыс. лет назад определяется временем восстановления изостатического равновесия согласно [61] с учетом параметров астеносферы [62]. В расчетах продолжительность трансгрессий задавалась равной 5 и 2,5 тыс. лет соответственно, после этого расчеты проводились для субаэральных условий. В условиях трансгрессий не учитывалось изменение уровня поверхности за счет осадконакопления, которое могло составить от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров за рассматриваемые периоды трансгрессий согласно данным о скорости осадконакопления [63].

При моделировании эволюции зоны стабильности метангидратов использовались уравнения равновесного существования гидрата метана в талом и мерзлом грунте [45]. В модели давление в грунте рассчитывалось как гидростатическое. На этапах покровного оледенения это давление увеличивалось

за счет дополнительного влияния ледникового щита, а в ходе трансгрессий - за счет вышележащей толщи воды. Помимо влияния на зону стабильности газогидратов, плейстоценовые ледниковые покровы, возникавшие на шельфе и прилегающей к нему суше, уменьшали охлаждение пород под ледником. В конце периодов оледенения предполагалось, что происходит таяние ледника в течение 1000 лет для щита высотой 500 м и 2000 лет – для 1000 м [38].

В качестве входных данных в проведенных численных экспериментах использовались ряды среднемесячных данных температуры и осадков для северных регионов Западной Сибири. В начальный момент времени профиль температуры в грунте определялся решением стационарного уравнения теплопереноса для среднегодовой приповерхностной температуры атмосферы в начальный период при заданном потоке тепла на нижней границе области. На верхней границе температура поверхности грунта (снега, льда при наличии) принималась равной приповерхностной температуре воздуха для данного региона в соответствии с результатами расчетов с моделью CLIMBER-2. Для ледникового щита учитывалось понижение температуры воздуха с высотой.

На нижней границе расчетной области задавался тепловой поток $0,05 \text{ Вт/м}^2$ (сценарий G5), а также поток повышенной интенсивности $0,07 \text{ Вт/м}^2$ (сценарий G7). Значения потоков задавались на основе [43]. Сценарий G7 соответствует увеличенной интенсивности теплового потока, связанной с особенностями тектонического строения, как, например, в западной части полуострова Ямал [51]. Также учитывалась положительная геотермическая аномалия в этой части полуострова, продолжающаяся в акваторию Карского моря [42].

Динамика приповерхностной температуры воздуха, заданной в качестве верхнего граничного условия, а также рассчитанной температуры подстилающей поверхности, в том числе под ледниковыми щитами в периоды оледенений 95–80 и 70–60 тыс. лет назад и в периоды трансгрессий, представлена на рис. 2.1.8.

В периоды покровного оледенения при понижении приповерхностной температуры отмечается увеличение температуры грунта на 10–15 °С и более у основания ледникового щита за счет теплового потока и теплоизолирующего воздействия ледника. В эксперименте G7 за счет увеличенного потока тепла температура поверхности грунта под ледником превышает значения температуры в эксперименте G5. Полученные результаты показывают, что различие между температурами поверхности грунта, связанное с различной величиной теплового потока в двух экспериментах проявляется только в периоды покровного оледенения. Наибольшие значения температуры поверхности (-1,8 °С) в пределах последних 100 тыс. лет достигаются в периоды трансгрессии. Также были проанализированы наиболее теплые климатические периоды за последние 100 тыс. лет, в частности, оптимум голоцена (около 6–5 тыс. лет назад) и современный период. Полученные результаты показывают, что на протяжении

последних 5 тыс. лет температура воздуха в рассматриваемом регионе понижалась и тренд составлял $-0,03\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ лет}$. Оценки тренда рассчитанной температуры поверхности грунта за этот период составляют $-0,02\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ лет}$. Начиная со второй половины XX века приповерхностная температура увеличивалась. При этом тренд рассчитанной температуры грунта $0,03\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ согласуется с модельными оценками и данными наблюдений для данного региона [4]. Температура воздуха и рассчитанная температура поверхности для современного периода (начиная с 2010 г.) на севере Западной Сибири превышают соответствующие значения температуры в оптимуме голоцена и в конце расчетного периода (в 2049 г.) это превышение составляет около $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ для приповерхностной температуры воздуха и $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ для температуры поверхности грунта. Согласно полученным в [64] результатам, глобальная приповерхностная температура уже в 2000–2009 гг. могла превысить температуру в оптимуме голоцена примерно на $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$.

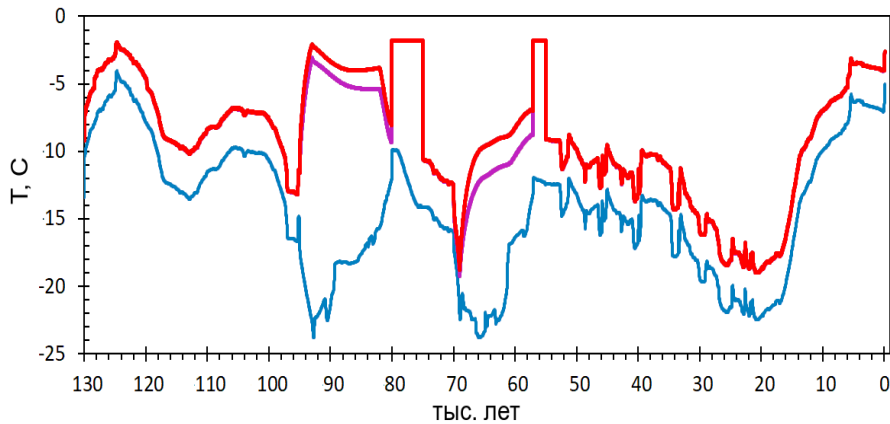


Рисунок 2.1.8 – Приповерхностная температура воздуха (синяя кривая), задаваемая в качестве верхнего граничного условия на подстилающей поверхности, в том числе на поверхности ледникового щита. Рассчитанные температуры поверхности грунта для интенсивности теплового потока $0,05\text{ Вт}/\text{м}^2$ (фиолетовая кривая) и $0,07\text{ Вт}/\text{м}^2$ (красная кривая)

Рассчитана мощность многолетнемерзлых пород и динамика верхней и нижней границ зоны стабильности метангидратов за последние 100 тыс. лет. Полученные результаты показывают, что в геологическом прошлом были периоды, когда верхняя граница зоны стабильности метангидратов могла начинаться от земной поверхности, например, в эпохи оледенений около 95–80 и 70–60 тыс. лет назад. В эти периоды в эксперименте G5 мощность зоны

стабильности метангидратов достигала 970 м. Согласно результатам расчетов с моделью ледник-грунт термический режим грунта в периоды оледенений зависит от мощности ледникового щита. Так, при высоте щита 1000 м температура поверхности грунта практически не зависит от температуры атмосферы, а в период таяния ледника 83–80 тыс. лет назад температура грунта понижается на несколько градусов. При высоте щита 500 м температура грунта под ним ниже, чем в предыдущий период оледенения. В период таяния этого ледника около 60 тыс. лет назад температура грунта повышается при росте температуры атмосферы.

На рис. 2.1.9 показано изменение среднегодовой температуры грунта за последние 100 тысяч лет в численном эксперименте G5. После периодов оледенения в результате затопления рассматриваемого региона происходит изменение термических условий. Температура грунта увеличивается до -2 °C в верхних 300 м (рис. 2.1.9). Увеличение температуры пород и уменьшение давления в результате разрушения ледникового щита приводит к сокращению мощности зоны стабильности метангидратов до 500 м.

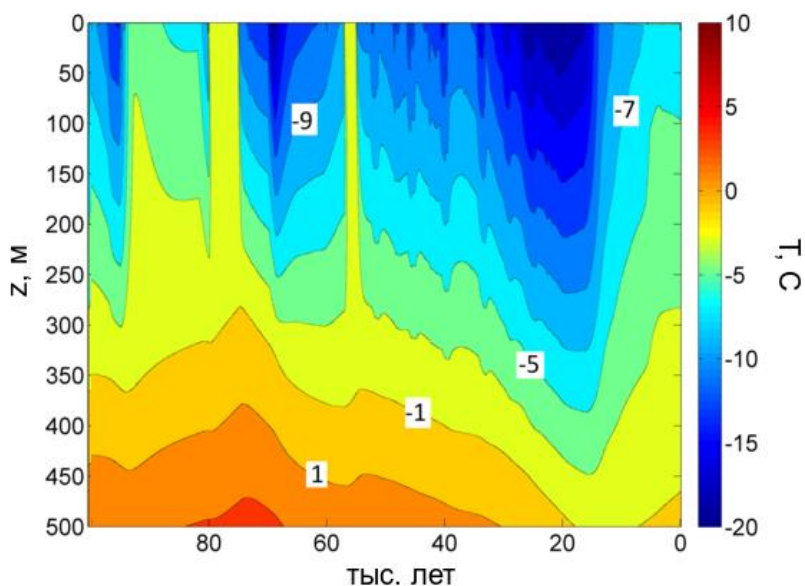


Рисунок 2.1.9 – Изменение среднегодовой температуры грунта за последние 100 тысяч лет в численном эксперименте G5

При этом верхняя граница зоны стабильности метангидратов заглубляется до 200–250 м. Происходит деградация мерзлоты, и мощность многолетнемерзлых пород при трансгрессии сокращается до 300 м. После окончания трансгрессии в субэаральных условиях происходит промерзание верхних слоев грунта. В период

последнего ледникового максимума (около 20 тыс. лет назад) полученные оценки мощности мерзлых пород в рассматриваемом регионе составляют около 550 м. Зона стабильности метангидратов также увеличивается до 930 м, верхняя граница поднимается до 100 м. Последующее потепление с максимумом в оптимуме голоцена (около 6 тыс. лет назад) приводит к росту температуры грунта. В данном численном эксперименте глубина верхней границы зоны стабильности понижается до 250 м. Максимальные значения модельной температуры в верхних 100 м грунта в этот период не превышают -6 °С. Для современного периода в данном численном эксперименте значение мощности многолетнемерзлых пород составляет 460 м, что согласуется с наблюдаемыми значениями 300–500 м [51].

На рис. 2.1.10 представлены результаты моделирования температуры грунта в численном эксперименте G7 при увеличенной интенсивности теплового потока. Согласно полученным результатам, в периоды оледенений в этом эксперименте мощность зоны стабильности газогидратов достигала 780 м. После исчезновения ледникового щита во время трансгрессий, в отличие от эксперимента G5, выявлено значительное сокращение зоны стабильности до полного исчезновения около 75 тыс. лет назад.

Согласно полученным оценкам, мощность многолетнемерзлых пород в этот период составляла 150 м. В период оледенения 60 тыс. лет назад под действием ледникового щита создаются условия для формирования газогидратов и мощность зоны стабильности в этот период достигает 700 м. После таяния ледника в условиях трансгрессии происходит частичное разрушение зоны стабильности метангидратов и глубина верхней границы составляет 200 м. При последующем понижении приповерхностной температуры после трансгрессии температура грунта уменьшается и в период последнего ледникового максимума (около 20 тыс. лет назад) составляет -20 °С и менее в верхних горизонтах. Нижняя граница мерзлых пород за этот период опускается до 450 м с понижением температуры пород до -20 °С у поверхности. Мощность зоны стабильности метангидратов в этот период около 500 м, глубина верхней границы зоны стабильности составляет 120–150 м. Начиная с оптимума голоцена температура грунта увеличивается.

В этом численном эксперименте мощность мерзлоты при современных климатических условиях составляет около 250 м. Это согласуется с оценками наблюдаемой мощности при увеличенном тепловом потоке за счет разлома или расположенной ниже подошвы многолетнемерзлых пород газовой залежи с положительной температурой [51].

Глубина сезонного протаивания в проведенных численных экспериментах уменьшается до 0,2–0,3 м в последний ледниковый максимум и увеличивается до 1,1 м для современного периода. Полученные результаты согласуются

с наблюдаемыми значениями, составляющими около 1 м [20] и модельными оценками в расчетах с данными архива CRU_TS¹ [65].

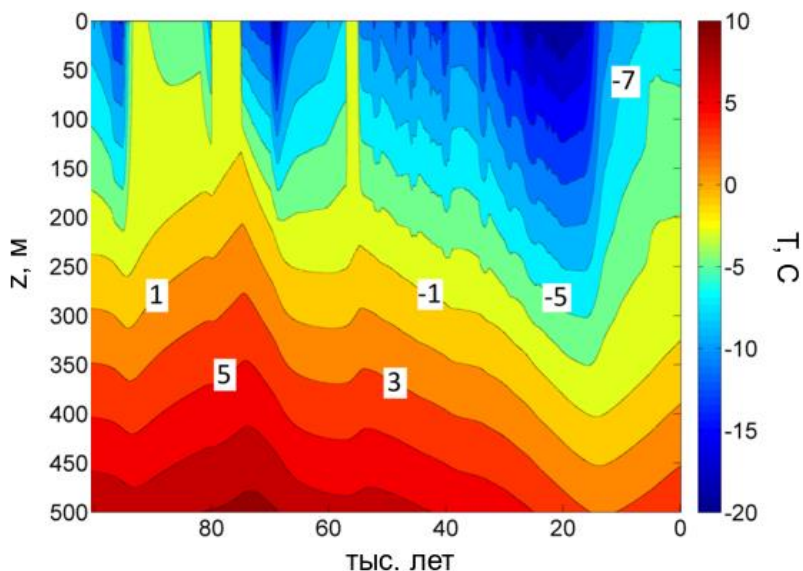


Рисунок 2.1.10 – Изменение среднегодовой температуры грунта за последние 100 тысяч лет в численном эксперименте G7

Согласно полученным в численных экспериментах результатам при различных значениях теплового потока, в том числе увеличенной интенсивности, в рассматриваемом регионе в верхних 150–200 м и более могут сохраниться многолетнемерзлые грунты на протяжении последних 100 тыс. лет. После таяния ледниковых щитов в проведенных экспериментах зона стабильности метангидратов уменьшается за счет изменения термобарических условий на верхней и нижней границах области. В эксперименте G7 в период 80–75 тыс. лет назад за счет повышенного теплового потока и более продолжительной трансгрессии возможно полное разрушение зоны стабильности метангидратов с последующим восстановлением равновесных условий в период оледенения 70–60 тыс. лет назад. Изменение термобарических условий после таяния ледникового щита около 60–55 тыс. лет назад и последующей трансгрессии может привести к диссоциации метангидратов как ниже зоны стабильности при положительной температуре грунта, так и к частичному разложению метангидратов, оказавшихся выше зоны стабильности в толще мерзлых пород. В первом случае миграция газа к поверхности через зону стабильности будет

¹ http://crudata.uea.ac.uk/cru/data/hrg/cru_ts_3.22

затруднена, что приведет к накоплению свободного газа под зоной стабильности метангидратов. Во втором случае при снижении давления и нарушении условий стабильности возможно сохранение метангидратов при отрицательной температуре выше равновесной границы, в зоне метастабильности [36, 66]. Максимальная глубина этой границы составляет около 200 м в конце периода трансгрессии. Выше этой границы возможен процесс диссоциации метангидратов на газ и переохлажденную воду с последующей миграцией свободного газа к поверхности грунта по пластам-коллекторам [21]. Барический фактор за счет давления вышележащей толщи воды, а также отрицательная температура пород способствуют замедлению процесса диссоциации. Согласно полученным в [67] результатам, в условиях трансгрессии время переноса газа в породах с глубин около 100 м может составлять 1000 лет и более, что сопоставимо с продолжительностью трансгрессии в рассматриваемый период. В субаэральных условиях после периода трансгрессии и до периода последнего ледникового максимума (около 20 тыс. лет назад) происходит понижение температуры грунта начиная с поверхности. При этом возможно замерзание поровой влаги с образованием непроницаемой покрышки из мерзлых пород. В результате газ в верхних горизонтах может оказаться в криогенных ловушках – природных резервуарах, в которых благодаря наличию проницаемого коллектора и непроницаемой покрышки создаются условия для улавливания, скопления и сохранения углеводородов. Благодаря повышенной солености верхних слоев грунта (до 10 м и более) в результате трансгрессии эффективность таких ловушек увеличивается. При понижении температуры грунта до $-18\div -20$ °С и ниже и замерзании поровой влаги создаются термобарические условия, достаточные для формирования газогидратов в криогенных ловушках. Зона стабильности метангидратов в этот период увеличивается в обоих экспериментах.

При последующем росте приповерхностной температуры в голоцене увеличивается температура многолетнемерзлых грунтов (рис. 2.1.10) и верхняя граница зоны стабильности метангидратов понижается на 80 м. Выше этой границы зоны стабильности метангидраты могут находиться в метастабильном состоянии.

При этом мощность метастабильной области (около 80 м) в рассматриваемый период превышает аналогичную мощность в период трансгрессии за счет низкой отрицательной температуры грунта. Нарушение равновесных термобарических условий, в частности, при повышении температуры в оптимум голоцена в верхней области зоны стабильности в пределах толщи многолетнемерзлых пород может привести к разложению метангидратов. Процесс диссоциации гидратов в этом случае может замедлиться или частично прекратиться из-за эффекта самоконсервации при отрицательной температуре ниже равновесной [68]. Согласно данным наблюдений и результатам

лабораторного моделирования критическая температура ($-5 \div -7$ °С) и время диссоциации (от нескольких часов до нескольких месяцев и более) зависят от состава газа, типа грунта, содержания порового льда и минерализации [69].

Анализ приповерхностной температуры показал, что в рассматриваемом регионе в пределах последних 100 тыс. лет не создавалось климатических условий, благоприятных для полной деградации многолетнемерзлых пород. Результаты моделирования термического режима многолетнемерзлых пород с оценкой эволюции зоны стабильности метангидратов свидетельствуют о том, что в толще мерзлых пород возможно существование реликтовых метангидратов на глубинах менее 100–150 м.

2.1.5 АНАЛИЗ УСЛОВИЙ СТАБИЛЬНОСТИ РЕЛИКТОВЫХ МЕТАНГИДРАТОВ В ГОЛОЦЕНЕ

В результате начавшегося около 10 тыс. лет назад потепления изменился термический режим криолитозоны и условия стабильности метангидратов, залегающих в толще мерзлых пород. Для определения термобарических условий метангидратов в многолетнемерзлых грунтах п-ва Ямал и на прилегающих территориях было проведено моделирование термического режима, в том числе в наиболее теплые периоды около 6 тыс. лет назад (оптимум голоцена), и для современного климата с использованием модели теплопереноса в грунте [54–56]. В качестве внешнего атмосферного воздействия использовались ряды приповерхностной температуры и осадков по результатам расчетов с глобальной климатической моделью CLIMBER-2 [38] в пределах последних 6 тыс. лет до середины XX века, продолженные результатами расчетов с ансамблем глобальных климатических моделей проекта CMIP5 (численный эксперимент 6k21C). Для оптимума голоцена использовались результаты расчетов с глобальной климатической моделью CLIMBER-2, а также результаты равновесных расчетов с ансамблем моделей проекта PMIP3. Ансамбль составляли модели, входящие в оба проекта CMIP5 и PMIP3. Для проверки адекватности воспроизведения ансамблем выбранных моделей основных климатических характеристик, в частности, приповерхностной температуры, результаты ансамблевых расчетов сопоставлялись с данными реанализа CERA-20C [70] для XX–начала XXI вв.

Данный реанализ был выбран как наиболее реалистично воспроизводящий наблюдаемые температурные аномалии в Северном полушарии [71]. В частности, реанализ CERA-20C воспроизводит пространственную структуру изменения температуры, а также периоды потепления и похолодания, в том числе, в 1970-х гг. [71].

В численных экспериментах глубина расчетной области в грунте задавалась равной 1500 м. Теплофизические характеристики грунта выбирались соответствующими суглинку в соответствии с данными бурения в регионе Ямала [27]. С учетом характерной для рассматриваемого региона концентрации солей в поровом растворе температура фазовых переходов вода-лед в расчетах принималась равной -1 °С. В начальный момент времени профиль температуры в грунте определялся решением стационарного уравнения теплопереноса для среднегодовой приповерхностной температуры атмосферы при заданном потоке тепла на нижней границе расчетной области. На верхней границе расчетной области температура поверхности грунта (снега, при его наличии) принималась равной приповерхностной температуре для рассматриваемого региона в соответствии с результатами расчетов с моделью CLIMBER-2 и данными реанализа. Тепловой поток на нижней границе принимался равным $0,05$ Вт/м². Динамика снегонакопления рассчитывалась с учетом осадков по имеющимся данным климатической модели CLIMBER-2, моделям проектов СМIP5 и РМIP3. При моделировании зоны стабильности метангидратов использовались уравнения равновесного существования гидрата метана в талой и мерзлой среде [45]. В модели давление в грунте рассчитывается как гидростатическое.

На рис. 2.1.11 приведена глобальная среднегодовая температура воздуха по результатам расчетов с ансамблем глобальных климатических моделей проекта СМIP5 (сценарий *historical*, продолженный с 2006 г. сценарием умеренных антропогенных воздействий RCP4.5), ансамблем климатических моделей проекта РМIP3 со сценарием *mid-Holocene*, а также с глобальной климатической моделью CLIMBER-2 и данными реанализа CERA-20С для второй половины XX – первой половины XXI вв. и для оптимума голоцена. Полученные результаты показывают, что выбранный ансамбль моделей хорошо воспроизводит наблюдаемую температуру воздуха. Также следует отметить значимый рост глобальной среднегодовой температуры воздуха относительно оптимума голоцена.

Согласно полученным результатам, начиная с 20-х – 50-х годов XXI века глобальная среднегодовая температура воздуха может превысить (на уровне стандартных отклонений) потепление в оптимуме голоцена. С учетом пространственной структуры современного потепления, наиболее сильного в высоких широтах Северного полушария, важно сопоставить наблюдаемое региональное повышение температуры с уровнем потепления в оптимуме голоцена с анализом влияния основных метеорологических параметров (температура, осадки) на термический режим многолетнемерзлых грунтов и термобарические условия реликтовых метангидратов.

Анализ результатов расчетов с климатической моделью CLIMBER-2 выявил отрицательный тренд приповерхностной температуры в регионе Ямала от оптимума голоцена к современному периоду, что согласуется с результатами

палеореконструкций, демонстрирующими понижение температуры воздуха за этот период по данным древесных колец [72]. Годовой ход среднемесячной приповерхностной температуры, температуры грунта на глубине 10 м, высота снежного покрова и глубина сезонного протаивания на Ямале в оптимуме голоцена, в середине XX века и в первое десятилетие XXI века в численном эксперименте 6k21C представлена на рис. 2.1.12.

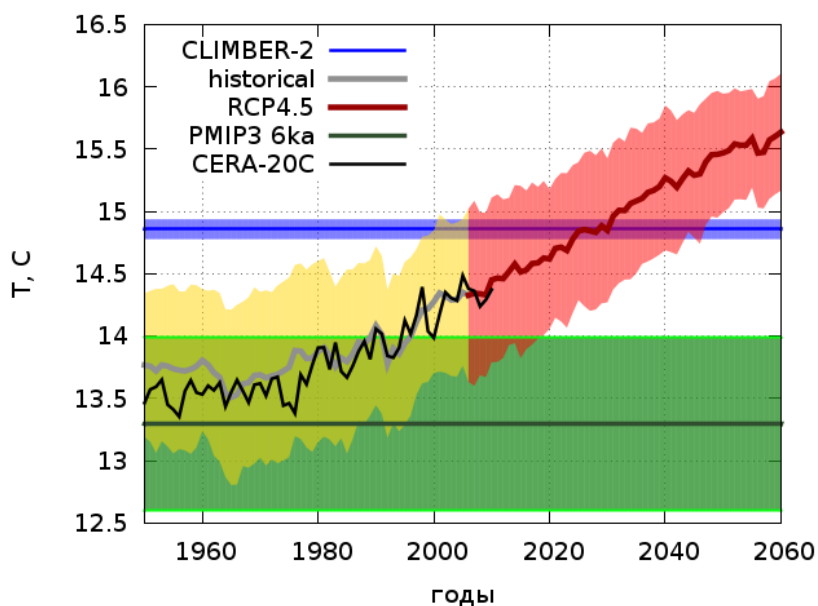


Рисунок 2.1.11 – Глобальная среднегодовая температура воздуха со стандартными отклонениями по результатам расчетов с глобальными климатическими моделями проектов CMIP5, PMIP3 и CLIMBER-2 в сопоставлении с данными реанализа CERA-20C для второй половины XX – первой половины XXI вв. и оптимума голоцена

Согласно полученным результатам, начиная с 20-х – 50-х годов XXI века глобальная среднегодовая температура воздуха может превысить (на уровне стандартных отклонений) потепление в оптимуме голоцена. С учетом пространственной структуры современного потепления, наиболее сильного в высоких широтах Северного полушария, важно сопоставить наблюдаемое региональное повышение температуры с уровнем потепления в оптимуме голоцена с анализом влияния основных метеорологических параметров (температура, осадки) на термический режим многолетнемерзлых грунтов и термобарические условия реликтовых метангидратов.

Анализ результатов расчетов с климатической моделью CLIMBER-2 выявил отрицательный тренд приповерхностной температуры в регионе Ямала от

оптимума голоцена к современному периоду, что согласуется с результатами палеореконструкций, демонстрирующими понижение температуры воздуха за этот период по данным древесных колец [72]. Годовой ход среднемесячной приповерхностной температуры, температуры грунта на глубине 10 м, высота снежного покрова и глубина сезонного протаивания на Ямале в оптимуме голоцена, в середине XX века и в первое десятилетие XXI века в численном эксперименте 6k21C представлена на рис. 2.1.12.

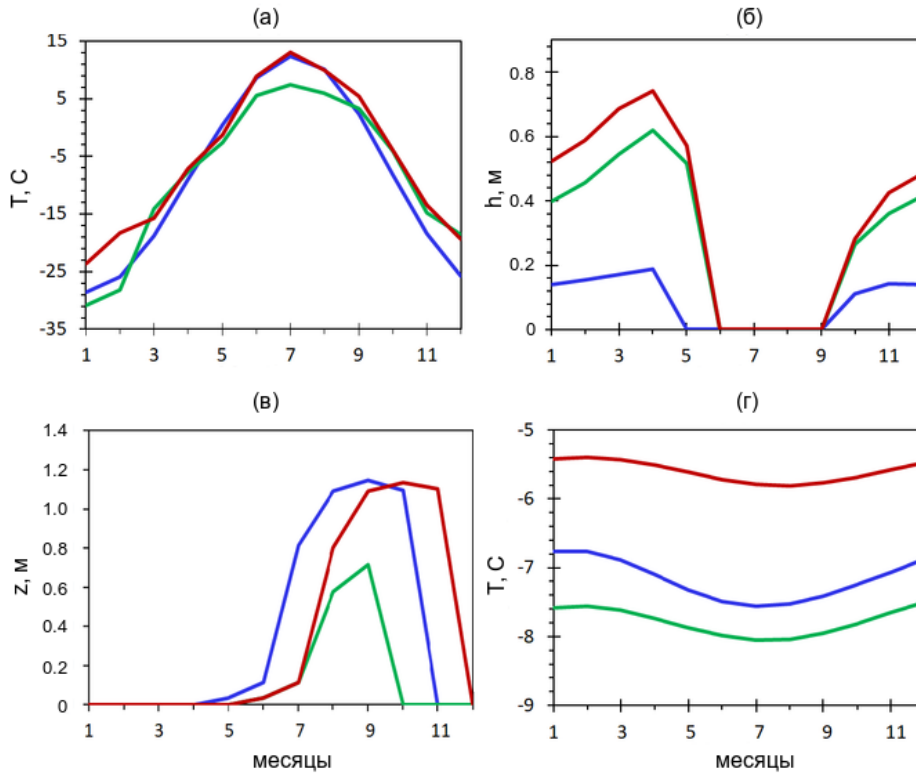


Рисунок 2.1.12 – Годовой ход региональной приповерхностной температуры в численном эксперименте 6k21C (а), высота снежного покрова (б), глубина сезонного протаивания в сентябре (в) и температура грунта на глубине 10 м, (г) по месяцам для оптимума голоцена (синяя кривая), середины XX века (зеленая кривая) и современного периода (красная кривая)

Температура в середине XX века ниже температуры в оптимуме голоцена в летний период, а также зимой в январе и феврале. В весенний и осенний периоды в середине XX века приповерхностная температура выше по сравнению с оптимумом голоцена. Сравнение результатов расчетов для трех временных интервалов показало, что современное приповерхностное потепление превышает

потепление в оптимуме голоцена. Наибольшее различие (около 5 °С) получено для зимнего периода. В осенний период также значения приповерхностной температуры в начале XXI века выше на 2-3 °С по сравнению с оптимумом голоцена. Следует отметить практически одинаковую температуру в летний период в начале XXI века и в оптимуме голоцена.

Модельный тренд приповерхностной температуры в рассматриваемом регионе в конце XX – начале XXI вв. составляет 0,03 °С/год, что согласуется с данным наблюдений [5] 0,02–0,03 °С/год. Результаты работы [73] показывают, что глобальная приповерхностная температура в начале XXI века (в 2000–2009 гг.) также могла превысить температуру в оптимуме голоцена на 0,3 °С.

Рассчитанная высота снежного покрова в начале XXI века превышает значения в середине XX века и в оптимуме голоцена. Следует отметить занижение рассчитанной высоты снежного покрова в оптимуме голоцена, связанное с занижением модельных осадков. В результате в оптимуме голоцена, согласно полученным результатам, снег полностью тает уже в мае, что приводит к более раннему протаиванию грунта. Это связано с особенностями численной схемы, учитывающей, что основные затраты тепла при оттаивании содержащего лед грунта приходятся на фазовый переход лед–вода. Затраты тепла на нагрев льдонасыщенного грунта зависят от начальной температуры, но даже для низкотемпературной мерзлоты они не превышают 5–10% от затрат тепла на плавление льда. В общем случае влияние снежного покрова на термический режим грунта зависит от продолжительности периода снегонакопления, даты формирования снежного покрова и окончания снеготаяния, плотности и толщины снежного покрова, от типа растительного покрова и микрорельефа подстилающей поверхности. Снежный покров может оказывать как обогревающее, так и охлаждающее воздействие на термический режим многолетнемерзлых грунтов. В частности, при более раннем формировании в осенний период снежный покров оказывает обогревающее воздействие на грунт. Выпадение осадков в виде снега в конце зимы или начале весны приводит к увеличению высоты снежного покрова, и соответственно, к увеличению продолжительности таяния снега, задерживая прогрев почвы и оказывая охлаждающее воздействие на термический режим грунта. От высоты снежного покрова также зависит знак воздействия (обогревающее или охлаждающее) на температуру грунта. Согласно [74] максимальное обогревающее воздействие снежного покрова достигается при высоте снега порядка 40–50 см. При дальнейшем увеличении высоты снега снежный покров оказывает охлаждающее воздействие. Результаты моделирования показывают, что в оптимуме голоцена по сравнению с серединой XX века при меньшей толщине снега, более быстром таянии снежного покрова и более высокой приповерхностной температуре в летний сезон получена более высокая температура грунта на протяжении года (рис. 2.1.12 а, б, г). В [74] также

показано, что комбинированное воздействие разнонаправленных изменений приповерхностной температуры и высоты снежного покрова приводят к временному лагу временных рядов температуры грунта на глубинах от 10 м и более и температуры воздуха у поверхности, составляющему около 2–3 лет.

Модельные оценки максимальной за год глубины протаивания, зависящей от температуры воздуха в теплый период, составляют 1,1 м в начале XXI века и в оптимуме голоцена. Более высокая осенняя температура в начале XXI века по сравнению с оптимумом голоцена приводит к позднему промерзанию грунта в этот период. Согласно результатам расчетов, максимальные за год значения глубины сезонного протаивания для рассматриваемого региона практически одинаковы при современных климатических условиях и в оптимуме голоцена. Максимальная глубина протаивания в середине XX века по модельным расчетам получена для сентября. При этом значение максимальной за год глубины протаивания в середине XX века ниже по сравнению с глубинами протаивания, полученными для оптимума голоцена и для начала XXI века.

С учетом более высокой среднегодовой температуры воздуха и большей толщины снежного покрова, но одинаковой с оптимумом голоцена продолжительностью периода снеготаяния, температура в верхних горизонтах грунта в начале XXI века превышает значения температуры в середине XX века и в оптимуме голоцена (рис. 2.1.12 г). Так, полученные оценки температуры грунта на глубине 10 м составляют около $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ для начала XXI века и согласуются с данными наблюдений [31]. Для всех трех рассматриваемых периодов минимальные за год значения температуры на 10 м достигаются летом из-за тепловой инерции, создающей сдвиг фазы между колебаниями температуры на различной глубине.

На рис. 2.1.13 представлены результаты расчета среднегодовой температуры грунта для региона Ямала за последние 6 тыс. лет. Температура грунта в верхних 100–150 м в оптимуме голоцена (5–6 тыс. лет назад) составляла около $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ – $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$. Начиная примерно с 4000 тыс. лет назад происходит понижение температуры грунта до $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$ – $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ в верхних 20 м и $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ на глубине 100 м.

При этом величина тренда температуры грунта уменьшается с глубиной. Значительное увеличение температуры грунта в верхних 50–60 м получено для современных климатических условий (рис. 2.1.13).

На рис. 2.1.14 представлены профили температуры грунта для оптимума голоцена середины XX и начала XXI вв. Согласно полученным результатам, современное приповерхностное потепление на севере Западной Сибири превышает потепление в оптимуме голоцена около 6 тыс. лет назад. Современная температура грунта в верхних нескольких десятках метров превышает температуру грунта в оптимуме голоцена и может превышать пороговую температуру диссоциации метангидратов. Кроме того, приповерхностное

потепление, в частности, в регионе Ямала, способствует также снижению прочности многолетнемерзлых пород. В результате это может приводить к диссоциации газовых гидратов и выбросам газа с разрушением мерзлых пород. Согласно полученным результатам, мощность многолетнемерзлых пород в рассматриваемом регионе уменьшается с 500 м около 6 тыс. лет назад до 430 м при современных климатических условиях.

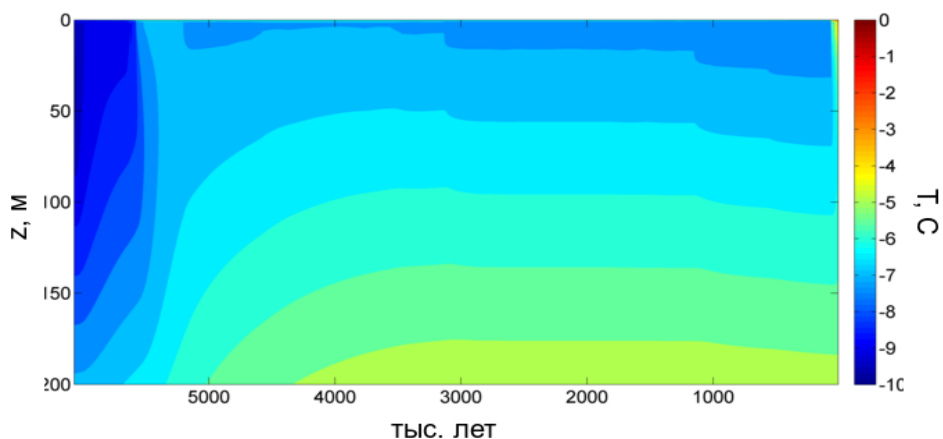


Рисунок 2.1.13 – Модельная среднегодовая температура грунта в верхних 200 м за последние 6 тыс. лет для региона Ямала

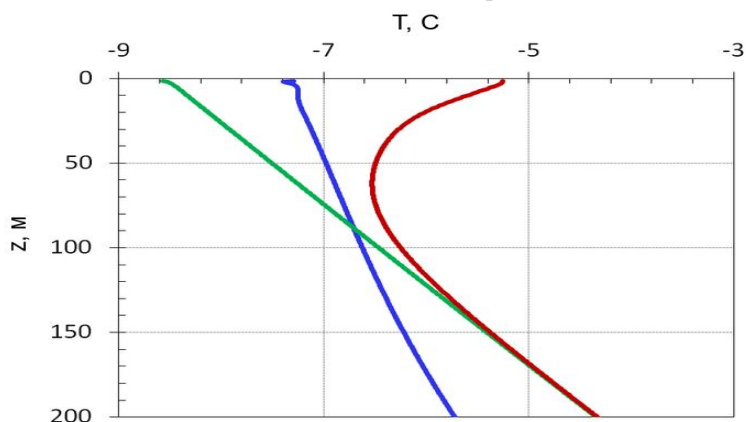


Рисунок 2.1.14 – Модельные профили среднегодовой температуры грунта для оптимума голоцена (синяя кривая), середины XX (зеленая кривая) и начала XXI вв. (красная кривая)

На основе модельных оценок вертикального распределения температуры в грунте и давления в грунте, в зависимости от глубины, были рассчитаны термобарические условия равновесного состояния метангидратов и определена

глубина верхней и нижней границы зоны стабильности. Получено, что в результате потепления в оптимуме голоцена глубина верхней границы зоны стабильности метангидратов опускается со 194 до 220 м. При последующем понижении температуры воздуха модельная глубина границы зоны стабильности практически не меняется и остается в пределах толщи мерзлых пород.

Результаты расчета термобарических условий свидетельствуют о том, что в настоящее время в толщах мерзлых пород Ямала возможно существование стабильных метангидратов на глубинах более 200–250 м, а также реликтовых метангидратов на глубинах до 150 м [9], выше современной границы зоны стабильности, которые могли сохраниться при отрицательных температурах ниже -7°C на протяжении последних 6 тыс. лет, в том числе в оптимуме голоцена. Нарушение стабильности метангидратов, залегающих вблизи поверхности, может быть следствием современных климатических изменений.

Анализ данных глобальных климатических моделей проектов CMIP5 и RMP3, модели CLIMBER-2, а также данных реанализа CERA-20C совместно с результатами расчетов термического режима многолетнемерзлых грунтов показал, что современное потепление в регионе Ямала и прилегающих территориях может превышать потепление в оптимуме голоцена. Среднегодовая приповерхностная температура в данном регионе в начале XXI века может быть выше температуры в оптимуме голоцена за счет более теплой зимы и осени. Согласно результатам расчетов, современные климатические изменения приводят к увеличению температуры многолетнемерзлых пород, наиболее значительному в верхних 60 м. При этом температура грунта в верхних горизонтах (несколько десятков метров) может превышать равновесную температуру метастабильных метангидратов. Это сказывается на устойчивости реликтовых метангидратов континентальной криолитозоны, находящихся выше современной границы зоны стабильности. При температуре и давлении ниже равновесного, согласно экспериментальным данным, может начаться процесс диссоциации метангидратов. Приповерхностное потепление способствует также снижению прочности многолетнемерзлых пород. В итоге давление газа при диссоциации метангидратов, залегающих вблизи поверхности, может превысить критический уровень, достаточный для разрушения кровли многолетнемерзлых пород.

2.1.6 ВЫВОДЫ

Оценены условия формирования метангидратов в толще многолетнемерзлых пород северных регионов Западной Сибири, включая п-ов Ямал и прилегающие территории.

Согласно полученным оценкам, в условиях покровного оледенения при мощности ледового щита более 300 м, температуре поверхности до 1°С и тепловом потоке, в том числе повышенной интенсивности (до 0,07 Вт/м²), вблизи поверхности – на глубинах от нескольких метров до 100 м и более, создаются условия для формирования метангидратов. Величина теплового потока влияет на мощность зоны стабильности метангидратов. В частности, увеличение интенсивности теплового потока приводит к уменьшению глубины нижней границы зоны стабильности, но не оказывает влияния на положение верхней границы зоны стабильности, находящейся вблизи поверхности или совпадающей с ней. При уменьшении высоты ледового щита происходит отрыв верхней границы зоны стабильности от поверхности грунта с дальнейшим увеличением глубины.

На основе данных о пространственном распределении и мощности ледовых щитов и данных о тепловом потоке определены области возможного формирования метангидратов вблизи поверхности на п-ве Ямал и прилегающих территориях. Получено, что на границе ледового щита, где высота ледника не превышала 200 м глубина верхней границы зоны стабильности составляла от 50 м и более. Максимальные значения мощности зоны стабильности в условиях покровного оледенения получены в северо-восточной части п-ва Ямал и на севере Гыданского полуострова. Выявлено, что области локальных максимумов зоны стабильности метангидратов в рассматриваемом регионе связаны с небольшой (менее 0,05 Вт/(м·К)) интенсивностью теплового потока.

Проведен расчет гидратонасыщенности пород с учетом возможных механизмов накопления газа и формирования газогидратов в связи с миграцией газа из нижележащих газонасыщенных слоев в условиях покровного оледенения с учетом талых и мерзлых слоев грунта при различных значениях высоты и температуры основания ледникового щита и величины теплового потока. Результаты расчетов показали увеличение скорости гидратонакопления при переходе от мерзлых пород к талым, при увеличении коэффициента проницаемости грунта, а также при увеличении теплового потока. В частности, при увеличении интенсивности теплового потока мощность зоны стабильности уменьшается, но увеличивается скорость гидратонакопления. Согласно полученным оценкам изменения гидратонасыщенности пород за счет фильтрации флюида на протяжении периодов покровного оледенения могут достигать 10% и более.

Проведено моделирование термического режима многолетнемерзлых пород северных регионов Западной Сибири (п-ов Ямал и прилегающие территории) и зоны стабильности метангидратов при различных сценариях, учитывающих покровное оледенение, трансгрессию моря и увеличенную интенсивность тепловых потоков за последние 100 тыс. лет. Определены термобарические

условия формирования, стабильности и диссоциации метангидратов. Показано, что в настоящее время в толщах мерзлых пород Ямала выше современной границы зоны стабильности возможно существование реликтовых метангидратов на глубинах до 100–150 м, которые могли сохраниться при отрицательных температурах в многолетнемерзлых породах даже в условиях трансгрессии и при повышенном тепловом потоке.

Согласно результатам моделирования, за последние 6 тыс. лет температура в верхних горизонтах грунта была близка к пороговой температуре диссоциации метангидратов в оптимуме голоцена и в начале XXI века. Анализ результатов расчетов с глобальными климатическими моделями для голоцена совместно с результатами расчетов термического режима многолетнемерзлых грунтов показал, что современное потепление, в частности, в регионе Ямала, может превышать потепление в оптимуме голоцена. Среднегодовая приповерхностная температура в данном регионе в начале XXI века может быть выше температуры в оптимуме голоцена за счет более теплой зимы и осени. Согласно результатам расчетов, при современных климатических изменениях с тенденцией увеличения температуры многолетнемерзлых пород температура грунта в верхних горизонтах (несколько десятков метров) может превышать равновесную температуру метастабильных метангидратов, находящихся выше верхней границы современной зоны стабильности.

2.2 ЭМИССИЯ МЕТАНА ИЗ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ БОЛОТ РОССИИ В УСЛОВИЯХ ПРОГНОЗИРУЕМЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

В соответствии с данными, представленными в Шестом оценочном докладе Межправительственной группы экспертов по изменению климата (ОД6 МГЭИК), можно оценить, что эмиссии с территории России (регион «North Asia») составляют $11,1 \pm 5,9$ Тг $\text{CH}_4/\text{год}$.

Получены оценки эмиссии метана в атмосферу из многолетнемерзлых болот России при возможных климатических условиях в XXI веке по расчетам с КМ ИФА РАН и с ансамблем моделей СМIP6. Рассмотренные модели показывают значительный разброс в оценках современных эмиссий метана из рассматриваемого региона, от 2 Тг $\text{CH}_4/\text{год}$ до 23,3 Тг $\text{CH}_4/\text{год}$. Оценка КМ ИФА РАН в 6,9 Тг $\text{CH}_4/\text{год}$ из многолетнемерзлых болот России при этом лежит в середине диапазона оценок СМIP6 и неплохо сходится с оценкой ОД6 МГЭИК.

Показано, что по имеющимся оценкам можно ожидать значительного роста эмиссий метана в XXI веке, особенно при сценариях с сильным антропогенным воздействием на климатическую систему. При наиболее агрессивных сценариях

RCP8.5 и SSP5-8.5 выбросы метана из многолетнемерзлых болот России по оценкам могут возрасти на 90–250%.

Проанализированы причины значительного расхождения в модельных оценках эмиссии метана на региональном и глобальном уровне. Отмечены возможные пути преодоления этих трудностей, одним из которых является более широкое использование TD подходов в процессе настройки процессных моделей для уменьшения неопределенности оценок.

2.2.1 ВВЕДЕНИЕ

Пресноводные влажные экосистемы являются крупнейшим глобальным природным источником CH_4 в атмосферу. Их вклад составляет около 26% от глобальных эмиссий метана. Оценки «bottom-up» (BU) и «top-down» (TD) выбросов метана из болот за 2008–2017 гг. составляют 149 и 180 Тг/год, соответственно, с диапазоном неопределенности оценок TD 159–199 Тг/год. Оценки BU основаны на эмпирическом масштабировании точечных измерений, кадастрах выбросов и модельных симуляциях, а оценки TD получаются на основе атмосферных измерений и химико-транспортных моделей. Большая неопределенность обусловлена проблемами картирования площади водно-болотных угодий и масштабирования локальных оценок процессов производства, переноса и потребления метана, измеренных с помощью небольших камер, на крупные ландшафтные системы.

Существующие оценки указывают на незначительное увеличение выбросов CH_4 влажными экосистемами (рис. 2.2.1) за последние три десятилетия, поэтому их вклад в изменения скорости роста атмосферных концентраций метана невелик. Причем современные оценки совокупных выбросов метана из болот несколько снизились по сравнению с пятым оценочным докладом МГЭИК, в результате использования обновленных карт площадей влажных экосистем и/или их интерактивному моделированию [17, 18]. Эмиссии метана из влажных экосистем имеют сильную межгодовую изменчивость из-за изменений площади затопляемых земель, температуры воздуха и микробиологической активности [19]. Появляются новые доказательства важной роли деревьев в переносе CH_4 из почв в атмосферу, особенно в тропиках. Вклад деревьев в перенос CH_4 может еще больше увеличить разрыв между BU и TD оценками в глобальном бюджете. Наиболее важна при этом переоценка выбросов в тропиках и в лесистых влажных экосистемах умеренного и бореального регионов [20, 21].

На рис. 2.2.1 представлены аномалии выбросов метана из болот за 1988–2017 гг. по модельным BU оценкам ОД6 МГЭИК в глобальном масштабе и для отдельных регионов умеренных и высоких широт северного полушария (синие

линии) по данным 22 моделей влажных экосистем (или их вариантов) [22]. Для всех регионов они не демонстрируют статистически значимых тенденций. Таким образом, междекадная разница в общих выбросах и атмосферном содержании CH_4 возникает в основном в результате антропогенной деятельности.

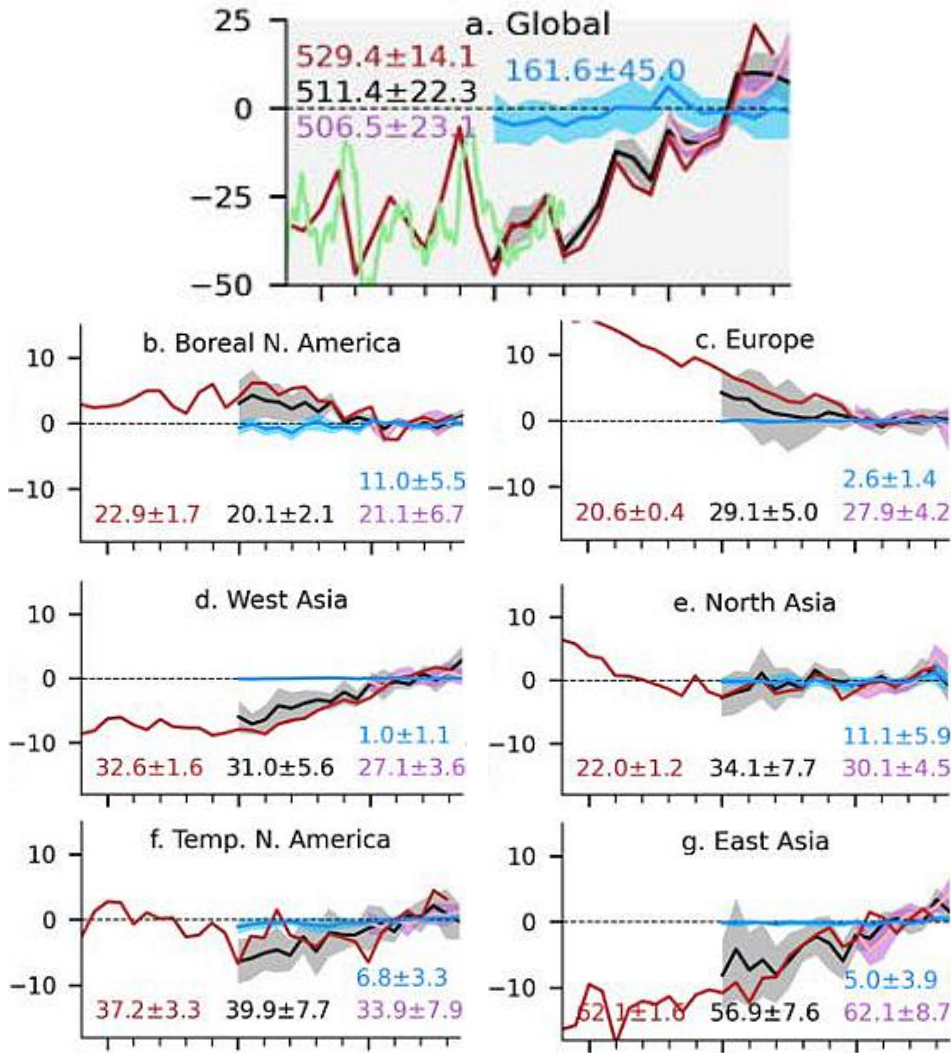


Рисунок 2.2.1 (воспроизведено по Cross-Chapter Box 5.2, Fig. 2 [37])

– Аномалии глобальных эмиссий метана и эмиссий из отдельных регионов Северного полушария за 1988–2017 гг. по данным ОД6 МГЭИК. Синим цветом обозначены эмиссии из влажных экосистем по модельным оценкам, другими цветами – суммарные эмиссии с поверхности на основании различных ТД оценок. Средние многолетние значения за 2010–2016 годы (указаны отдельно на каждой панели), вычитались из среднегодовых временных рядов для расчета аномалий для каждого региона

Временные ряды региональных выбросов свидетельствуют о том, что квазиравновесный период 2000–2006 гг. был в основном обусловлен сокращением антропогенных выбросов в Европе, России и умеренной части Северной Америки в 1988–2000 годах. В глобальном масштабе источники метана сравнялись с потерями в начале 2000-х годов.

Нужно отметить, что регион «North Asia» на рис. 2.2.1 фактически совпадает с территорией России, а «Boreal N. America» – с территорией Канады. Эмиссии метана из влажных экосистем этих регионов доминируют в умеренных и высоких широтах Северного полушария. При этом высока неопределенность оценок эмиссии – доверительный интервал (5–95%) для России превышает 50% от центрального значения.

Обратные связи между климатом и CH_4 могут возникать в результате изменений эмиссии из водно-болотных угодий (включая рисоводство) и из источников, которые, как ожидается, будут расти при изменении климата (например, связанных с таянием вечной мерзлоты, пожарами и пресноводными водоемами). Выбросы CH_4 из болот и свалок обычно увеличиваются с потеплением из-за усиления микробиологического производства при более высоких температурах, тем самым потенциально обеспечивая положительную обратную связь метана с климатом [23]. Вклад болот в межгодовую изменчивость атмосферного CH_4 определяется различным воздействием аномалий температуры и осадков на эмиссии из болот, поэтому связь между климатическими аномалиями и вкладом болот в скорость роста содержания CH_4 в атмосфере неоднозначна [9]. Между отдельными исследованиями существует согласие, что выбросы CH_4 из болот увеличатся в XXI веке, но высока неопределенность в отношении величины изменений. Изменение климата увеличивает эмиссии из влажных экосистем и приводит к возникновению обратной связи метан-климат, оцениваемой в $0,03 \pm 0,01 \text{ Вт м}^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ [24–32].

Влияние роста CO_2 на продуктивность растительности и, следовательно, на количество субстрата для метаногенеза может еще больше увеличить прогнозируемый рост выбросов CH_4 из болот [17, 27]. Выделение метана из болот зависит от наличия питательных веществ для метаногенных и метанотрофных микроорганизмов, которые могут дополнительно изменять эту обратную связь [33–35].

Существует большая неопределенность в отношении высвобождения парниковых газов из вечной мерзлоты в XXI веке, при этом самые крупные из этих оценок предполагают высвобождение от десятков до сотен гигатонн углерода в виде CO_2 и выбросов метана до 100 Тг CH_4 /год. Выброс углекислого газа такого масштаба приведет к увеличению скорости накопления CO_2 в атмосфере до 1 ppm в год в течение нескольких десятилетий. Выбросы метана могут привести к росту его атмосферной концентрации примерно на 500 ppb за

столетие, что соответствует скорости до 10 ppb в год. Дополнительное накопление метана такой величины, как ожидается, практически не изменит температурный отклик на антропогенные выбросы [24, 28, 36].

Арктика является крупнейшим чувствительным к изменениям климата углеродным резервуаром на Земле, хранящим в своих замерзших почвах вдвое больше углерода, чем в настоящее время находится в атмосфере. Поскольку Арктика нагревается быстрее, чем другие регионы Земли, существует опасение, что потепление может привести к выбросу парниковых газов в атмосферу и, следовательно, значительно усилить изменение климата [94].

Углерод в вечной мерзлоте накапливался тысячелетиями, поскольку остатки отмерших растений сохранялись в слоях замерзшей почвы, где холод препятствует разложению органических материалов. По мере потепления Арктики и оттаивания почв органические вещества в них начинают быстро разлагаться и возвращаться в атмосферу в виде углекислого газа или метана, которые являются важными парниковыми газами.

Вечная мерзлота может также резко оттаивать в том или ином месте из-за того, что таяние вечной мерзлоты изменяет арктические ландшафты, озера появляются и осушаются, а пожары сжигают изолирующие поверхностные слои почвы.

2.2.2 ОЦЕНКИ ЭМИССИИ МЕТАНА ИЗ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ БОЛОТ

Почвы в Арктике и других холодных регионах содержат многолетнемерзлые слои, известные как вечная мерзлота. В почвах северного региона вечной мерзлоты находятся большие запасы органического углерода, оцениваемого в 1460–1600 PgC суммарно в поверхностных почвах и более глубоких отложениях [38–40]. Из этого количества углерода почвы вечной мерзлоты хранят 1070–1360 PgC, из которых 300–400 PgC приходится на первый метр, а остальное – на более глубокие слои. Остальные 280–340 PgC находятся в почвах без вечной мерзлоты в пределах региона вечной мерзлоты. Эти залежи углерода накапливались в течение тысяч лет из-за медленных темпов разложения органического вещества в замерзших и/или обводненных слоях почвы [41].

Радиогенные и изотопные измерения CH_4 в антарктическом льде подтверждают мнение о том, что выбросы CH_4 из ископаемых резервуаров углерода, включая вечную мерзлоту и гидраты метана, в ответ на межледниковое потепление оставались небольшими. Массобалансные расчеты показывают, что геологические выбросы CH_4 не превышали 19 Тг CH_4 /год, и увеличение выбросов метана в периоды межледниковья было связано преимущественно с эмиссиями из тропических болот и сезонно затопляемых пойм [42–44].

Современные выбросы CH_4 из северного региона вечной мерзлоты вносят свой вклад в глобальный бюджет метана, однако данные о том, увеличились ли эти выбросы в результате оттаивания вечной мерзлоты, неоднозначны. К источникам метана в регионе вечной мерзлоты относятся наблюдаемые изменения площади озер, которые предполагают увеличение на 1,6–5 Тг CH_4 /год за последние 50 лет [45], геологические источники, покрытые льдом [46, 47], и мелководный шельф Северного Ледовитого океана. Эмиссии с шельфа имеют особенно широкий диапазон оценок (от 3 Тг CH_4 /год [48] до 17 Тг CH_4 /год [49]). Верхняя половина этого диапазона оценок потока, однако, не согласуется с атмосферными инверсиями, ограниченными измерениями концентрации CH_4 в Арктике [50]. При этом отсутствие базовых значений не позволяет судить о каких-либо изменениях этих эмиссий во времени.

Атмосферные измерения и инверсии, проведенные в глобальном и региональном масштабах, не показывают каких-либо заметных тенденций в среднегодовых выбросах CH_4 из региона вечной мерзлоты за последние 30 лет [14, 18, 22, 51–52], что согласуется с измерениями атмосферной концентрации CH_4 на Аляске, которые не показали значительных трендов, несмотря на значительное повышение температуры воздуха [53]. Кроме того, существует большая неопределенность в отношении площадей увлажненных территорий в регионе.

Существуют оценки выделения метана при таянии вечной мерзлоты (включая резкое таяние) по сценарию RCP8.5 с высоким потеплением. Оно оценивается в 836–2614 Тг CH_4 в XXI веке и 2800–7400 Тг CH_4 в 2100–2300 годах [54], а также в 5300 Тг CH_4 в XXI веке и 16 000 Тг CH_4 в 2100–2300 годах [55]. Для RCP4.5 эти цифры составляют 538–2356 Тг CH_4 до 2100 года и 2000–6100 Тг CH_4 в 2100–2300 годах [54], и 4100 Тг CH_4 до 2100 года и 52 10000 Тг CH_4 в 2100–2300 годах [55].

2.2.2.1 Модельные оценки современных эмиссий метана из внетропических влажных экосистем Северного полушария

В течение последних десятилетий во многих исследованиях предпринимались попытки оценить глобальный бюджет CH_4 для водно-болотных угодий, в том числе, для болот в высоких широтах северного полушария. В работе [Seiler 1984] была получена оценка выделения северными влажными экосистемами 11–57 Тг CH_4 /год. Оценка [56–57] составила 35 Тг CH_4 /год из северных влажных экосистем. Измерения, проведенные в бореальных и субарктических болотах, показывают, что годовая скорость эмиссии составляет

0,5–10 Тг $\text{CH}_4/\text{м}^2/\text{год}$ [58–61]. Согласно этим исследованиям, оценка выбросов CH_4 из водно-болотных угодий находится в диапазоне 11–300 Тг $\text{CH}_4/\text{год}$ [62].

Спустя некоторое время были разработаны модели для оценки выбросов CH_4 из болот. Исследование [63] было одним из первых, в котором применялась процессная модель, оценивающая выбросы CH_4 на основе содержания разложившегося органического углерода в почве, уровня грунтовых вод и температуры. Была получена оценка глобальной эмиссии CH_4 в 145 Тг $\text{CH}_4/\text{год}$, из которых 24 Тг $\text{CH}_4/\text{год}$ приходится на болота северных широт. С использованием модели, основанной на гетеротрофном дыхании почвы, была получена оценка потока CH_4 в 20 Тг $\text{CH}_4/\text{год}$ из болот севернее 50° с.ш. [64]. Позже подобные модели появились и стали развиваться во многих научных центрах [24, 25, 36, 65–68].

Многие данные свидетельствуют о том, что влажные экосистемы высоких широт уже изменяются под действием изменений климата, и что этот процесс может ускориться [69–71]. Например, большинство исследований прогнозирует, что изменение климата увеличит потоки метана из бореальных и арктических регионов. Оценки варьируются от 6% до 35% увеличения потоков метана на 1°C повышения глобальной температуры [24, 67].

Есть несколько факторов для объяснения больших расхождений между модельными оценками потоков бореального метана. Модели используют различные массивы данных для параметризации эмиссий. При этом, например, существующие модели площади болот дают глобальные оценки в $(2,6\text{--}9)\times 10^6$ км² [72] и различаются пространственным распределением (особенно над бореальной частью Северной Америки [17]). Во-вторых, модели различаются по функциональной форме, что частично объясняется неопределенностью и/или сложностью биофизических процессов производства метана. Например, многие модели связывают карты температуры почвы с потоками метана в болотах с помощью коэффициента, известного как Q_{10} . Этот коэффициент показывает, во сколько раз увеличивается скорость микробиологического производства метана при повышении температуры на 10°C . Оценки этого коэффициента варьируют от 1 до 35, в основном из-за микробной и почвенной неоднородности [73–75]. Наконец, различия между существующими моделями потоков также обусловлены трудностями экстраполяции. Большинство моделей эмиссий калибруются для отдельных участков болот и экстраполируются на региональные или глобальные масштабы [67, 68]. Однако такие мелкие участки исследований демонстрируют существенную неоднородность и вносят значительную неопределенность в потоки [76, 77].

Подходы «top-down» (TD), такие как инверсное моделирование, являются одним из средств уменьшения неопределенности в потоках метана из болот. В TD исследованиях используются атмосферные измерения метана и

метеорологические модели для улучшения существующих оценок потоков в региональном [78–81] и глобальном [82–84] масштабах. При этом большинство существующих исследований делают акцент на общем бюджете выбросов и предоставляют относительно мало информации об эмиссии метана из болот.

Для анализа современной способности моделировать крупномасштабные характеристики влажных экосистем и соответствующие эмиссии метана в атмосферу был создан проект сравнения моделей вычисления эмиссий метана в атмосферу из влажных экосистем WETCHIMP (The Wetland and Wetland CH₄ Intercomparison of Models Project) [17, 88]. В проекте участвовали 10 научных групп (в том числе одна из России), которые провели с разработанными ими моделями согласованные численные эксперименты для 1901–2010 гг. при задании состояния атмосферы по данным наблюдений.

Для болот севернее 35° с.ш. была получена оценка эмиссии метана 51±15 Тг CH₄/год по ансамблю моделей. Была также получена оценка эмиссий в 5,4±3,2 Тг CH₄/год для региона низменности Гудзонова залива (Hudson Bay Lowlands, HBL) – крупнейшего бореального комплекса болот в Канаде. Результаты проекта показали, что привлеченные модели сильно расходятся в оценках площади водно-болотных угодий и соответствующих эмиссий CH₄, как в пространстве, так и во времени. Для глобальных эмиссий межмодельное расхождение достигает ±40% относительно ансамблевого среднего (190 Тг CH₄/год).

Таблица 2.2.1 – Оценки современных эмиссий метана в атмосферу из влажных экосистем внетропических широт Северного полушария

	Эмиссии метана, Тг CH ₄ /год	Область
Mathews and Fung (1987) [62]	~60% от 110 = ~66	торфяники 50–60° с.ш.
Fung et al. (1991) [56]	35	>50° с.ш. включая тундру
Bartlett and Harris (1993) [57]	38	>45° с.ш.
Christensen et al. (1996) [64]	18–30	субарктическая тундра
Cao et al. (1996) [63]	24	внетропические болота
Walter et al. (2001) [85]	25% от 260 = 65	>30° с.ш.
Zhuang et al. (2004) [86]	51 64% = 33 11% = 5,6 7% = 3,6	>45° с.ш. Россия Канада Аляска
Wania et al. (2010) [66]	40–74	>45° с.ш.
Petrescu et al. (2010) [72]	38–157	>30° с.ш.
Melton et al. (2013) [17] (мультимодельное среднее)	51±15 5,4±3,2	>35° с.ш. HBL
Bohn et al. (2015) [87] (мультимодельное среднее)	5,3±0,5 BU 6,0±1,2 TD	WSL WSL

С участием тех же моделей и привлечением некоторых других было проведено сравнение для болот Западной Сибири (West-Siberian Lowlands WSL) [87]. Всего участвовало 17 BU моделей (или их вариантов) и 5 TD. Были получены оценки эмиссии метана из региона WSL в $5,34 \pm 0,54$ Тг $\text{CH}_4/\text{год}$ для BU моделей и $6,06 \pm 1,22$ Тг $\text{CH}_4/\text{год}$ для TD.

Приведенные выше и некоторые другие оценки современных эмиссий метана в атмосферу из влажных экосистем внетропических широт Северного полушария (а также для двух крупнейших бореальных болотных комплексов – WSL и HBL) представлены в табл. 2.2.1.

2.2.2.2 Оценки эмиссии метана из многолетнемерзлых болот России в XXI веке по расчетам с КМ ИФА РАН

2.2.2.2.1 КМ ИФА РАН

Климатическая модель ИФА им. А.М. Обухова РАН (КМ ИФА РАН) относится к классу глобальных климатических моделей промежуточной сложности. Особенностью модели является то, что крупномасштабная динамика атмосферы и океана (с масштабом, превышающим синоптический) описывается явно, в то время как синоптические процессы параметризованы. Последнее позволяет существенно сократить время, необходимое для моделирования. Модель содержит модули углеродного цикла, включая частично интерактивный цикл метана и модуль для расчета выбросов от вырубки лесов и от природных пожаров [28, 36].

С использованием КМ ИФА РАН были проведены численные эксперименты для 1850–2100 гг. со сценариями антропогенного воздействия на климат, связанными с изменением содержания парниковых газов в атмосфере, тропосферных и стратосферных вулканических сульфатных аэрозолей, изменением суммарной солнечной радиации и изменением площади сельскохозяйственных земель. Для 1700–2005 годов эти воздействия были даны в соответствии с протоколом «Historical simulations» проекта CMIP5 (<http://www.iiasa.ac.at/web-apps/tnt/RcpDb>). Для 2006–2100 гг. антропогенные воздействия были заданы в соответствии со сценариями антропогенного воздействия RCP 2.6, 4.5, 6.0 и 8.5 проекта CMIP5.

2.2.2.2.2 Описание блока расчета эмиссии метана

Модель эмиссий метана влажными экосистемами ИФА РАН состоит из двух блоков. В блоке эмиссии метана рассчитывается поток метана из почвы

в атмосферу. Необходимые для этого физические характеристики почвы в свою очередь рассчитываются в блоке тепло- и влагопереноса.

Блок эмиссии метана [36, 89–90] позволяет учитывать влияние количества углеродного субстрата почвы на производство метана согласно [91–92]. Общая интенсивность производства метана в единице объема определяется согласно:

$$P_{CH_4} = kC_{eff}(a_{CH_4} + b_{CH_4} \times DDT), \quad (2.2.1)$$

где DDT – число градусо-дней за период, когда данный слой почвы не является замерзшим, C_{eff} – содержание углерода в почве по данным [93], для коэффициента пропорциональности k в проведенных расчетах использовалось значение 0,01. Для коэффициентов a_{CH_4} и b_{CH_4} заданы значения 42,5 mgCH₄/m³/day и 0,0375 mg CH₄/m³/сут/°C [89].

Полный поток метана из почвы в атмосферу рассчитывался согласно:

$$E_{CH_4,s} = \sum H(T_i)(2\theta_i - 1)P_{CH_4,i}\Delta z_i Q_{10,s}^{(T_i-T_0)/10} \quad (2.2.2)$$

где T_i – температура i -го слоя почвы (в градусах Цельсия),

θ_i – его влагосодержание в долях от насыщающего значения,

Δz_i – толщина, $Q_{10,s} = 2$, $T_0 = 2^\circ\text{C}$, H – функция Хевисайда.

Суммирование производится по слоям почвы до некоторой предельной глубины. Учет содержания углерода в почве позволяет задавать предельную глубину расчета, одинаковую для всех модельных ячеек. В проведенных расчетах для предельной глубины использовалось значение 1 м.

Для расчета температуры и влажности почвы используется динамическая модель процессов тепло- и влагопереноса в почве [89]. Она интерактивно включена в КМ ИФА РАН и получает необходимые данные непосредственно из модели. Болота характеризуются ограниченным подповерхностным стоком воды, связанным с наличием водоупорного слоя в грунте. Кроме того, нужно учитывать, что почвенный блок одномерный и не позволяет рассчитывать боковой сток с соседних модельных ячеек или внутри ячейки. В связи с этим была предписана доля влажных территорий в каждой модельной ячейке по данным [65]. Для них на каждом временном шаге почвенные слои задавались насыщенными влагой.

2.2.2.2.3 Оценки изменений эмиссии метана из многолетнемерзлых болот России в XXI веке

Рассчитанные современные эмиссии метана из многолетнемерзлых болот России представлены на рис. 2.2.2. По оценкам они не превосходят 6 г CH₄/m²/год. Стоит отметить, что КМ ИФА РАН имеет довольно грубое

пространственное разрешение, поэтому даже в Западной Сибири доля болот в модельной ячейке мала. Тем не менее суммарные оценки выбросов из многолетнемерзлых болот России в 6,9 Тг $\text{CH}_4/\text{год}$ на начало XXI века находятся в пределах современных оценок (см. рис. 2.2.1, табл. 2.2.1). Можно заметить, что учитываемая область эмиссий выходит за пределы реального региона распространения вечной мерзлоты. Это связано с тем, что учитывались модельные ячейки со среднегодовой температурой $<0^\circ\text{C}$ в 2000 году, что не эквивалентно наличию мерзлоты. Межгодовая изменчивость эмиссии в начале XX века доходит до 1,7 Тг $\text{CH}_4/\text{год}$.

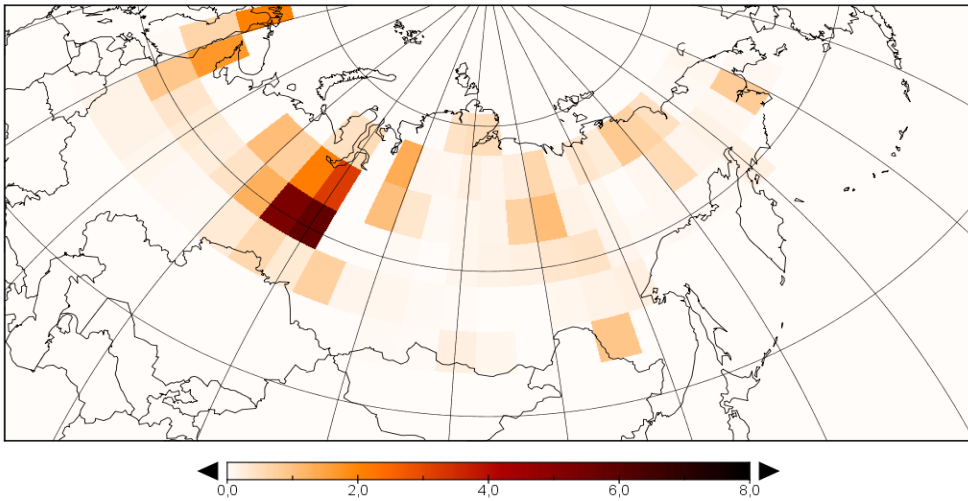


Рисунок 2.2.2 – Эмиссии метана [$\text{g CH}_4/\text{m}^2/\text{год}$] из многолетнемерзлых болот России в 2000 году по расчетам с КМ ИФА РАН

Суммарные эмиссии метана из многолетнемерзлых болот России по оценкам (рис. 2.2.3) увеличатся к концу XXI века по сравнению с 2000 г. на 0-100% в зависимости от сценария климатических изменений. Наибольший рост (до 13,6 Тг $\text{CH}_4/\text{год}$) отмечается для наиболее агрессивного антропогенного сценария RCP 8.5. При сценариях RCP 4.5 и 6.0 скорость роста эмиссии примерно равна, и увеличение эмиссии составляет около 30%. При наиболее сдержанном антропогенном сценарии эмиссии метана из многолетнемерзлых болот по расчетам практически не растут.

Для сравнения в табл. 2.2.2 и на рис. 2.2.4 представлены оценки эмиссии метана в XXI веке из многолетнемерзлых болот России по данным моделей проекта CMIP6. В настоящее время доступны данные по 5 моделям (или их вариантам): CESM2, CESM2-WACCM, NorESM2-LM, NorESM2-MM и UKESM1-0-LL. Были выбраны 4 варианта сценариев проекта CMIP6: SSP1-2.6, SSP2-4.5,

SSP3-7.0 и SSP5-8.5. Они в некоторой степени соответствуют сценариям RCP (использовавшимся в CMIP5), поскольку предполагают достижение такого же антропогенного форсинга (2.6, 4.5, 7.0 и 8.5 Вт/м²) к концу XXI века (для RCP 6.0 был взят самый близкий аналог).

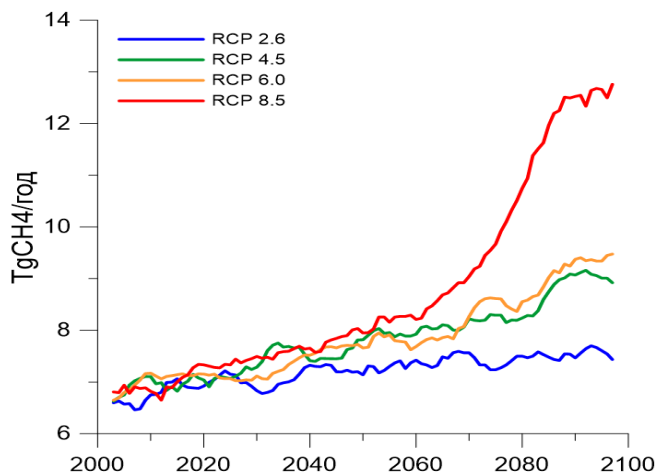


Рисунок 2.2.3 – Эмиссии метана из многолетнемерзлых болот России в XXI веке (7-летние скользящие средние) по расчетам с КМ ИФА РАН при различных сценариях антропогенного воздействия

Для некоторых из моделей CMIP6 при отдельных антропогенных сценариях представлены данные нескольких реализаций. Это может помочь оценить неопределенность эмиссий из рассматриваемого региона. В таких случаях в табл. 2.2.2 приводятся средние значения и стандартные отклонения.

Таблица 2.2.2 – Оценки современных эмиссий метана в атмосферу из влажных экосистем внетропических широт Северного полушария

	2015	RCP 2.6	RCP 4.5	RCP 6.0	RCP 8.5
		SSP1-2.6	SSP2-4.5	SSP3-7.0	SSP5-8.5
		2100			
КМ ИФА РАН	6,8–7,3	6,7	8,4	9,8	13,6
CESM2	14,8–21,4	23,0±1,5	28,3±3,8	33,5±0,3	42,8±1,3
CESM2-WACCM	14,8–23,3	23,7	28,6±1,9	40,4	42,3±1,4
NorESM2-LM	4,6–5,6	6,8	8,4±0,2	9,7	17,6
NorESM2-MM	7,7–9,3	9,3	12,5±0,1	16,0	17,7
UKESM1-0-LL	2,0–4,0	3,7±0,6	3,9±1,1	5,5±1,0	6,3±0,9

На рис. 2.2.4 в этих случаях толстой линией показано изменение среднего значения реализаций (при 7-летнем скользящем осреднении), а тонкими – значения самих реализаций.

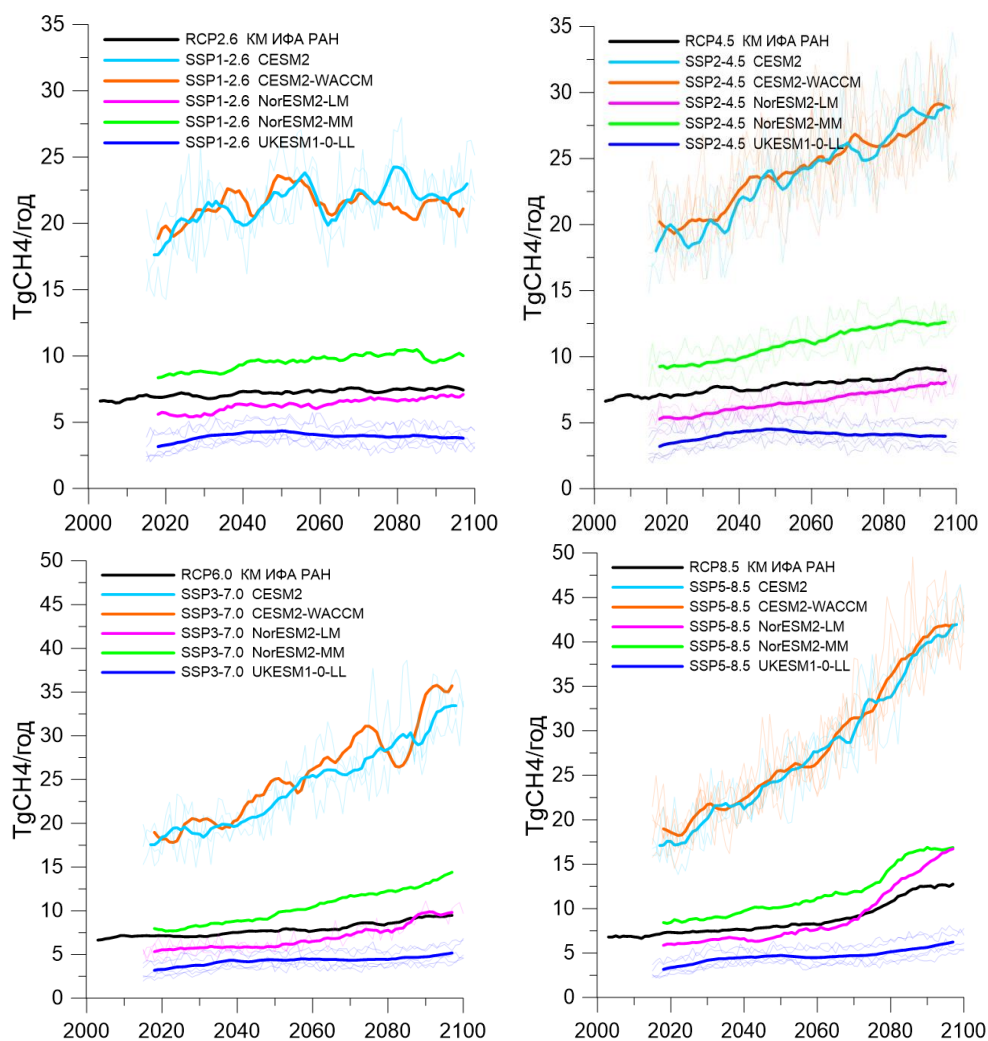


Рисунок 2.2.4 – Эмиссии метана из многолетнемерзлых болот России в XXI веке (7-летние скользящие средние) по расчетам с КМ ИФА РАН (черная линия) и моделей СМIP6 (цветные линии; при наличии нескольких реализаций одной модели толстой линией показано среднее, а тонкими сами реализации) при различных сценариях антропогенного воздействия

Модели СМIP6 показывают значительное расхождение в оценках современных эмиссий метана из рассматриваемого региона от 2 Тг СH₄/год в

2015 году в одной из реализаций UKESM1-0-LL до 23.3 ТгСН₄/год в одной из реализаций CESM2-WACCM.

В целом с 2015 по 2100 год по моделям CMIP6 эмиссии вырастают на 9–33%, 30–65%, 83–112% и 108–245% при сценариях SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 и SSP5-8.5 соответственно. По оценкам с КМ ИФА РАН эмиссии в этот период растут немного медленнее – на 19%, 39% и 92% при сценариях RCP 4.5, 6.0 и 8.5, а при RCP 2.6 они даже сокращаются на 5%.

Полученные оценки роста эмиссии метана в атмосферу из многолетнемерзлых болот России в XXI веке по расчетам с моделями CMIP6 и КМ ИФА РАН в целом согласуются, несмотря на различия в оценках современной эмиссии метана. В частности, при наиболее агрессивных сценариях климатических изменений по оценкам можно ожидать примерно двукратный рост эмиссии метана. При этом по расчетам с моделью NorESM2-LM получен более чем трехкратный рост эмиссии при сценарии SSP5-8.5.

2.2.3 ВЫВОДЫ

Получены оценки эмиссии метана из многолетнемерзлых болот России в возможных климатических условиях в XXI веке по расчетам с КМ ИФА РАН и по данным моделей CMIP6. Рассмотренные модели показывают значительный разброс в оценках современных эмиссий метана из рассматриваемого региона, в отдельных случаях от 2 Тг СН₄/год до 23,3 Тг СН₄/год. Оценка КМ ИФА РАН в 6,9 Тг СН₄/год из многолетнемерзлых болот России при этом лежит в середине диапазона оценок CMIP6 и неплохо согласуется с оценкой ОД6 МГЭИК общих эмиссий из влажных экосистем России в $11,1 \pm 5,9$ Тг СН₄/год, основанной на выводах проекта «глобальный бюджет метана» (подробнее см. раздел 1.2.1).

При этом рассмотренные модели согласованно показывают значительный рост эмиссий метана в XXI веке, особенно при сценариях с сильными климатическими изменениями. При наиболее агрессивных сценариях RCP8.5 и SSP5-8.5 выбросы метана из многолетнемерзлых болот России по оценкам могут возрасти на 90–250%.

Показано, что для оценки модельных потоков метана, связанных с природными экосистемами, в масштабе, сопоставимом с пространственным разрешением моделей, необходимо располагать более обширными и детальными данными наблюдений. Отсутствие необходимых данных мониторинга существенно ограничивает возможность адекватного моделирования региональных выбросов СН₄ в атмосферу, в частности, для водно-болотных экосистем.

Отмечены факторы, с которыми связаны значительные расхождения модельных оценок потоков метана в бореальных регионах. В том числе, в моделях используются различные массивы данных для параметризации эмиссий и разные параметризации биофизических процессов, что отчасти объясняется их неопределенностью. Кроме того, различия между существующими моделями потоков также связаны с проблемами экстраполяции. Калибровка модельных расчетов по различным локальным и региональным данным с экстраполяцией на большие пространственные масштабы, вплоть до глобального, может приводить к значительным различиям оценок.

Для уменьшения неопределенности в оценках потоков метана в атмосферу, в частности, из болот, можно использовать и развивать различные подходы, в том числе такие как инверсное моделирование. Более широкое использование TD подходов в процессе настройки моделей – одно из возможных направлений для уменьшения неопределенности оценок.

2.3 ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ АНОМАЛИИ ЭМИССИЙ МЕТАНА, ОБНАРУЖЕННЫЕ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ НА ПОСТПОЖАРНЫХ ТЕРРИТОРИЯХ В ЗОНЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Представлены результаты обнаружения по спутниковым мультиспектральным данным аномальных эмиссий метана в последнее десятилетие в зоне распространения многолетнемерзлых пород Восточной Сибири и Дальнего Востока. Показано, что межгодовые изменения значений концентраций метана имеют ярко выраженную статистически значимую положительную тенденцию, нарастающую с каждым годом. Монотонный характер возрастания концентраций указывает на то, что нормальность значений также смещается со временем, а показатель скорости роста изменений концентраций от сезона к сезону становится ведущим при определении аномальных концентраций.

Предложен метод обнаружения пространственно-временных аномалий эмиссий метана на постпожарных территориях в зоне вечной мерзлоты приарктических территорий, основанный на мультимасштабном анализе пространственно-временных серий спутниковых данных с применением статистических и модельных подходов к обнаружению аномалий во временных сериях данных. Получаемый при этом полезный эффект заключается в оптимальном использовании спутниковых данных с переменными характеристиками пространственного разрешения и качества данных, которые в

дальнейшем, при запуске новых миссий, могут быть заменены более достоверными данными [1].

Актуальность обнаружения аномалий эмиссий метана, в том числе по спутниковым данным, обусловлена тем, что долгосрочные выбросы метана на территориях, пройденных огнем и подверженных ускоренным процессам деградации мерзлоты, должны быть учтены при расчетах глобального бюджета выбросов и стоков парниковых газов, а также в целом важны для понимания круговорота углерода на планете. В настоящий момент, в большинстве моделей такие источники эмиссий метана не учитываются, либо рассчитываются на основе косвенных модельных оценок.

2.3.1 ВВЕДЕНИЕ

За последние десятилетия было зафиксировано много эпизодов выбросов эмиссий метана как на Арктическом шельфе, так и на суше [2–8], предположительно связанных с резким потеплением в Арктике, и как следствие, с активизацией процессов дестабилизации вечной мерзлоты и высвобождения залежей метана [9–12].

По мнению многих исследователей [11, 13–17], значительное повышение летних температур до 38 °С, ежегодный рост числа и интенсивности пожаров на приарктических территориях Восточной Сибири могут приводить к площадным аномальным эмиссиям метана не только во время пожаров, но к долгосрочным выбросам в последующие сезоны и годы в результате деградации вечной мерзлоты и динамики рельефа наземных экосистем.

Начиная с 2018 года, наблюдается ежегодный рост площадей и интенсивности лесных пожаров в зоне постоянной вечной мерзлоты Российской Федерации [13–15,18]. Установлено, что лесные пожары могут привести к необратимой деградации вечной мерзлоты, регрессионной сукцессии бореальных лесов, быстрой потере запасов почвенного углерода и увеличению опасных перигляциальных форм рельефа, что может также вызвать негативные социальные и экономические последствия [19–21].

В исследовании [20] показано, что на постпожарных участках Среднесибирского плоскогорно-таёжного лесного района глубина протаивания сезонно-талого слоя увеличивается в среднем на 10-20% относительно среднестатистической нормы в первые 10 лет после пожара. По данным исследований на примере Канады [22] в среднем лесные пожары сокращают площадь вечной мерзлоты на 9÷16% и ускоряют таяние вечной мерзлоты в первые пять лет после пожара, причем воздействие пожаров на вечную мерзлоту сильнее в лесных массивах, по сравнению с тундровыми и водно-болотными ландшафтами.

Исследования взаимосвязей и механизмов обратных связей между лесными пожарами, растительностью и почвенным покровом, круговоротом углерода, деградацией вечной мерзлоты для понимания функционирования экосистем бореально-арктической зоны в условиях меняющегося климата требуют дополнительного изучения с привлечением комплекса данных, включая результаты долгосрочных и краткосрочных полевых исследований, модельных прогнозов, геофизических и дистанционных измерений [20, 21, 23–26].

Отличительной чертой лесных и тундровых пожаров в труднодоступных приарктических территориях являются их значительные площади, которые могут достигать тысяч квадратных км, что, с одной стороны, затрудняет проведение наземных измерений, но в тоже время, позволяет использовать данные низкого и среднего пространственного разрешения регулярного космического мониторинга с достаточной степенью надежности.

До недавнего времени развитие методов спутникового мониторинга состояния постпожарных территорий по мультиспектральным данным преимущественно было связано с часто горимыми территориями вне зоны или в зоне прерывистого распространения многомерзлых пород. В последние годы появляется все больше исследований, связанных с использованием спутниковых данных для оценки динамики состояния вечномерзлых пород, в том числе на постпожарных территориях [18, 27]. Привлечение современных средств спутникового мониторинга и методов обработки данных позволяет обнаружить аномалии концентраций метана, которые в дальнейшем могут быть сопоставлены с результатами мониторинга постпожарных территорий для уточнения причин обнаруженных аномалий.

2.3.2 ДИНАМИКА ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ В ЗОНЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

В рассматриваемом подходе под постпожарными территориями понимаются площади, пройденные огнем, на которых, даже, если в результате кратковременного воздействия огня надпочвенный слой не был серьезно поврежден, то состояние сезонного-талого слоя многомерзлых пород может быть изменено под воздействием высоких температур.

Современная методика сплошного космического детектирования пройденных огнем площадей сводится к выявлению и анализу температурных аномалий и следов горения (горячих точек) в инфракрасных каналах спутниковых данных [28, 29]. Информация о ежедневных дневных и ночных тепловых аномалиях с наилучшим пространственным разрешением в 375 м

общедоступна в продукте VIIRS Active Fire (спутники NOAA-20, Suomi NPP). Для определения местоположения активных пожаров (горячих точек) в продукте VIIRS Active Fire применен алгоритм идентификации активных пожаров и дифференциации их от фона по данным яркостной температуры в каналах 4 (3,55–3,93 мкм) и 5 (10,5–12,4 мкм). Облака, солнечные блики и водоемы маскируются по данным об отражательной способности в каналах 1 (0,6–0,68 мкм), 2 (0,846–0,885 мкм) и 3 (1,58–1,64 мкм) [28].

Для расчета границ площадей использовался доступный набор точек за сезон горения с нормальным и высоким уровнем качества данных. В арктико-бореальных областях сезон горения длится, как правило, с конца июня по начало сентября, однако, в последние годы наблюдается увеличение продолжительности сезона пожаров. Для преобразования горячих точек VIIRS Active Fire в полигональные площади постпожарных территорий предложен алгоритм геобработки данных, который включает в себя операции агрегирования, генерализации, упрощения и сглаживания границ объекта. Пространственно-смежные точки агрегировались в один полигон, и для площадей более 100 кв. км оптимальный радиус сглаживания на рассматриваемой территории составил 5 км.

На рис. 2.3.1 показано пространственное размещение крупных площадей (больше 100 кв.км), пройденных огнем за 7 лет, и восстановленных по спутниковым данным VIIRS Active Fire с помощью предложенного подхода. Выгоревшие площади преимущественно лиственных лесов и редколесий расположены в зоне сплошного распространения вечномерзлотных пород в северной части Восточной Сибири и Дальнего Востока. Единственный крупный полигон, обнаруженный в 2015 году, площадью 187 кв.км на рисунке не показан. Ограничением использования предложенного подхода является рост ошибок при построении площадей небольших пожаров по малочисленным данным тепловых аномалий из-за ограничений по пространственному разрешению и точности используемых данных космического мониторинга низкого разрешения.

На рисунке 2.3.1 видно, что каждый последующий год выгорают соседние площади с выгоревшими ранее участками. Это можно объяснить разнонаправленными изменениями в почвенно-растительном покрове и региональном климате, вызванными в том числе пожарами, которые приводят к нарушению процессов теплообмена атмосферы и мерзлой толщи, и, как следствие, возникновению благоприятных условий для возникновения новых пожаров на смежных с горящими участками. Чтобы учесть этот фактор, рассматривается еще один подход к выявлению постпожарных территорий на основе анализа плотности тепловых аномалий и позволяющий выделить зоны активного горения территории за многолетний период.

Интенсивность пожара связана с плотностью регистрируемых точек тепловых аномалий, и чем больше плотность, тем выше интенсивность и,

соответственно, мощность воздействия на мерзлотную толщу. Также краевые участки гарей могут гореть повторно в следующем году, тем самым усиливая воздействие на мерзлотные слои.

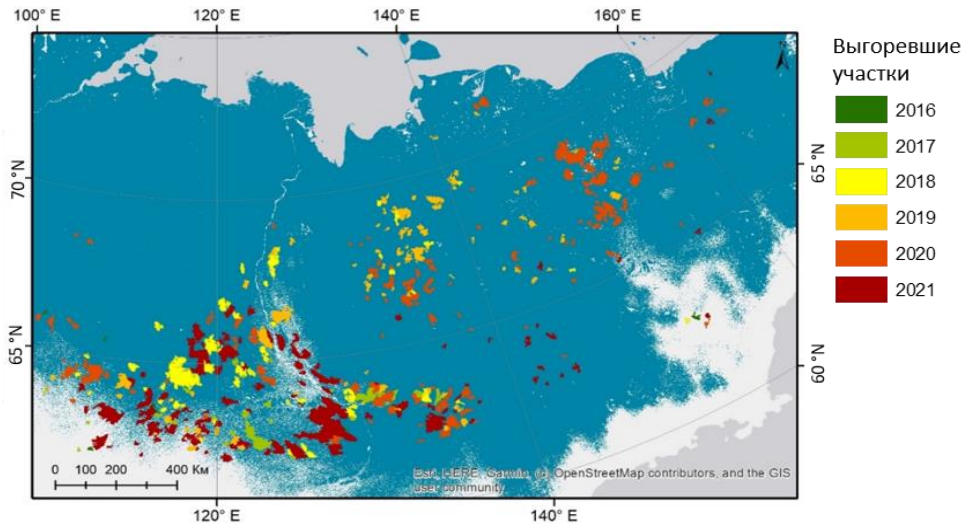


Рисунок 2.3.1 – Границы выгоревших участков в зоне сплошного распространения вечномёрзлых пород (показано синим фоновым цветом) в период с 2016 по 2021, восстановленные по спутниковым данным VIIRS ActiveFire

Для выявления зон активного горения по точкам тепловых аномалий используется непараметрической способ оценки плотности случайной величины (KDE) с функцией квадратичного ядра, описанный в работе [Silverman, 1986] и вычисляемый согласно формуле (2.3.1):

$$f(x) = \frac{1}{nh^r\pi} \sum_{i=1}^n \left(1 - \frac{d^2}{h^2}\right)^2 \quad (2.3.1)$$

где

h – ширина полосы (радиус поиска),

n – число точек,

r – размерность данных,

d – расстояние между центральной точкой и точкой внутри радиуса поиска.

Для определения ширины полосы h используется формула:

$$h = 0,9 \min \left(SD, \sqrt{\frac{1}{\ln(2)} D_m} \right) n^{-0,2} \quad (2.3.2)$$

где

D – медианное расстояние;

SD – стандартное расстояние;

min – функция выбора минимального значения между SD и $\sqrt{\frac{1}{\ln(2)} D_m}$.

Метод KDE оценивает количество размещения точечных объектов на единицу площади, а не распределение их значений (например, яркостную температуру тепловых аномалий). Пример карты оценок плотности очагов пожаров, полученных по данным VIIRS Active Fire за период с 2015 по 2021 год на рассматриваемой территории представлен на рисунке 2.3.2.

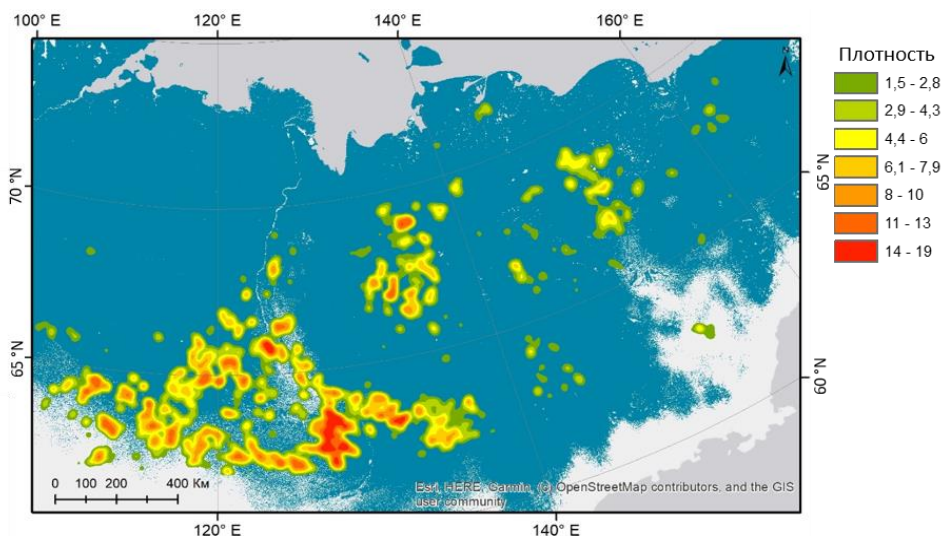


Рисунок 2.3.2 – Карта плотности размещения точечных тепловых аномалий, обнаруженных по данным VIIRS Active Fire за период с 2015 по 2021 год с использованием алгоритма KDE

На карте видно (см. рис. 2.3.2), что ареалы зон активного горения имеют более размытые границы по сравнению с полигонами отдельных выгоревших территорий, агрегированных первым способом из ежегодного набора точек тепловых аномалий VIIRS Active Fire и показанных на рис. 2.3.1. Следует отметить, что при использовании метода KDE учитываются все валидные точки, в том числе, детектирующие небольшие пожары.

На рис. 2.3.3 показана межгодовая динамика постпожарных площадей (более 100 кв. км), расположенных в зоне вечной мерзлоты Восточной Сибири и Дальнего Востока севернее 62 с.ш. в период с 2015 по 2021 год и рассчитанных методом агрегирования точек тепловых аномалий VIIRS Active Fire.

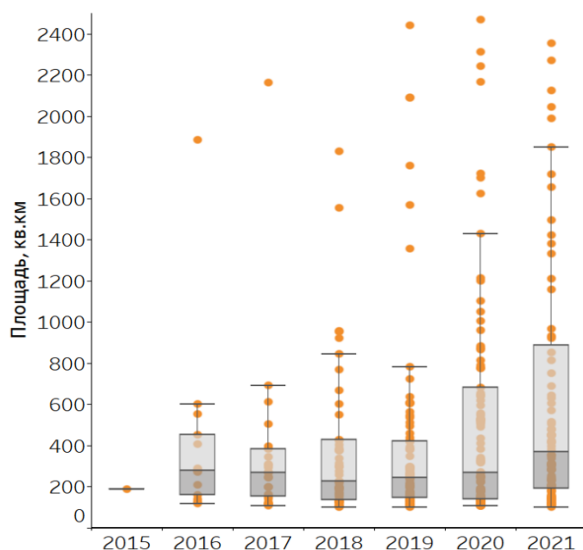


Рисунок 2.3.3 – График динамики роста постпожарных площадей (более 100 кв. км) в зоне вечной мерзлоты Восточной Сибири и Дальнего Востока в период с 2015 по 2021 год по агрегированным тепловым аномалиям VIIRS Active Fire

Анализ динамики роста крупных постпожарных площадей в период с 2015 по 2021 год показывает, что, несмотря на близкие ежегодные медианные значения площадей 250–350 кв. км, после 2019 года наблюдается тенденция в сторону увеличения площадей, отмечается укрупнение большинства выгораемых площадей с 800 до 1800 кв. км (рис. 2.3.3). Также с каждым годом растет число выгораемых участков с площадью более 1500 кв.км. На рис. 2.3.3 не показаны 9 аномальных площадей со значениями 2 500–14 000 кв. км, 7 из которых были зафиксированы в 2020 и 2021 гг.

2.3.3 ОСОБЕННОСТИ АНАЛИЗА ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ СЕРИЙ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ МЕТАНА В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ

Из-за относительного невысокого пространственного разрешения существующих спутниковых систем мониторинга парниковых газов и ограничений в их использовании для высоких широт, большинство исследований посвящено анализу глобального распределения концентраций метана над арктическими территориями [30, 31].

Предлагаемый подход основан на использовании мультимасштабного анализа пространственно-временных серий спутниковых данных тропосферного содержания метана от низкого пространственного разрешения к среднему и

высокому и от региона в целом к отдельным территориям, с применением существующих статистических и модельных (регрессионных) подходов к обнаружению аномалий во временных сериях данных.

На глобальном уровне анализировались осредненные продукты 3 уровня обработки спутниковых данных с пространственным разрешением более 100 км со спутника GOSAT. По долговременным сериям (не менее 10 лет) рассчитываются осредненные попиксельные и региональные статистические характеристики распределения концентраций метана, определялись тренды динамики концентраций метана, пространственные и временные закономерности возникновения аномалий концентраций метана над изучаемым регионом за исследуемый период.

Полученные статистические показатели позволяют предварительно оценить общую динамику содержания концентраций метана и выделить ключевые параметры изменений на глобальном масштабе, обусловленные особенностями глобальной циркуляции атмосферы и неоднородностью природно-климатических условий территорий, в зоне распространения многолетнемерзлых пород Восточной Сибири и Дальнего Востока. Площадь территории Якутии и Чукотки в зоне постоянной вечной мерзлоты составляет практически 3 млн. кв. км.

На основе результатов анализа данных на глобальном уровне можно сделать выводы о характере сезонных и циклических колебаний концентраций метана на данной территории и в зависимости от этого выбрать модель анализа временных рядов на региональном уровне в пределах границ постпожарных территорий.

На региональном уровне обнаружение аномалий концентраций тропосферного метана проводится непосредственно над постпожарными территориями с использованием ежедневных или осредненных продуктов спутниковых данных с пространственным разрешением лучше 10 км. На сегодняшний день существует ограниченное число общедоступных спутниковых данных, позволяющих измерять концентрации метана (общее содержание в тропосфере) с пространственным разрешением лучше 10 км, а для приарктических территорий доступны данные только со спутника Sentinel5 /TROPOMI, запущенного в эксплуатацию с 2018 г. [32]. Проведенные исследования приарктических территорий показали, что на обширных территориях с различным рельефом и типом подстилающей поверхности необходимо проводить дополнительную региональную валидацию данных TROPOMI, а более надежные результаты могут быть получены при исследовании локальных квазиоднородных участков, например, крупных выгоревших территорий [33].

Аномалии эмиссий метана, обнаруженные по спутниковым данным, могут возникнуть по различным причинам, включая активные эмиссии в период горения территории и пассивные эмиссии в результате деградации вечной

мерзлоты, ошибки в данных, а также изменение альbedo подстилающей поверхности в результате пожара. На региональном уровне выбор модельного подхода анализа временных данных направлен на обнаружение и исследование аномальной серии значений концентраций метана в постпожарный период по сравнению с допожарным периодом, а также для выявления возможных постепенных и резких изменений концентраций метана в постпожарный период для определенной территории.

Ограничения применения метода в основном связаны с особенностями северных территорий (полярная ночь, частая облачность, близость акватории арктических морей и др.), влияющих на регулярность получения и качество спутниковых данных, и длину временных рядов спутников данных, ограниченных периодом ввода и вывода спутников из эксплуатации. В арктическом регионе сезонность динамики концентраций метана на море и над сушей различается, также используются различные алгоритмы восстановления концентраций метана для водно-льдиистой поверхности и суши, все это требует проведения дополнительной валидации спутниковых данных на территориях как на региональном, так и на глобальном уровне наблюдений.

2.3.4 ВЫЯВЛЕНИЕ АНОМАЛИЙ КОНЦЕНТРАЦИЙ СОДЕРЖАНИЯ МЕТАНА НА ПОСТПОЖАРНЫХ ТЕРРИТОРИЯХ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

На глобальном пространственном уровне была проанализирована пространственная и временная динамика среднемесячных концентраций тропосферного метана на исследуемую территорию в весенне-летний сезон 2010-2021 годов по данным продукта GOSAT FTS SWIR L3 CH₄ с пространственным разрешением 2,5 градуса [34].

На рис. 2.3.4 представлены примеры пространственного распределения усреднённых за месяц значений CH₄ и стандартизированная оценка (z-оценка) значений CH₄ для территории распространения многолетней мерзлоты Восточной Сибири и Дальнего Востока в июле 2021 года и сентябре 2020 года. Чтобы оценить пространственно-временные изменения концентрации метана за указанный период, была рассчитана Z-оценка для каждого пиксела для данных 2020 и 2021 гг.

Пороговые значения Z-оценки от 1 до 2 говорят о значительном отклонении от среднего, и потенциально территории, на которых z-оценка близка к 2, либо выше, могут считаться аномальными. Например, значения Z-оценки, равные 2, были зарегистрированы в сентябре 2020 года (см. рис. 2.3.4 г) и июле 2021 года (см. рис. 2.3.4 в) в западной части Якутии. Положительные значения Z-оценки в

границах всего региона указывают на то, что концентрации метана за рассматриваемый период только нарастали.

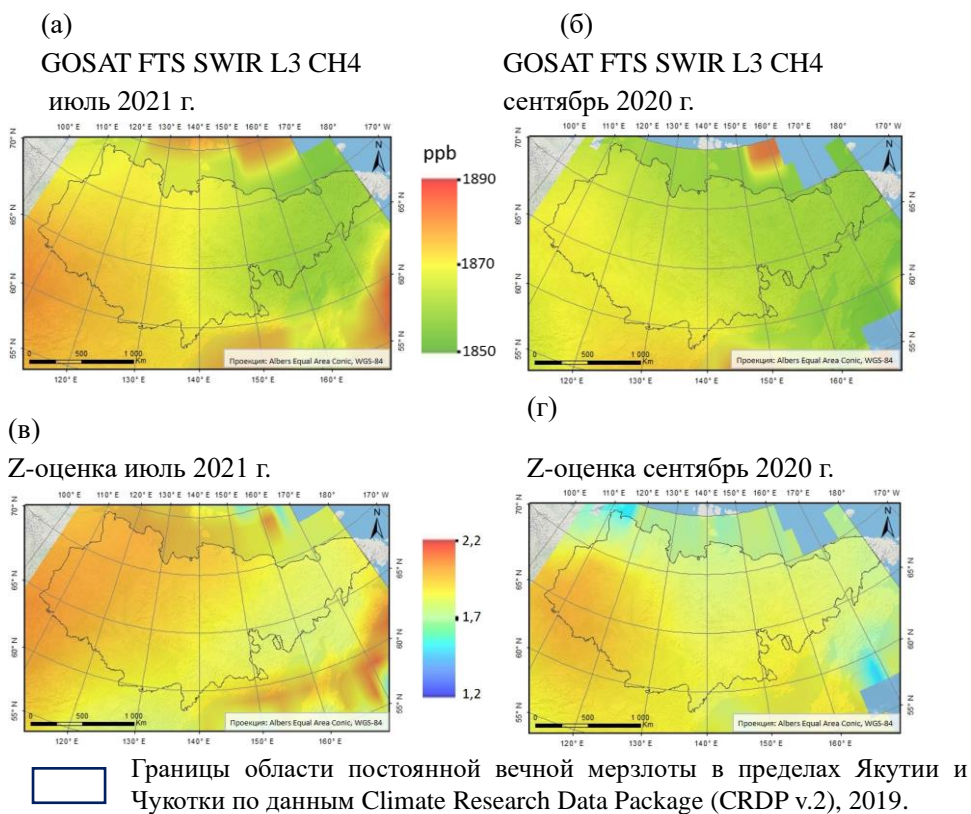


Рисунок 2.3.4 – Усредненные за месяц значения концентраций CH₄ в тропосфере по данным спутника GOSAT:

а) июль 2021 г., б) сентябрь 2020 г. и стандартизированная оценка значений CH₄ за период 2010-2021 гг: в) июль 2021 г, г) сентябрь 2020 г.

На рис. 2.3.5 наглядно показан ежегодный рост среднемесячных значений CH₄, усредненных в пределах исследуемой территории по данным GOSAT для весенне-летнего сезона (май-сентябрь). Наибольшие значения концентрации CH₄ характерны для августа и сентября, диапазон разброса значений между маем и августом составляет 20–40 ppb/год. Рост значений имеет линейный характер (коэффициент детерминации $R^2 \sim 0,98$), наибольшая скорость увеличения концентрации метана (коэффициент регрессии – slope) наблюдается в августе.

Анализ усредненных за пожароопасный период данных по годам показал, что растет не только концентрация метана, но и увеличивается скорость роста

концентрации с годами (см. таблицу 2.3.1). Также наблюдается сезонность, при которой концентрации метана постоянно нарастают в период с мая по сентябрь.

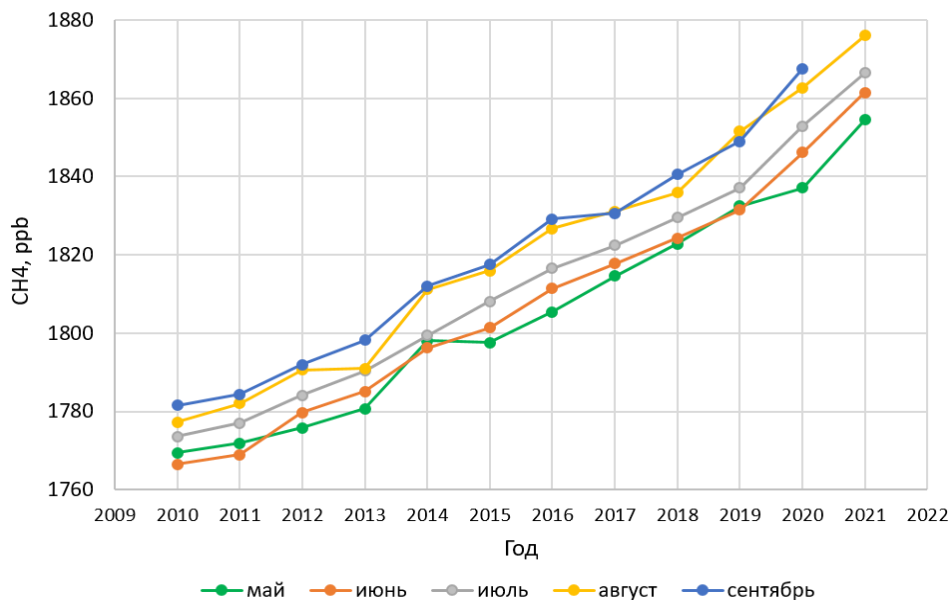


Рисунок 2.3.5 – Средние концентрации CH_4 по данным GOSAT за пожароопасный период (май-сентябрь) с 2010 по 2021 год над зоной постоянной вечной мерзлоты в границах Якутии и Чукотки

Таблица 2.3.1 – Усредненные за май-сентябрь значения концентрации CH_4 (ppb) и показатели линейной регрессии

Годы	Среднее CH_4 , ppb	Slope	R ²
2010	1774	3,5	0,85
2011	1777	3,8	0,85
2012	1784	4,3	0,97
2013	1789	4,1	0,96
2014	1803	4,3	0,80
2015	1808	5,4	0,97
2016	1818	6,3	0,97
2017	1823	4,6	0,93
2018	1831	4,7	0,97
2019	1840	5,3	0,80
2020	1853	7,7	0,99
2021	1865	7,0	0,98

Рис. 2.3.6 демонстрирует, что в целом для исследуемой территории наблюдается положительный прирост концентрации CH_4 . До 2018 года наблюдалась межгодовая цикличность: сильный рост сменялся более низким. В период после 2018 года, характеризующегося крупномасштабными пожарами в Сибири [13, 14], темп прироста постоянно увеличивается и каждые последующие годы прирост превышает прирост предыдущего года.

Резкий скачок в 2014 году объясняется тем, что в мае и августе этого года были зарегистрированы высокие значения CH_4 по сравнению с предыдущим годом (2013 г.), а в 2013 году рост был незначительным в среднем за пожароопасный период (рис. 2.3.5). Эти колебания также были подтверждены по спутниковым данным AIRS.

Для оценки статистической значимости направленных межгодовых изменений концентраций метана был использован непараметрический сезонный ранговый тест Манна-Кендалла, который широко применяется для исследования гидрологических и климатических временных серий, имеющих сезонные колебания, в том числе, полученных по космическим данным [35].

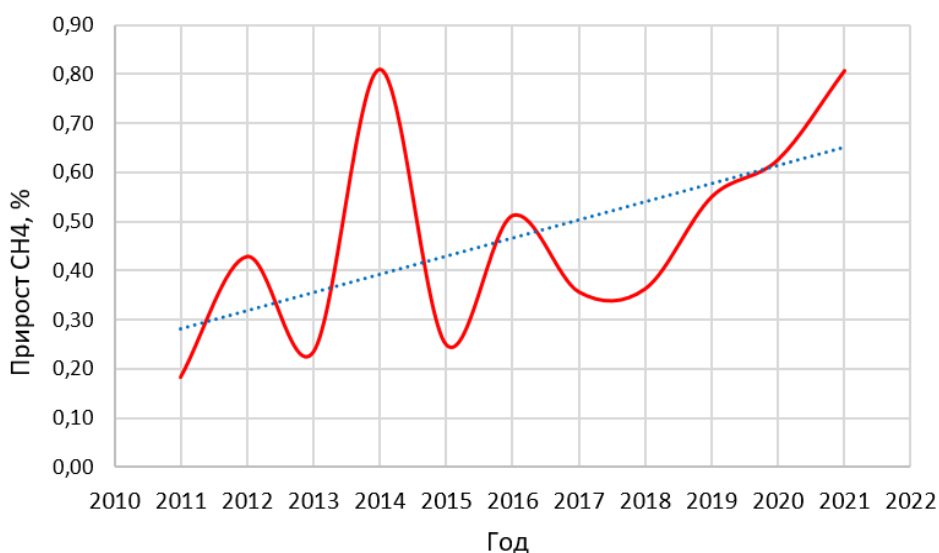


Рисунок 2.3.6 – Ежегодный темп прироста усредненных значений тропосферных концентраций CH_4 за май-август для исследуемой территории (красный цвет). Синим цветом обозначена линия тренда

Результаты теста показали, что межгодовые изменения значений концентраций метана имеют ярко выраженную статистически значимую положительную тенденцию, монотонно нарастающую с каждым годом. А так как согласно ранее полученной z-оценке, в 2021 году отклонения от среднего за весь

рассматриваемый период практически равны $+2\sigma$, то можно предположить, что в целом по всей территории наблюдается аномалия концентраций метана в общем столбе тропосферы. Монотонный характер возрастания концентраций указывает на то, что нормальность значений также смещается со временем, а показатель скорости роста изменений концентраций от сезона к сезону становится ведущим при определении аномальных концентраций.

Для обнаружения аномальных значений концентраций над гарями были выбраны 4 крупных участка, выгоревших в 2020 году, границы которых были восстановлены по тепловым данным, полученных прибором VIIRS спутник Suomi NPP. Основные характеристики отобранных участков представлены в таблице 2.3.2. Из представленных данных видно, что на севере в зоне лиственничных редколесий площади гарей значительно больше площадей гарей, расположенных южнее. И хотя мощность сезонно-талого слоя на севере существенно меньше, чем на более южных участках, обширные выгоревшие площади в аласных структурах могут быть причиной более быстрых процессов деградации вечной мерзлоты.

Таблица 2.3.2 – Основные характеристики выбранных для исследования гарей

№ Участка гарей	Центральная координата полигона	Площадь тыс. кв. км	Описание
Участок 1	68,7° с.ш., 150,6° в.д.	5,5	Преимущественно лиственничные редколесья на аласных и межаласных структурах с высотами местности 50-70 м, мощность сезонно-талого слоя 0,6-0,8 м
Участок 2	66,8° с.ш., 150,9° в.д.	3,6	
Участок 3	64,4° с.ш., 111,4° в.д.	2,9	Лиственничные леса, средние высоты местности 400-500 м, мощность сезонно-талого слоя 1,0-1,5 м
Участок 4	64,4° с.ш., 123,4° в.д.	1,7	Лиственничные леса, средние высоты местности 150-200 м, мощность сезонно-талого слоя 1,2-1,7 м

На региональном уровне по ежедневным данным TROPOMI CH₄ были рассчитаны среднемесячные попиксельные данные в пределах каждого участка за трехлетний доступный период наблюдений (2019–2021 гг.). С использованием межквартильного метода были построены графики концентраций метана сезонного весенне-летнего хода за три года для выявления аномальных серий данных в постпожарный период.

На рис. 2.3.7 показаны колебания среднемесячных значений концентраций для предпожарного (2019 г.) и послепожарного (2020 г.) года.

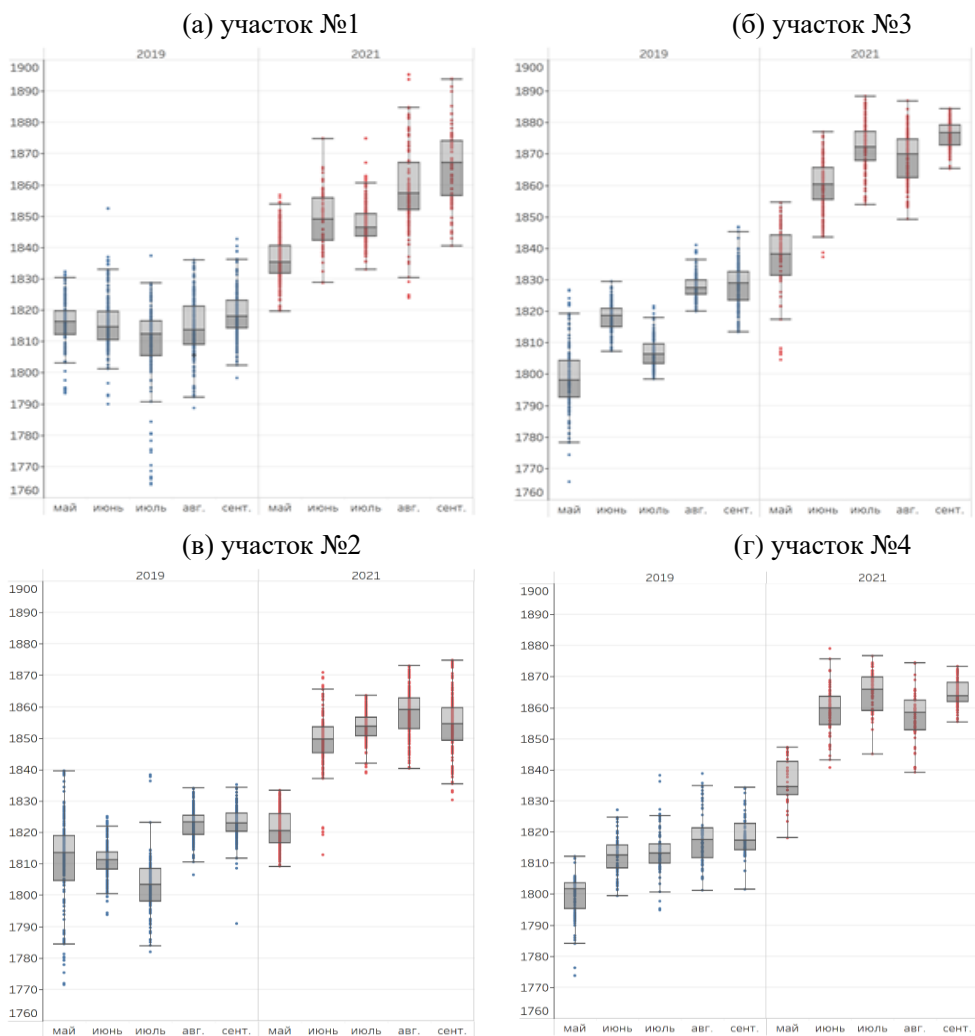


Рисунок 2.3.7 – Динамика концентраций метана над горящими в допожарный(2019) и постпожарный (2021) годы по спутниковым данным TROPOMI

Видно, что медианные значения концентраций метана в мае 2021 года превышают сентябрьские самые высокие значения сезона 2019 года на всех участках. Также в 2021 году стала больше амплитуда внутрисезонных колебаний концентраций по сравнению с 2019 годом. Влияние пространственного фактора местоположения участков прослеживается в том, что более южные участки (рис. 2.3.7 б, г) с большей глубиной сезонно-талого слоя характеризуются в среднем

более высокими концентрациями метана в отличие от северных участков (рис. 2.3.7 а, в).

Для всех исследуемых участков наблюдается меньший разброс значений для условно-фонового допожарного периода, чем для постпожарного периода. Майские и июньские допожарные значения 2020 года превышают значения предыдущего года на 10–20 ppb, а на северных участках майские концентрации метана были даже ниже значений предыдущего года почти на 35 ppb. Однако в июле – августе 2020 года в период активного горения и сразу после наблюдается повышение значений на 20–40 ppb для всех участков.

Для каждого участка временные ряды спутниковых данных были проанализированы с помощью процедуры декомпозиции временного ряда на сезонную, трендовую составляющие и на остатки, использующие метод локальных регрессий (LOESS). На рис. 2.3.8 показан пример разложения временного ряда на сезонную и трендовую составляющую для 3 участка.

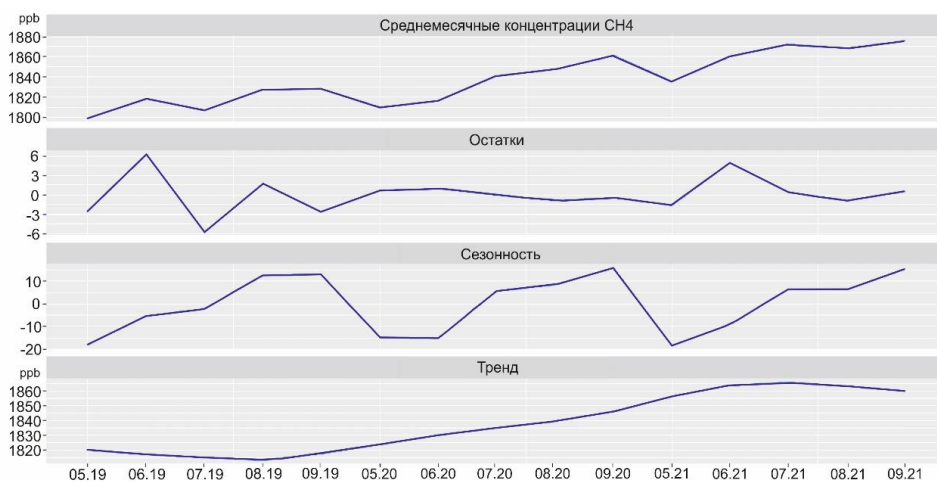


Рисунок 2.3.8 – Результат декомпозиции временного ряда среднемесячных данных TROPOMI CH₄, усредненных в границах участка №3 за трехлетний период с мая по сентябрь 2019–2021г.

В трехлетних данных прослеживается четкая сезонность с плавным повышением значений от мая до сентября. В 2020 году, когда выгорели участки, наблюдался более резкий аномальный рост значений концентраций от месяца к месяцу, по сравнению с предпожарным и послепожарным годом, что также отразилось в линии тренда. Для проведения теста по поиску аномалий на основе остатков необходим более длинный временной ряд, поэтому на данном этапе можно только утверждать, что в среднем значения концентраций в течение всего сезона в 2020 и 2021 гг. были значительно выше, чем в допожарный период.

2.3.5 ВЫВОДЫ

Проанализирована динамика роста площадей постпожарных территорий в зоне распространения многолетнемерзлых пород Восточной Сибири и Дальнего Востока в период с 2015 года по тепловым спутниковым данным, включающим информацию об очагах пожаров. Было установлено, что большая часть ежегодно выгораемых обособленных площадей не превышает 250–350 кв. км, однако, после 2019 года отмечается рост числа горимых участков и укрупнение отдельно выгораемых площадей, в том числе появление аномально больших выгоревших площадей (2 500–14 000 кв. км).

На глобальном уровне в границах Якутии и Чукотки по спутниковым данным был выявлен устойчивый рост средних концентраций общего содержания CH_4 в тропосфере в пожароопасный период (май–сентябрь) с 1774 ppb с 2010 до 1865 ppb в 2021 г. Наибольшие значения концентрации CH_4 характерны для августа и сентября, диапазон разброса значений между маем и августом составляет 20–40 ppb/год. Рост значений имеет линейный характер (коэффициент детерминации $R^2 \sim 0,98$), положительный тренд прироста концентраций метана наблюдается с 2018 г. в отсутствии межгодовых флуктуаций, характерных для предыдущих лет.

На региональном уровне над анализируемыми выгоревшими участками в период с 2019 по 2021 гг. по спутниковым данным прослеживается положительный тренд увеличения средних значений концентраций метана. В 2020 году, когда выгорели участки, наблюдался более резкий аномальный рост значений концентраций от месяца к месяцу, по сравнению с предпожарным и послепожарным годом. Внутрисезонная скорость прироста концентраций метана для всех участков была выше, чем для фонового допожарного года, что указывает на аномальность концентраций метана над выгоревшими участками и, как следствие, на возможный вклад в высокие средние значения содержания метана в тропосфере на глобальном уровне. Также следует отметить, что участки с большей глубиной сезонно-талого слоя характеризуются в среднем более высокими концентрациями метана, регистрируемыми по спутниковым данным.

Предложенный подход выявления аномалий эмиссий метана в зоне распространения многолетнемерзлых пород Восточной Сибири и Дальнего Востока позволяет эффективно задействовать доступные спутниковые данные различного пространственного разрешения для исследования труднодоступных территорий и планирования размещения станций наземного мониторинга эмиссий метана.

3 СИСТЕМЫ КОЭФФИЦИЕНТОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЫБРОСОВ МЕТАНА В АТМОСФЕРЕ В НАЦИОНАЛЬНЫХ КАДАСТРАХ

3.1 СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КОЭФФИЦИЕНТОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭМИССИИ МЕТАНА В АТМОСФЕРЕ В НАЦИОНАЛЬНЫХ КАДАСТРАХ

Ниже кратко рассматриваются общие принципы расчетной оценки выбросов парниковых газов, в том числе от операций с нефтью и газом, показана роль, которую играют в этих расчетах коэффициенты выбросов, а также приведены примеры их использования в России и других странах.

3.1.1 ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ОЦЕНКИ ВЫБРОСОВ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ

Для оценки выбросов и поглощений парниковых газов в отчетности, представляемой в РКИК ООН, используются разработанные Межправительственной группой экспертов по изменению климата методологии. В частности, обязательным к применению является методологическое руководство [1]. Руководство [2] разработано МГЭИК и было одобрено ее пленарной сессией, но пока не было утверждено в качестве руководящего документа РКИК ООН; перспективы его внедрения в международную отчетность в настоящий момент остаются неопределенными.

В используемой методике [1], так же, как и в более ранних ее версиях, все оценки выбросов парниковых газов разделены на основные секторы, объединяющие соответствующие процессы, источники и поглотители. Каждый сектор (например, «Энергетика») состоит из отдельных подсекторов (например, «Фугитивные выбросы от топлива»), которые делятся на категории (например, «Нефть, природный газ и другие выбросы от производства энергии»), которые, в свою очередь, могут быть подразделены на подкатегории (например, «Природный газ») и далее иметь еще более дробное деление (например, «Транспортировка и хранение»).

В конечном итоге, страны начинают построение кадастра с самого нижнего уровня (а также, в некоторых случаях, с отдельных процессов и источников), так

как именно для них разработаны методологии МГЭИК, а общее количество выбросов подсчитывается суммированием «снизу вверх».

Рассматриваются фугитивные выбросы метана от операций с нефтью газом, т.е. такие выбросы ПГ от нефтегазового сектора, которые не имеют непосредственного отношения к производству энергии. В число таких выбросов входят утечки и технологические выбросы топливных продуктов в атмосферу и сжигание углеводородных газов на свечах или в других устройствах. В методике МГЭИК они относятся к категории 1.B.2 «Oil, natural gas and other emissions from energy production» («Выбросы от нефти, природного газа и другого производства топлива») подсектора 1.B «Fugitive emissions from fuels» (Фугитивные выбросы от топлива) сектора «Энергетика».

Основной методологический подход заключается в использовании информации по объему деятельности в соответствующей категории (данные о деятельности) и коэффициента, который характеризует количество выбросов на единицу деятельности и специфичен для каждого из парниковых газов в данной категории (подкатегории). Такие показатели называются коэффициентами выбросов. Таким образом, основная формула расчетной оценки выбросов имеет вид [1]:

$$E_{CH_4} = A \times EF_{CH_4} \quad (3.1.1)$$

где

E_{CH_4} – выбросы метана, Гг;

A – данные об операционной деятельности;

EF_{CH_4} – коэффициент выброса метана, Гг на ед. операционной деятельности.

Например, в подкатегории «Нефть» категории «Фугитивные выбросы от топлива» энергетического сектора объем или масса добытой нефти для вида деятельности «Добыча нефти» представляет собой данные о деятельности, а масса метана, выброшенного на единицу добытой нефти, является коэффициентом выбросов.

При некоторых условиях формула может быть более сложной, и включать, кроме коэффициента выбросов, и другие параметры, однако фугитивные выбросы нефтегазовой отрасли рассчитываются согласно формуле (3.1.1).

Кроме расчетных методов, в Руководящих принципах [1] допускается, при определенных условиях, определение выбросов инструментальными методами – путем прямых измерений.

В методике МГЭИК используются следующие концепции [1]:

- Уровни расчета: уровень характеризует степень сложности методического подхода, который выбирает каждая страна в зависимости от доступности исходных данных для расчета. Обычно предусматривается три уровня: уровень 1 – это базовый метод, уровень 2 – промежуточный, а уровень 3 – наиболее сложный с точки зрения трудности и потребности в данных [1]. Методы уровня 1

предусмотрены для всех категорий и являются пригодными для всех стран. Уровни 2 и 3 иногда называются методами более высокого уровня и, как правило, они считаются более точными. Чем выше уровень, тем более специфичные для страны и подкатегории (или ее более мелких подразделений) данные и методы в нем используются. Обычно для расчетов по уровню 1 используют данные по умолчанию, для уровня 2 – национальные данные и/или параметры и данные отдельных крупных компаний, а для уровня 3 – данные отдельных предприятий. При расчетах высокого уровня может использоваться и национальная методика вместо методики МГЭИК. В этом случае национальная методика должна быть научно обоснованной, обеспечивать полноту и прозрачность оценок выбросов и пройти соответствующую апробацию;

- Данные по умолчанию: представленные в руководствах МГЭИК коэффициенты выбросов и другие параметры. Чаще всего они предназначены для расчета по методам уровня 1 с использованием общедоступной национальной или международной статистики объемов деятельности. Эти данные разрабатываются специалистами МГЭИК либо на основании международных исходных данных, либо – в отдельных случаях – доступных в специализированной литературе данных для отдельных стран;

- Ключевые категории: понятие «ключевая категория» используется для определения категорий, имеющих значительное влияние на совокупный выброс парниковых газов в стране с точки зрения абсолютного уровня выбросов и поглощений, тенденции (тренда) выбросов и поглощений, или неопределенности в выбросах и поглощениях. Они используются для определения приоритетов для страны в распределении ресурсов для сбора данных, обобщения, обеспечения качества/контроля качества при подготовке кадастров и разработки отчетности.

Неопределенность кадастра уменьшается, если выбросы оцениваются с использованием наиболее точных методов, предусмотренных для каждой категории (подкатегории или более мелких их подразделений) выбросов и поглощений в методике МГЭИК. Однако эти методы, как правило, требуют привлечения больших ресурсов для сбора данных, так что не всегда существует возможность использовать их для каждой категории. Таким образом, наибольшие ресурсы следует сосредоточить для оценки выбросов в категориях, которые наиболее сильно влияют на неопределенность всего кадастра. Благодаря выделению этих (ключевых) категорий в национальном кадастре, разработчики кадастра могут установить приоритеты для своих действий и улучшить оценки совокупного выброса и тренда совокупного выброса.

Методы определения (выделения) ключевых категорий приведены в [1]. Для каждой из них определяют, являются ли входящие в нее подкатегории особенно значимыми: подкатегории, которые совместно вносят в ключевую категорию более 60%, рассматриваются как особенно значимые.

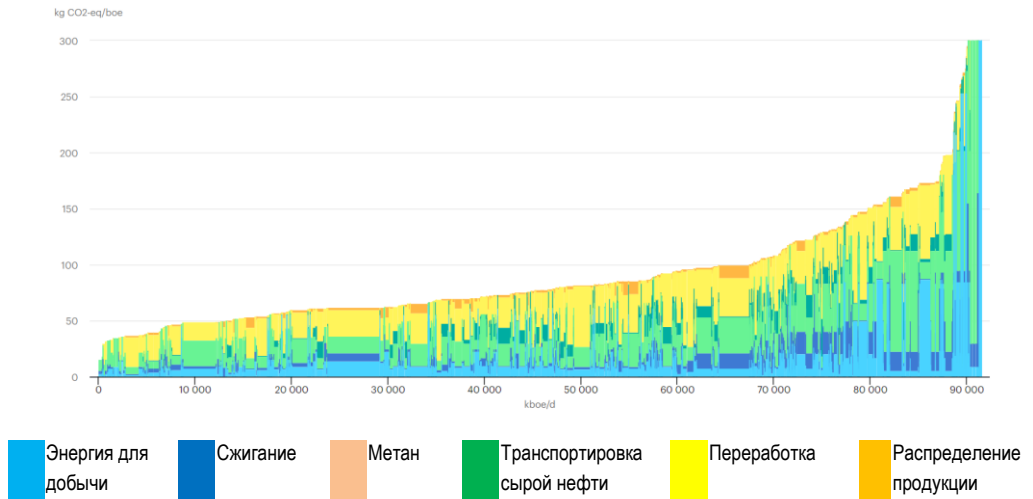


Рисунок 3.1.1 – Интенсивность выбросов ПГ от природного газа на всех жизненных этапах его производства и распределения, 2018 г. [5]

kg CO₂/boe = килограммы CO₂ на баррель нефтяного эквивалента; kboe / d = тысяча баррелей нефтяного эквивалента в день. Предполагается, что одна тонна метана эквивалентна 30 тоннам CO₂ («100-летний «потенциал глобального потепления»). Хотя это и не строго процесс переработки нефти, фракционирование ШФЛУ входит в состав нефтепереработки, поскольку он превращает жидкости в пригодные для использования нефтепродукты.

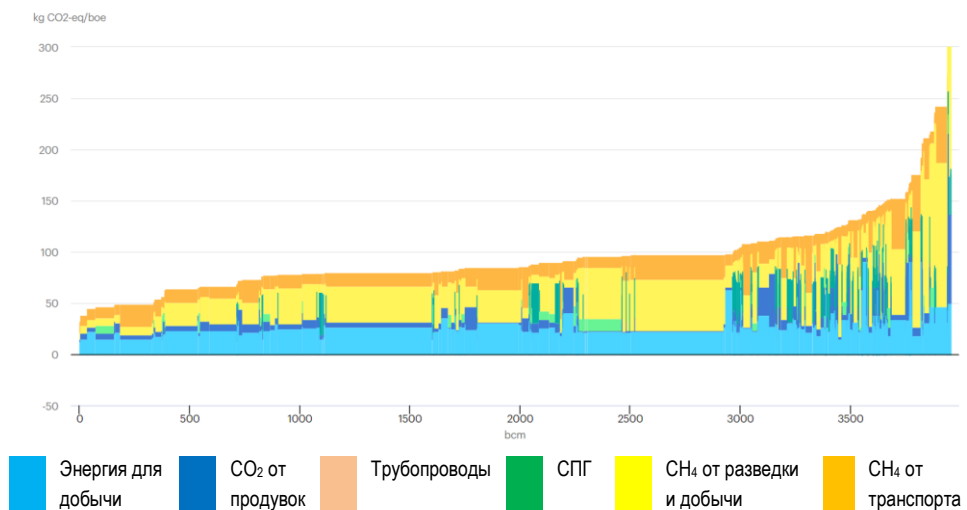


Рисунок 3.1.2 – Интенсивность выбросов ПГ от нефти на всех жизненных этапах ее производства и распределения, 2018 г. [5]

kg CO₂/boe = килограммов CO₂ на баррель нефтяного эквивалента. Bcm = миллиард кубометров природного газа - это единица измерения энергии, в частности, для добычи и

распределения природного газа. Энергия для добычи включает выбросы от обработки для удаления примесей перед транспортировкой. Метан от разведки и добычи включает выбросы от добычи, сбора и переработки; Метан от транспорта включает выбросы от судоходства (если применимо), передачи и распределения. Предполагается, что одна тонна метана эквивалентна 30 тоннам CO₂ (100-летний «потенциал глобального потепления»).

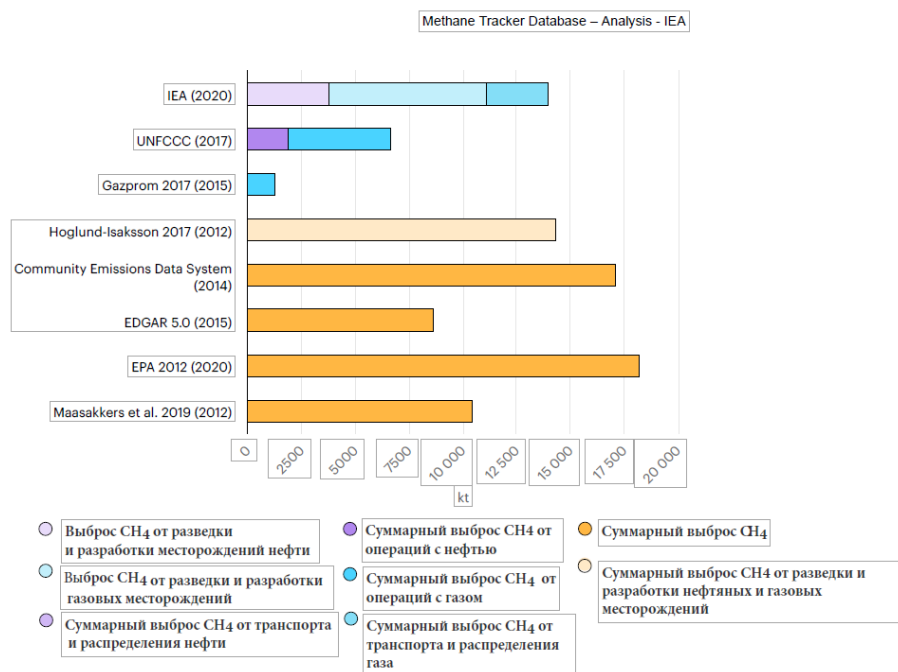


Рисунок 3.1.3 – Сравнение различных оценок годовых выбросов метана от нефтегазовой отрасли России, кт [3]

Даты в скобках – год проведения исследования

Исходные данные:

Hoesly, R., Smith, S., Leyang, F., Klimont, Z., et al. (2018). Historical (1750-2014) anthropogenic emissions of reactive gases and aerosols from the Community Emissions Data System. *Geoscientific Model Development*, 369-408

Joint Research Centre. (2019). *Emission Database for Global Atmospheric Research (EDGAR)*, release EDGARv5.0 FT2017. Retrieved February 2019, from <http://edgar.jrc.ec.europa.eu>

EPA (Environmental Protection Agency) (2012). *Global Anthropogenic Non-CO₂ Greenhouse Gas Emissions: 1990–2030*. Washington, D.C., United States: Environmental Protection Agency

Romanov, K. (2017). *Reduction of methane emissions: Russian case studies*. Gazprom

Höglund-Isaksson, L. (2017). *Bottom-up simulations of methane and ethane emissions from global oil and gas systems 1980 to 2012*. *Environmental Research Letters*, 12.

Maasackers, J., Jacob, D., Sulprizio M., Scarpelli, T., et al. (2019). *Global distribution of methane emissions, emission trends, and OH concentrations and trends inferred from an inversion of GOSAT satellite data for 2010-2015*. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7859-7881

UNFCCC. (2019). *National Inventory Submissions*. Retrieved September 2019, from *National Inventory Submissions*:

http://unfccc.int/national_reports/annex_i_ghg_inventories/national_inventories_submissions/items/9492.php

Тот же основной подход, характеризуемый формулой (3.1.1), используется для оценки выбросов ПГ, в том числе от нефтегазовой отрасли, различными организациями, ведущими исследования в этой области. На рис. 3.1.1 и 3.1.2 (приведены в качестве справочных) представлены оценки интенсивности выбросов парниковых газов, в том числе метана, выполненные МЭА для жизненного цикла нефтяной и газовой промышленности всех стран без учета выбросов у потребителей (т.е. на данных рисунках приведено распределение величин удельных выбросов по странам мира). Как видно из рисунков, имеет место значительный разброс удельных выбросов по странам на разных этапах жизненного цикла природного газа.

На рис. 3.1.3 представлено сравнение оценок выбросов метана от операций с нефтью и газом в России, разработанных в разные годы различными организациями [3]. Для сравнения следует указать, что по данным национального кадастра России, представленного в РКИК ООН в 2021 г. [4], фугитивные выбросы метана в нефтегазовой отрасли в 2019 г. составляли 4033,5 тыс. т. (100 837,9 тыс. т. CO₂-экв.)

Ниже будет проведено сравнение и краткий анализ ситуации с коэффициентами выбросов парниковых газов (преимущественно, для выбросов метана) от операций с нефтью и природным газом, применяемых разными странами в рамках международной отчетности по РКИК ООН за 2019 год и показано место России в этой картине.

3.1.2 КОЭФФИЦИЕНТЫ ДЛЯ ОЦЕНКИ ВЫБРОСОВ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ В АТМОСФЕРУ ОТ ОПЕРАЦИЙ С НЕФТЬЮ И ПРИРОДНЫМ ГАЗОМ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ СТРАН

Коэффициенты выбросов парниковых газов от операций с нефтью и газом зависят от различных факторов, в числе которых в первую очередь: физико-химические характеристики добываемых углеводородов, технические характеристики используемого оборудования, природные условия в районе деятельности. Исходя из этого перечня, видно, что в разных странах эти коэффициенты для формально одних и тех же их источников (т.е. подкатегорий или их более мелких подразделений при оценке выбросов ПГ) могут значительно отличаться.

Тем не менее, представляется полезным провести сравнение этих данных для разных стран и их краткий анализ. Для этого были, в первую очередь, рассмотрены перечни стран, добывающих основное количество нефти и газа в мире (табл. 3.1.1).

Таблица 3.1.1 – Основные производители нефти и газа в мире в 2019 г. [6]

Страна	Производство природного газа		Производство нефти	
	млн м ³	% от мирового	млн тонн	% от мирового
<i>США</i>	920,9	23,3%	746,7	16,7%
<i>Российская Федерация</i>	679,0	17,2%	568,1	12,7%
Иран	244,2	6,2%	160,8	3,6%
Катар	178,1	4,5%	78,5	1,8%
Китай	177,6	4,5%	191,0	4,3%
<i>Канада</i>	173,1	4,4%	274,9	6,1%
<i>Австралия</i>	153,5	3,9%	20,6	0,5%
<i>Норвегия</i>	114,4	2,9%	78,4	1,7%
Саудовская Аравия	113,6	2,9%	556,6	12,4%
Алжир	86,2	2,2%	64,3	1,4%
Малайзия	78,8	2,0%	29,8	0,7%
ОАЭ	58,0	1,5%	180,2	4,0%
<i>Казахстан</i>	34,0	0,9%	91,4	2,0%
Мексика	31,3	0,8%	94,9	2,1%
Бразилия	25,7	0,7%	150,8	3,4%
Нигерия	49,3	1,2%	101,4	2,3%
Кувейт	17,9	0,5%	144	3,2%
Ирак	11,0	0,3%	234,2	5,2%
Всего	3146,6	79,7%	3766,6	84,0%
Всего в мире	3946,1	100%	4484,5	100%

Курсивом в табл. 3.1.1 выделены страны, входящие в приложение I РКИК ООН. Из таблицы видно, что 18 стран мира дают 80% всей мировой добычи газа и 84% – нефти.

Обобщенные и детализированные оценки фугитивных выбросов CH₄ для различных стран и соответствующие данные по методам, использованным для выполнения оценок и по коэффициентам выбросов, приводятся в национальных кадастрах антропогенных выбросов из источников и абсорбции поглотителями парниковых газов, не регулируемых Монреальским протоколом. Кадастры разрабатываются странами, входящими в Приложение I РКИК ООН (промышленно развитые страны и страны, находящиеся в процессе перехода к рыночной экономике) ежегодно, и представляются ими в секретариат РКИК ООН. Каждый кадастр содержит полную информацию об антропогенных

выбросах и абсорбции ПГ за все годы, начиная с базового года (для большинства стран это 1990 г.) до года X-2, где X – год, в который представляется кадастр. Ежегодный кадастр состоит из текстовой части – национального доклада о кадастре и цифровых таблиц данных (ОФД). Кадастр разрабатывает и представляет также и Евросоюз.

В табл. 3.1.1 вошли данные по шести странам, входящим в приложение I РКИК ООН.

Остальные страны включают материалы и данные по инвентаризации выбросов и поглощений ПГ в свои национальные сообщения, разрабатываемые и представляемые через довольно неопределенные промежутки времени. Так, наиболее современные оценки выбросов парниковых газов для нефтегазового сектора в этих странах относятся к годам от 1997 (Ирак) до 2016 (Кувейт). Кроме того, эти оценки в большинстве случаев менее детальны, чем в странах Приложения I, что не позволяет выполнить для них сравнение коэффициентов выбросов, а также и an inversion оценку выбросов ПГ для отдельных подкатегорий, относящихся к операциям с нефтью и природным газом.

На основании данных национальных кадастров выбросов и поглощений парниковых газов [7] можно оценить для каждой страны вклад фугитивных выбросов CH_4 от операций с нефтью и газом как в суммарные выбросы парниковых газов, так и в суммарные выбросы метана (табл. 3.1.2). Из нее видно, что наибольший вклад (более 30%) в выбросы метана внесли его фугитивные выбросы от обращения с нефтью и газом в трех основных добывающих странах приложения I РКИК ООН – в США, России и Канаде. При этом такие выбросы происходят и в тех странах, которые сами добывают небольшой объем углеводородов (или вообще их не добывают), но являются их крупными потребителями или транзитерами, например, Украина, Венгрия или Германия (как и Евросоюз в целом).

В настоящий раздел включена подробная оценка и сравнение коэффициентов выбросов для операций с нефтью и природным газом для шести основных углерододобывающих стран, включая Российскую Федерацию.

На основании данных, приведенных в национальных кадастрах [7, 8], можно увидеть, каким образом складывается отчетность о выбросах парниковых газов (в том числе CH_4) в разных странах. В таблицах ОФД в качестве источников выбросов ПГ для операций с нефтью выступают подкатегории 1. В. 2. а. Oil (Нефть) и частично 1. В. 2. с. Venting and flaring (Продувки и сжигание). Подсектор 1. В. 2. а. включает выбросы от разведки, добычи, первичной подготовки, транспортировки и хранения, а также доставки нефтепродуктов потребителям. Кроме того, сюда входит пункт «Другие выбросы», куда часть стран включает выбросы от закрытых скважин. В подкатегории 1. В. 2. с. Venting

and flaring (Продувки и сжигание) к нефтяному сектору относят источники i. Oil (Нефть) и частично iii. Combined (Объединенные источники).

В качестве источников выбросов ПГ для операций с природным газом выступают подкатегории 1. В. 2. b. Natural gas (Природный газ) и частично 1. В. 2. с. Venting and flaring (Продувки и сжигание). Подкатегория 1. В. 2. b. включает выбросы от разведки, добычи, подготовки, транспортировки и хранения, а также газораспределение потребителям. Кроме того, сюда входит пункт «Другие выбросы», куда часть стран включает выбросы от закрытых скважин. В подкатегории 1. В. 2. с. Venting and flaring (Продувки и сжигание) к нефтяному сектору относят источники i. Gas (Газ) и частично iii. Combined (Объединенные источники).

Таблица 3.1.2 – Вклад фугитивных выбросов CH₄ от операций с нефтью и газом в общие выбросы ПГ в странах приложения I РКИК ООН в 2019 г. [8]

Страна	Выбросы ПГ*	Выбросы* CH ₄		Фугитивные выбросы CH ₄ от операций с нефтью и газом		
	тыс. т CO ₂ -экв.	тыс. т CO ₂ -экв.	тыс. т	тыс. т CO ₂ -экв.	тыс. т	% от всех выбросов CH ₄
Страны с большими объемами нефте- или газодобычи						
США	6558345,2	659712,7	26388,5	203264,5	8130,6	31
Российская Федерация	2119432,4	315421,0	12616,8	100837,9	4033,5	32
Канада	730244,9	97761,5	3910,5	36396,4	1455,9	37
Австралия	545152,5	98903,8	3956,2	8231,4	329,3	8
Казахстан	354869,6	39888,0	1595,5	4629,4	185,2	12
Норвегия	50334,0	4565,8	182,6	447,8	17,9	10
Другие имеющие фугитивные выбросы от нефти или газа страны приложения I						
Великобритания	453101,5	49499,5	1980,0	4571,8	182,9	9
Украина	332114,0	69778,6	2791,1	33117,9	1324,7	47
Германия	809798,5	49271,0	1970,8	4987,2	199,5	10
Польша	390744,7	45276,3	1811,1	2837,7	113,5	6
Турция	506080,4	60264,2	2410,6	2722,3	108,9	5
Венгрия	64433,2	8238,1	329,5	1644,6	65,8	20
Белоруссия	90115,7	15736,4	629,5	1136,3	45,5	7
Словакия	39948,3	3304,7	132,2	213,1	8,5	6
Группы стран						
Евросоюз	4057594,6	427738,8	17109,6	25706,8	2029,8	12

* - без учета землепользования, изменения землепользования и лесного хозяйства

Кроме этих трех подкатегорий, таблицы ОФД включают подкатеорию 1.B.2.d. Other (Другие выбросы). В данном отчете выбросы парниковых газов от этой подкатегории не учтены, так как они формально не относятся ни к операциям с нефтью, ни с газом.

Несмотря на это, некоторые страны включают в эту категорию выбросы от обращения с сжиженным газом или другие источники, которые могут быть отнесены к обращению с нефтью и газом.

Обозначения в таблице «NO» и «NE» означают, что такие выбросы ПГ отсутствуют или не могут быть оценены из-за отсутствия исходных данных. Обозначение «E» означает, что выбросы от этой подкатегории (или ее более мелких подразделений) отнесены (суммированы) к выбросам другой подкатегории (подразделению).

Из представленных данных видно, что разделение выбросов ПГ на отдельные источники при операциях с нефтью и природным газом не одинаковы для разных стран, а также, что разделение выбросов нефтегазового сектора на выбросы от «операций с нефтью» и «операций с природным газом» по отдельности не всегда является очевидным, тем более, что многие месторождения в реальности являются комбинированными, как и данные о них. Кроме того, некоторые страны могут учитывать больше источников выбросов, чем другие.

К сожалению, представленные в формате ОФД данные о выбросах ПГ не представляют возможность четкого их разделения на такие источники, в том числе из-за учета выбросов ПГ от таких источников, как «Combined», т.е. от продувок и сжигания при операциях с нефтью и газом совместно. Кроме того, отдельную сложность для отнесения к какой-либо категории в методике представляют выбросы от операций с попутным нефтяным газом, конденсатом и сжиженным природным газом, в связи с чем в отчетности разных стран они могут быть отнесены к операциям как с нефтью, так и с газом.

В связи с вышеотмеченным принято решение разделить фугитивные выбросы CH_4 на «от операций с нефтью» и от «операций с природным газом», учитывая источники iii. Combined (выбросы при продувках и сжигании нефти и газа) одновременно для обеих категорий, и не включая подкатеорию 1.B.2.d. Other (Другие выбросы) в расчет. В отдельном столбце таблиц ОФД «Implied emission factors» (Вмененные коэффициенты выбросов) приведены коэффициенты выбросов для отдельных парниковых газов, в том числе метана, вычисляемые по формуле (3.1.2).

При этом эти коэффициенты не всегда соответствуют реальным расчетным коэффициентам, так как они получены путем автоматического деления данных о выбросах (колонка «Emissions») на данные о деятельности (приведены в колонке «Activity data»). На самом деле выбросы ПГ от отдельных подкатегорий (и их

более мелких подразделений) в этих таблицах могут быть получены путем сложения выбросов от отдельных более мелких источников, каждому из которых соответствует свой коэффициент выбросов. Таким образом, эти коэффициенты в большинстве случаев (за исключением коэффициентов МГЭИК по умолчанию по уровню 1) являются усредненными (далее такие коэффициенты выбросов названы «удельными»)

$$IEF = E_{CH_4, i} / A_i \quad (3.1.2)$$

где:

IEF - удельный коэффициент выбросов;

$E_{CH_4, i}$ – выбросы метана в категории (подкатегории) i , Гг

A_i – данные об операционной деятельности, Гг на ед. операционной деятельности.

Информация об использованных в расчетах реальных коэффициентах выбросов должна быть включена в национальные доклады о кадастрах – текстовую часть национальных кадастров антропогенных выбросов из источников и абсорбции поглотителями парниковых газов, не регулируемых Монреальским протоколом соответствующих стран, однако в реальности она часто там отсутствует, в том числе из-за: использования в тексте ссылок на отчеты, содержащие искомые данные (например, Канада и Австралия); большого количества информации (например, США) или является недостаточно полной.

Таким образом, по большей части при анализе данных разных стран из таблиц ОФД невозможно узнать, какие коэффициенты выбросов были реально использованы в расчетах, в том числе из-за сложности при проведении расчетов по 2 и 3-му уровням. Поэтому были использованы автоматически вычисляемые в таблицах ОФД удельные коэффициенты выбросов ПГ для отдельных источников (таких, как «Разведка», «Разработка» и т.д.) для операций с нефтью и газом.

Для лучшего понимания разнообразия применяемых различными странами методов и коэффициентов выбросов для оценки ПГ в таблице 3.1.3 приведены сводные данные об использовании ими методик МГЭИК различного уровня и характере коэффициентов выбросов.

В таблице использованы следующие условные обозначения:

T1, T2, T1a, T1b – уровни 1, 2, 1a и 1b расчетов по методике [1] соответственно;

CS – национальные (разработанные в данной стране) методики или коэффициенты;

D – коэффициенты МГЭИК, применяемые по умолчанию [1];

PS – коэффициенты выбросов, относящиеся к отдельным предприятиям.

Таблица 3.1.3 – Используемые отдельными странами Приложения 1 к РКИК ООН для оценки выбросов CH₄ методы и коэффициенты выбросов, 2019 г. [8]

Страна	Используемые методы	Коэффициенты выбросов
Россия	T1b,T2	CS,D
Австралия	T1,T2	CS,D,PS
Казахстан	T1	CS,D
Канада	CS	CS
Норвегия	T2	CS,PS
США	CS	CS

Таким образом, в настоящий момент при проведении оценки фугитивных выбросов CH₄ от операций с нефтью и газом в России используются методы уровня 1 (уровень 2 использован только для единого расчета выбросов от разведки, добычи и подготовки газа, а также для расчета выбросов от его транспортировки по трубопроводам) и значения коэффициентов по умолчанию (национальные данные использованы только для расчетов выбросов от обращения с природным газом (единый коэффициент для добычи и подготовки, а также коэффициент для сжигания). Австралия, Канада, Норвегия и США в этом вопросе значительно более продвинуты: для большего количества категорий используют национальные коэффициенты, а Казахстан – несколько менее.

При проведении сравнительной оценки удельных выбросов ПГ отдельных источников имеет значение как полнота охвата деятельности от операций с нефтью и природным газом при проведении расчетов выбросов ПГ разными странами, так и их отнесение к различным источникам выбросов. Кроме того, решающее значение для возможности такого сравнения имеет размерность исходных данных, для которых рассчитаны соответствующие коэффициенты. Несмотря на разнородность данных, можно провести и сравнительную оценку удельных выбросов при операциях с нефтью и газом для отдельных стран. Результаты этой оценки для 5 основных добывающих стран, с учетом проведенных авторами для обеспечения сопоставимости данных пересчетов, представлены в таблице 3.1.4. Исходные значения удельных выбросов были, по возможности, пересчитаны на размерности, использованные для оценки выбросов CH₄ для российских его источников. При этом использовалась информация по удельным выбросам всех стран приложения I РКИК ООН и их исходные размерности из источников [7, 8]. При рассмотрении данных таблицы 3.1.4 следует учитывать, что одинаковые размерности исходных значений не всегда означают их фактическую сравнимость, а некоторые принципиально не приводимы к сравнимым с российскими. Норвегия не была включена в

сравнение (табл. 3.1.4) по причине полной несопоставимости данных национального кадастра с соответствующими российскими данными.

Дополнительно был проведен расчет удельных выбросов ПГ для более крупных категорий «операции с нефтью» и «операции с природным газом» на основании исходных данных об объемах их добычи в каждой из стран и выбросах ПГ (табл. 3.1.5–3.1.8). Расчет был проведен по формуле (3.1.2) как для всех выбросов ПГ суммарно, так и отдельно для метана.

Таблица 3.1.4 – Коэффициенты выбросов метана от операций с нефтью и газом для отдельных стран приложения I РКИК ООН в 2019 г., тонн CO₂-экв/ед. измерения [7, 8]

Категории выбросов		Россия	Австралия	Казахстан	Канада	США
1	2	3	4	5	6	7
1. В. 2. а. Нефть						
1. Разведка	Объем добытой нефти и конденсата, тыс. м ³	4,53 ¹	0,00 ²	0,01	IE (данные внесены в добычу)	0,38
2. Добыча	Объем добытой нефти и конденсата, тыс. м ³	45,02	2,19	53,45	25,55	53,01
3. Транспортировка	Объем транспортируемой нефти, тыс. м ³	0,14	0,11	0,14	0,002	0,24
4. Первичная переработка/хранение	Объем первичной переработки нефти, тыс. м ³	0,55	1,52	0,78	данные не сравнимы	0,93
5. Распределение	Объем распределяемой нефти, тыс. м ³	NE	NO	NA	IE (данные внесены в транспортировку)	NE
6. Транспортировка конденсата	Объем транспортируемого конденсата, тыс. м ³	2,75	данные не сравнимы	NA	данные не сравнимы	данные не сравнимы
1. В. 2. б. Природный газ						
1-3. Разведка, добыча и подготовка газа	Объем добытого газа, млн м ³	5,33	9,29	3,85	12,34	112,14
4. ii (продувки). Транспортировка, хранение и продувки	Объем транспортируемого газа, млн м ³	46,63	11,10 ³	7,45 ³	42,56 ⁵	42,44
5. Распределение	Объем потребленного газа, млн м ³	27,50	156,10	0,28	4,94 ⁴	16,07
1. В. 2. с. Продувки и						

1	2	3	4	5	6	7
сжигание						
Продувки						
i. Нефть	Объем добытой нефти и конденсата, тыс. м ³	18,00	IE	NA	64,34	IE
ii. Газ	Объем транспортируемого газа, млн м ³	IE (данные внесены в транспорт)	данные перенесены в транспорт	NA	данные перенесены в транспорт	IE
iii. Совместно		NO	NO	NA	данные не сравнимы	IE
Сжигание						
i. Нефть	Объем сожженного ПНГ, млн м ³	300,00	данные не сравнимы	IE	266,05	IE
ii. Газ	Объем добытого газа, млн м ³	0,00	0,00	IE	0,81 ⁴	IE
iii. Совместно		NO	NO	данные не сравнимы	данные не сравнимы	IE
1.B.2.d. Другое						

¹ пересчитано на объем добытой нефти и конденсата;

² пересчитано на объем добытой нефти;

³ данные о продувках отсутствуют;

⁴ пересчитано на объем добытого природного газа;

⁵ добавлены данные из источника ii (продувки).

В таблице использованы следующие условные обозначения:

IE – учтено в другой категории;

NA – не применимо;

NE - оценка не выполнялась;

NO – выбросы отсутствуют.

Таблица 3.1.5 – Удельные выбросы ПГ от операций с нефтью для отдельных стран Приложения I РКИК ООН в 2019 г. [7, 8]

Страна	Добыча нефти*	Выбросы ПГ**	Удельные выбросы ПГ
	тыс. м ³	тыс. т CO ₂ -экв	т CO ₂ -экв/тыс. м ³
Россия	659 933,64***	97 575,87	147,86
Австралия	13 857,66	792,34	57,18
Казахстан	78 643,20	4 265,10	54,23
Канада	183 312,15	27 893,62	152,16
Норвегия	100 757,01	1 089,85	10,82
США	710 812,68	91 604,76	128,87

* - данные из таблиц ОФД, 2019 г. (UNFCCC, 2021в);

** - выбросы от продувок и сжигания нефти и газа комбинированные полностью добавлены;

*** - включая конденсат.

Таблица 3.1.6 – Удельные выбросы ПГ от операций с природным газом для отдельных стран Приложения I РКИК ООН в 2019 г. [7, 8]

Страна	Добыча газа*	Выбросы ПГ**	Удельные выбросы ПГ
	млн м ³		т CO ₂ -экв/млн м ³
Россия	644 000,00	50 184,98	77,93
Австралия	269 852,60	25 669,31	95,12
Казахстан	12 067,00	384,55	31,87
Канада	199 675,41	24 603,86	123,22
Норвегия	115 123,21	1 241,04	10,78
США	951 160,00	196 226,09	206,30

* - данные из таблиц ОФД, 2019 г. (UNFCCC, 2021в);

** - выбросы от продувок и сжигания нефти и газа комбинированные полностью добавлены.

Таблица 3.1.7 – Удельные выбросы CH₄ от операций с нефтью для отдельных стран Приложения I РКИК ООН в 2019 г. [7, 8]

Страна	Добыча нефти *	Выбросы** CH ₄	Удельные выбросы CH ₄
	тыс. м ³		т CO ₂ -экв/тыс. м ³
Россия	659 933,64***	51 062,00	77,37
Австралия	13 857,66	204,74	14,77
Казахстан	78 643,20	4 248,00	54,02
Канада	183 312,15	17 125,02	93,42
Норвегия	100 757,01	328,72	3,26
США	710 812,68	44 286,75	62,30

* - данные из таблиц ОФД, 2019 г. (UNFCCC, 2021в);

** - выбросы от продувок и сжигания нефти и газа комбинированные полностью добавлены;

*** - включая конденсат.

Таблица 3.1.8 – Удельные выбросы CH₄ от операций с природным газом для отдельных стран Приложения I РКИК ООН в 2019 г. [7, 8]

Страна	Добыча газа*	Выбросы** CH ₄	Удельные выбросы CH ₄
	млн м ³		т CO ₂ -экв/млн м ³
Россия	644 000,00	49 775,94	77,29
Австралия	269 852,60	8 026,60	29,74
Казахстан	12 067,00	381,50	31,62
Канада	199 675,41	19 283,00	96,57
Норвегия	115 123,21	290,75	2,53
США	951 160,00	158 977,75	167,14

* - данные из таблиц ОФД, 2019 г. (UNFCCC, 2021б);

** - выбросы от продувок и сжигания нефти и газа комбинированные полностью добавлены.

Таблица 3.1.9 – Фугитивные выбросы CH₄ от операций с газом в 2019 г. [6, 8]

Страна	Производство природного газа млн м ³	Фугитивные выбросы метана от операций с газом тыс. т
Евросоюз	101,0	841,5
Великобритания	39,5	149,0
Германия	5,3	196,4
Польша	4,0	61,6
Турция	–	91,3
Венгрия	–	59,8
Белоруссия	–	29,4
Словакия	–	8,2

Таблица 3.1.10 – Фугитивные выбросы CH₄ от операций с нефтью в 2019 г. [6, 8]

Страна	Производство нефти млн тонн	Фугитивные выбросы метана от операций с нефтью тыс. т
Евросоюз	72,0	170,6
Великобритания	51,8	33,9
Германия	–	3,1
Польша	–	51,9
Турция	–	17,6
Венгрия	–	3,2
Белоруссия	–	3,6
Словакия	–	0,3

Различие в величине удельных выбросов ПГ между странами может быть связано с рядом причин:

- использование различных методологий оценок выбросов парниковых газов;
- недоучет отдельных источников выбросов некоторыми странами в сравнении с другими (напр., в Казахстане не включены выбросы от продувок);
- различные условия залегаания углеводородов и их состава (например, в Канаде часть нефти добывают из нефтяных песков, в США – из сланцев, в Норвегии весь газ и всю нефть добывают с морских платформ) и соответственно – необходимость применения различного оборудования;
- различие в применяемых технологиях добычи и последующего обращения с углеводородами, различная эффективность работы оборудования (в том числе из-за его износа);
- применение различных технологий транспортировки углеводородов и различия в протяженности магистральных трубопроводов и

газораспределительных сетей (так, в Норвегии вся добытая нефть транспортируется танкерами), а также их количеством, отправляемом на экспорт или получаемых по импорту (в России часть газа экспортируется, а в Казахстане весь добытый газ используется на внутренние нужды);

- количеством и глубиной переработки углеводородов;
- использование технологии улавливания и хранения углекислого газа (например, в Норвегии и Канаде, имеет значение только для удельного суммарного выброса ПГ);
- масштаб применения технологий сжигания попутного нефтяного газа и продувок.

Анализируя представленные выше результаты, можно заключить, что страны приложения 1 РКИК ООН используют для выполнения расчетных оценок выбросов метана от обращения с нефтью и газом широкий набор методик и соответствующих им данных о деятельности.

Для каждой страны выбор методик и коэффициентов выбросов индивидуален и зависит от доступности исходных данных, имеющихся ресурсов и квалификации национальных экспертов. Кроме того, отнесение выбросов ПГ к определенным источникам в национальном кадастре ПГ также зависит от доступности данных и, в некоторых случаях, является предметом выбора разработчиков кадастра.

Из данных табл. 3.1.5–3.1.8 можно сделать вывод о том, что величина удельных выбросов нефтяного и, особенно, газового сектора экономики России в целом соответствует величине удельных выбросов ряда других нефте- и газодобывающих стран приложения I РКИК ООН.

В табл. 3.1.9 и 3.1.10 приведены значения фугитивных выбросов от ряда стран, входящих в Приложение I РКИК ООН, но не относящихся к крупнейшим нефте- и газодобывающим, а также от стран, в которых собственная нефте- или газодобыча отсутствует (страны – потребители и транзитеры). Приведены также данные по Евросоюзу в целом.

Комбинируя эти данные с данными табл. 3.1.7 и 3.1.8, методом регрессионного анализа можно определить общую зависимость, связывающую объемы добычи энергоресурсов в странах Приложения I и объемы соответствующих фугитивных выбросов.

На рис. 3.1.4 и 3.1.5 представлены диаграммы рассеяния и графики регрессионных зависимостей. Обращают на себя внимание высокие значения коэффициента детерминации R^2 , указывающие на наличие тесной статистической связи между этими величинами, проявляющейся несмотря на обсуждавшиеся выше расхождения в национальной отчетности стран приложения I РКИК ООН.

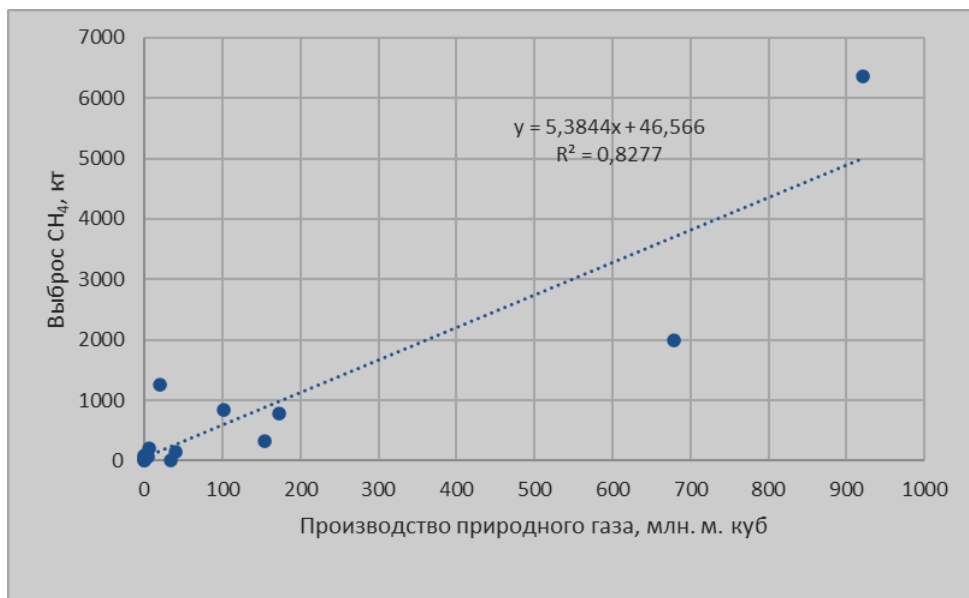


Рисунок 3.1.4 – Зависимость между фугитивными выбросами метана от операций с природным газом и объемом его добычи

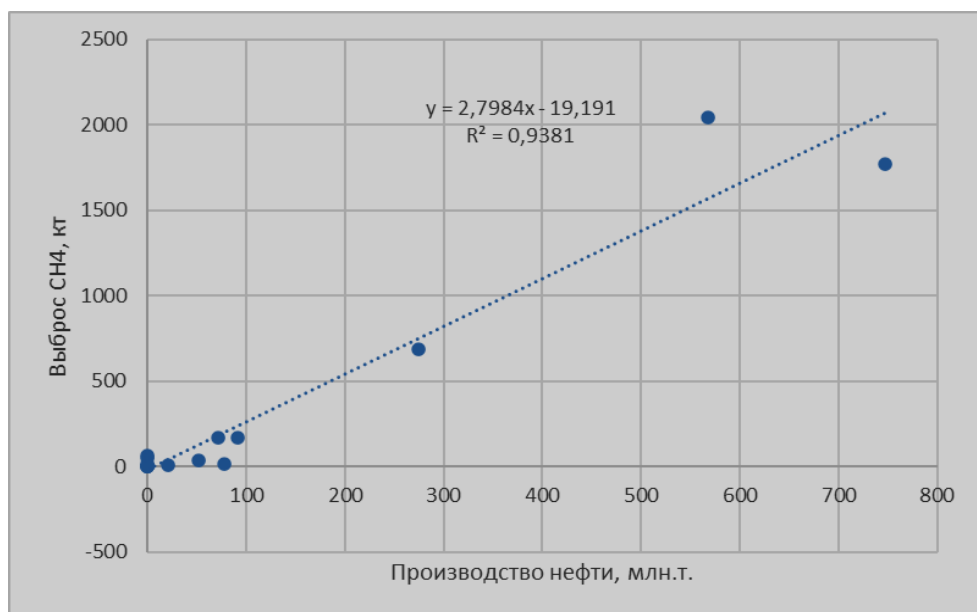


Рисунок 3.1.5 – Зависимость между фугитивными выбросами метана от операций с нефтью и объемом ее добычи

3.1.3 ПРИМЕРЫ РАЗРАБОТКИ И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СИСТЕМ КОЭФФИЦИЕНТОВ ДЛЯ РАСЧЕТОВ ВЫБРОСОВ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ В АТМОСФЕРЕ

3.1.3.1 Газовая промышленность США

Система добычи и транспортировки природного газа в США включает сотни тысяч скважин, сотни перерабатывающих предприятий и более миллиона миль магистральных и распределительных трубопроводов. Методология оценки выбросов от них включает в себя расчет эмиссии парниковых газов для более чем 100 источников выбросов (т.е. типов оборудования или процессов), а затем их суммирование для каждой подкатегории [9].

Для большинства источников используются коэффициенты выбросов для конкретных технологий или коэффициенты выбросов, которые меняются во времени и учитывают изменения в технологиях и методах, которые используются для непосредственного расчета выбросов. Для других подход использует то, что считается «потенциальными метановыми факторами» и данными о сокращении выбросов. Оценки разработаны с использованием методики уровня 2 [1]. Методики уровня 1 не используются.

Ключевые ссылки для коэффициентов выбросов CH_4 и CO_2 в газовой промышленности США включают исследование 1996 года «Выбросы метана от газовой промышленности», опубликованное Институтом газовых исследований и другие источники.

В исследовании 1996 года было разработано более 80 коэффициентов выбросов CH_4 для характеристики выбросов от различных компонентов в операционных сегментах газовой системы США. Исследование было основано на сочетании технологических исследований, сбора данных о деятельности и измерений на репрезентативных объектах природного газа, проведенных в начале 1990-х годов. Годовой состав природного газа и количество CH_4 в нем рассчитывается с использованием данных о годовой валовой продукции. Эти годовые составы применяются к коэффициентам выбросов, которые, следовательно, могут изменяться от года к году из-за незначительных изменений в составе природного газа для каждого региона.

3.1.3.2 Нефтегазовая промышленность Канады

Значительная часть данных оценок фугитивных выбросов от разведки и разработки месторождений нефти и газа основана на двух исследованиях, которые следуют одной и той же методологии: исследовании под названием

«Национальный реестр парниковых газов, критериев загрязнения воздуха и сероводорода. Выбросы в нефтегазовой отрасли», выпущенном в 2005 году, и обновленном варианте этого реестра, которое было выпущено в 2014 году [10]. В первом исследовании представлен подробный кадастр выбросов для отрасли за 2000 год. Аналогичным образом в обновлении оцениваются выбросы за 2005 и 2011 годы. Для обоих исследований соответствующие кадастры выбросов были разработаны с использованием восходящей (методом «снизу вверх») оценки уровня 3 МГЭИК, начиная с уровня отдельного предприятия и технологической установки и объединения результатов, чтобы в конечном итоге получить оценки выбросов по объектам и географическим районам. Таким образом, инвентаризация выбросов 2011 года включала более 300 000 работоспособных нефтяных и газовых скважин, 14100 установок, вырабатывающих газ, в более чем 5000 систем сбора, поставляемых почти на 750 газовых заводов, и 24 000 нефтяных установок, поставляющих нефть на 150 нефтехранилищ; все нефтехранилища связаны между собой десятками тысяч километров трубопроводов, по которым углеводороды транспортируются от скважин до установок, до заводов и, в конечном итоге, до рынков. Результирующая база данных инвентаризации 2011 года содержит более 7,5 миллионов записей о выбросах из точечных источников. Инвентаризация включает оценки выбросов от сжигания, сброса, утечек оборудования, выброса CO₂ из пласта, потерь при хранении, потерь при погрузке/разгрузке и аварийных выбросов.

В обоих исследованиях были собраны и использованы значительные объемы данных, включая количество и тип действующих объектов, а также данные о деятельности на уровне объекта, такие как объемы добытого, сброшенного и сжигаемого газа. Инвентаризация оборудования была составлена на основе типовой схемы объекта и среднего количества единиц оборудования по типу объекта. Коэффициенты выбросов поступали из различных источников, включая опубликованные отчеты, данные производителей оборудования, наблюдаемые в отрасли значения, измеренные скорости вентиляции, программы моделирования и другие отраслевые исследования.

Фугитивные выбросы при транспортировке природного газа за 1990–1996 гг. взяты из исследования под названием «Выбросы CH₄ и ЛОС в нефтегазовой промышленности Канады», разработанного в 1999 году [10]. Это исследование следует строгому подходу уровня 3 МГЭИК к оценке выбросов парниковых газов. Оценки летучих выбросов за 1997–1999 гг. были получены на основе длины газопровода и скорости утечки, рассчитанной с использованием результатов первоначального исследования. Начиная с 2000 года, выбросы основаны на данных исследования 2014 года (см. выше), в соответствии с подходом уровня 3 МГЭИК, который суммировал зарегистрированные выбросы парниковых газов от отдельных газовых компаний.

Данные о выбросах для отрасли транспортировки и хранения природного газа были собраны ORTECH Consulting Inc. (2013) для Канадского энергетического партнерства по экологическим инновациям. Там представлены данные за 2000–2004, 2006–2010 и 2012–2014 годы в соответствии с подходом уровня 3 МГЭИК. Оценка выбросов на 2015–2019 годы рассчитывается с учетом длины газопровода и количества газа, закачанного в хранилище и извлеченного из хранилища.

3.1.4 ВЫВОДЫ

Проведен сравнительный анализ современных систем оценки выбросов в атмосферу парниковых газов, в частности, от операций с нефтью и газом. При этом получены оценки роли используемых для определения выбросов коэффициентов, приведены примеры их использования в России и других странах.

Для оценки выбросов и поглощений парниковых газов в отчетности, представляемой в РКИК ООН, используются разработанные Межправительственной группой экспертов по изменению климата методологии. В частности, обязательным к применению является методологическое руководство «Руководящие принципы МГЭИК 2006 года для национальных кадастров парниковых газов» [1]. Руководство [2] разработано МГЭИК и было одобрено ее пленарной сессией, но пока не было утверждено в качестве руководящего документа РКИК ООН; перспективы его внедрения в международную отчетность в настоящий момент остаются неопределенными.

В используемой методике [1], так же, как и в более ранних ее версиях, все оценки выбросов в атмосферу парниковых газов разделены на основные секторы, объединяющие соответствующие процессы, источники и поглотители. Каждый сектор состоит из отдельных подсекторов, которые делятся на категории, которые, в свою очередь, могут быть подразделены на подкатегории и далее иметь еще более детальную систематизацию.

В конечном итоге, страны начинают построение кадастра с самого нижнего уровня (а также, в некоторых случаях, с отдельных процессов и источников), так как именно для них разработаны методологии МГЭИК, а общие количественные характеристики выбросов определяются суммированием «снизу вверх».

3.2 РАЗВИТИЕ НАЦИОНАЛЬНЫХ СИСТЕМ КОЭФФИЦИЕНТОВ ЭМИССИИ МЕТАНА В АТМОСФЕРЕ ДЛЯ ПРОИЗВОДСТВЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НЕФТЯНОЙ И ГАЗОВОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

3.2.1 МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ

Категория 1.В.2 включает в себя 3 подкатегории: выбросы от операций с нефтью, выбросы от операций с газом и продувки, и сжигание. Все эти подкатегории относятся к ключевым и подразделяются на операции, производимые с углеводородным сырьем. В целом, структура категорий выбросов от операций с нефтью и газом (1.В.2) в национальном кадастре выглядит следующим образом:

Выбросы от операций с нефтью и газом (1.В.2)

1.В.2. а Выбросы от операций с нефтью

- 1.В.2. а.1 Выбросы от разведки
- 1.В.2. а.2 Выбросы от добычи нефти и газового конденсата
- 1.В.2. а.3 Выбросы от первичной подготовки нефти
- 1.В.2. а.4 Выбросы от транспортировки нефти по магистральным трубопроводам

1.В.2. б Выбросы от операций с газом

- 1.В.2. б.1 Выбросы от добычи природного газа
- 1.В.2. б.2 Выбросы от подготовки природного газа
- 1.В.2.б.3 Выбросы от транспорта природного газа по магистральным трубопроводам
- 1.В.2. б.4 Выбросы от газораспределения природного газа

1.В.2. с Выбросы от продувок и сжигания

- 1.В.2.с.1 Выбросы от продувок при добыче нефти и газового конденсата
- 1.В.2.с.2 Выбросы от сжигания при добыче и подготовке природного газа
- 1.В.2.с.3 Выбросы от сжигания попутного нефтяного газа

Выбросы от категорий нефтегазового подсектора оценивают по трем уровням:

с использованием коэффициентов, по умолчанию представленных в Руководящих принципах МГЭИК [1],

с использованием национальных коэффициентов,

с использованием коэффициентов, рассчитанных по данным предприятий.

Национальные коэффициенты – это параметры выбросов парниковых газов, отражающие состав добываемого, закачиваемого в хранилища или

транспортируемого углеводородного сырья и долю его потерь на нефтегазовых объектах в стране [4].

В категории выбросов «операции с нефтью» в национальном кадастре рассматриваются операции разведки, добычи и подготовки нефти и газового конденсата и транспорта нефти и газового конденсата по магистральным трубопроводам. При оценке выбросов от всех операций в данной категории в национальном кадастре применялись коэффициенты выбросов, по умолчанию представленные в Руководящих принципах [1].

В категории «операции с газом» национального кадастра оцениваются выбросы от утечек при добыче, подготовке и магистральной транспортировке природного газа и его распределения. Оценка выбросов метана в данной категории в национальном кадастре производится с использованием национальных коэффициентов выбросов для операций по добыче, подготовке и транспортировке газа по магистральным трубопроводам. Применяемые национальные коэффициенты основываются на исследованиях состава и долей потерь метана на газодобывающих и газотранспортных объектах [11, 12]. Для оценки выбросов метана от операций по газораспределению природного газа используются коэффициенты выбросов по умолчанию, приведенные в [1].

Для оценки выбросов метана от хранения природного газа применяются коэффициенты в соответствии с [1].

3.2.2 АНАЛИЗ НЕОБХОДИМЫХ ИСХОДНЫХ ДАННЫХ

Для разработки национальных коэффициентов выбросов необходимы данные о параметрах состава добываемого, транспортируемого или захораниваемого углеводородного сырья и данные о характеристике его потерь на нефтегазовых объектах и о технологических особенностях операций на нефтегазовых месторождениях страны.

Добыча нефти и газового конденсата

Для уточнения национального коэффициента выбросов метана от продувок при добыче нефти и газового конденсата необходимы исходные данные о составе извлекаемого ПНГ и объемах его эмиссий от организованных и неорганизованных источников выбросов. Организованные выбросы от добычи и подготовки нефти являются технологическими потерями ПНГ, иначе определяемыми как потери попутного нефтяного газа, технологически связанные с принятой схемой и технологией месторождения. Технологические потери ПНГ включают в себя объем продувок и стравливания при опорожнении трубопроводов и технологического оборудования, потери в системе сбора и подготовки нефти для проведения ремонтных работ, потери от обслуживания

предохранительных клапанов, потери при отборе проб, уносе газа жидкостями, дегазации сточных вод и другие технологические потери ПНГ [13, 21].

Транспорт газового конденсата

Для оценки выбросов от транспорта газового конденсата необходимы данные об организованных выбросах, утечках и потерях газового конденсата в виде испарений при транспорте газового конденсата.

Хранение и транспортировка природного газа по магистральным трубопроводам

Для разработки национальных коэффициентов выбросов от магистрального транспорта природного газа необходимы данные о составе транспортируемого товарного газа, его плотности и данные об объеме расхода газа на стравливания, продувки, газоотведение и эксплуатационные утечки при магистральном транспорте газа.

Для оценки национальных коэффициентов выбросов метана от хранения природного газа необходимы исходные данные о составе закачиваемого в ПХГ природного газа и данные об объемах стравливания, продувок и эксплуатационных утечек при хранении природного газа в ПХГ.

Сжигание попутного нефтяного газа

Для разработки национального коэффициента выбросов метана от сжигания ПНГ необходимы данные об объемах сжигания ПНГ в РФ, данные о средневзвешенном составе сжигаемого ПНГ и коэффициенте недожога на факельных установках.

Недожог на факельных установках определяется как часть состава ПНГ, выбрасываемая, или рассеиваемая в атмосферу в результате неполного сгорания смеси газов на факелах [19].

Сжигание природного газа при добыче и подготовке

При разработке национального коэффициента выбросов метана при сжигании при добыче и подготовке природного газа необходимы данные о составе сжигаемого природного газа, коэффициенте недожога на факельных установках и доле потерь метана при добыче и подготовке природного газа, которая направляется на факельное сжигание.

Разведка нефти

Для оценки выбросов метана от операций разведки нефти необходимы данные о составе добываемого углеводородного сырья на месторождениях и объемах технологических потерь ПНГ на пробуренных скважинах на нефть.

Также, при отсутствии необходимых данных для расчета национального коэффициента, оценку выбросов метана от разведки нефти возможно производить с использованием коэффициентов выбросов метана из уточнений 2019 года к Руководящим принципам, согласно которым, оценку выбросов от разведки нефти следует осуществлять отдельно для скважин, пробуренных с

использованием метода гидроразрыва пласта (далее ГРП) и обычных скважин при бурении которых метод ГРП не применялся.

Для оценки выбросов метана по коэффициентам выбросов из уточнений 2019 года к Руководящим принципам следует использовать исходные данные о количестве скважин, пробуренных методом ГРП на нефть, в отчетном году, и данные об общем количестве скважин, законченных эксплуатационным бурением на нефть в отчетном году [2].

Транспортировка нефти

Для разработки национальных коэффициентов выбросов метана от транспортировки нефти по магистральным трубопроводам необходимы исходные данные об объемах технологических потерь и эксплуатационных утечек ПНГ и потерь нефти в виде испарений от объектов магистрального транспорта нефти.

Газораспределение

Для оценки национальных коэффициентов выбросов от газораспределения природного газа необходимо использовать данные о составе распределяемого товарного газа и данные о стравливании, продувках и эксплуатационных утечках на объектах газораспределения.

3.2.3 ДОСТУПНОСТЬ ИСХОДНЫХ ДАННЫХ

Для выполнения работы были получены следующие исходные данные:

- состав сжигаемого и извлекаемого ПНГ [14],
- статистические данные о технологических потерях ПНГ на нефтегазовых объектах, включая данные о выбросах метана как загрязняющего вещества по форме федерального статистического наблюдения № 2ТП (воздух) [15–18],
- данные об исследованиях доли потерь метана при добыче и подготовке природного газа [12],
- данные о потерях метана на газотранспортных объектах, предоставленные ПАО «Газпром» [11],
- состав добываемого и транспортируемого газа, предоставленный ПАО «Газпром» [11, 12].

Добыча нефти и газового конденсата

Для разработки национального коэффициента выбросов метана при продувках при добыче и подготовке нефти в расчете были использованы данные о технологических потерях ПНГ. Статистика объема технологических потерь предоставляется Росстатом в статистических ежегодниках [15–18].

За 2001–2003 годы данные о технологических потерях ПНГ в статистическом ежегоднике отсутствовали, поэтому технологические потери ПНГ за 2001–2003 годы находились методом регрессионного анализа. С помощью анализа величин достоверности аппроксимации (R^2) было установлено, что полиномиальная функция 4 степени наиболее точно отражает зависимость имеющихся данных о потерях ($R^2=0,94$).

Поэтому, для нахождения величин технологических потерь за 2001–2003 гг. было использовано уравнение

$$y = -0,0002 \cdot x^4 + 0,0052 \cdot x^3 - 0,0661 \cdot x^2 + 0,3338 \cdot x + 0,3285.$$

Объемы технологических потерь за период 2000–2019 гг. представлены в табл. 3.2.1.

Таблица 3.2.1 – Технологические потери ПНГ при очистке, осушке и транспортировке

Год	Технологические потери ПНГ при очистке, осушке и транспортировке, млрд м ³
2000	0,60
2001	1,77*
2002	1,55*
2003	1,25*
2004	0,9
2005	0,90
2006	0,9
2007	0,8
2008	0,70
2009	0,80
2010	0,80
2011	0,70
2012	0,60
2013	0,50
2014	0,40
2015	0,6
2016	0,9
2017	0,3
2018	0,2
2019	0,2

* - период, в котором объемы потерь ПНГ получены с помощью регрессионного анализа, по причине отсутствия национальной статистики за эти годы.

Транспортировка природного газа по магистральным трубопроводам

При разработке коэффициента выбросов метана от транспорта природного газа были использованы данные дочерних предприятий ПАО «Газпром» о

составе транспортируемого природного газа и данные о расходе газа на стравливания, продувки и эксплуатационные утечки на газотранспортных объектах [11]. Также в расчет национального коэффициента выбросов был включен объем расхода газа при авариях.

Таблица 3.2.2 – Результаты измерительной программы по оценке потерь метана на газодобывающих объектах

Объекты измерения	Место проведения измерений	Состав объектов измерения	Величина выброса метана	Погрешность величины выбросов
Объекты добычи и подготовки природного газа	Ямбургское нефтегазоконденсатное месторождение (Западная Сибирь, Ямбург)	Исследование устьев 294 скважин (в том числе, в период ремонтных работ и тестирования), двух установок комплексной подготовки газа (УКПГ), работающих на новом (1994)* и старом (1986) оборудовании, одной УКПГ для газового конденсата (1991), включая оборудование, запорно-регулирующую арматуру (ЗРА), промышленные трубопроводы и прочие неорганизованные источники выбросов метана	0,02% от объемов добычи (утечки); 0,04% от объемов добычи (технологические продувки) природного газа	±50%

*Примечание – в скобках указаны годы сооружения объектов

Сжигание природного газа при добыче и подготовке

Для расчета национального коэффициента выбросов метана от сжигания при добыче и подготовке природного газа использовались исходные данные о доле потерь природного газа при продувках, которая направляется на факельное сжигание.

Согласно исследованиям, 70% от потерь метана при продувках при добыче и подготовке природного газа направляется на факельное сжигание [12]. Таким образом, доля потерь метана, направляемая на факельное сжигание, может быть вычислена как $0,7 \cdot 0,04 = 0,028\%$. Исходные данные для расчета коэффициента приведены в табл. 3.2.2.

Сжигание попутного нефтяного газа

В данной подкатегории для оценки выбросов метана были использованы данные по объему сжигания ПНГ в РФ, которые ежегодно приводятся в статистическом ежегоднике Росстата [15–18].

3.2.4 АНАЛИЗ ДОСТУПНЫХ ДАННЫХ

Анализ исходных данных выявил возможности совершенствования национальных коэффициентов выбросов для следующих операций:

- продувки при добыче и подготовке нефти;
- продувки и эксплуатационные утечки при транспортировке природного газа по магистральным трубопроводам;
- сжигание природного газа при его добыче и подготовке;
- сжигание ПНГ на факельных установках.

Исходные данные для оценки коэффициентов выбросов метана от операций разведки, транспортировки нефти, транспорта газового конденсата и хранения и газораспределения природного газа, не были получены в открытом доступе или от предприятий. Поэтому, разработка национальных коэффициентов выбросов метана от перечисленных операций невозможна.

3.2.5 МЕТОДОЛОГИЯ И РАЗРАБОТКА СИСТЕМ КОЭФФИЦИЕНТОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЫБРОСОВ В АТМОСФЕРУ

На основе полученных исходных данных были рассчитаны коэффициенты выбросов метана, которые, в соответствии с Руководящими принципами [1], учитывают выбросы метана от продувок, стравливания, эксплуатационных утечек и сжигания углеводородного сырья на нефтегазовых объектах.

Продувки и стравливания при добыче нефти и газового конденсата

Для расчета коэффициентов выбросов от продувок, при добыче нефти и газового конденсата использовались данные о средневзвешенном составе извлекаемого ПНГ.

Средневзвешенный состав извлекаемого попутного нефтяного газа определялся по усредненным составам ПНГ регионов РФ. В свою очередь, усредненные составы ПНГ регионов РФ были получены путем усреднения составов ПНГ, извлекаемого на крупнейших нефтяных и нефтегазоконденсатных месторождениях, находящихся на их территории.

Полученный средневзвешенный состав ПНГ, извлекаемый в России представлен в табл. 3.2.3.

Оценку коэффициента выбросов метана от стравливания, продувок и эксплуатационных утечек производили путем перемножения объемного содержания CH_4 в составе извлекаемого ПНГ и плотности метана как чистого компонента.

Таблица 3.2.3 – Средневзвешенный состав ПНГ, извлекаемый на месторождениях РФ

Компоненты ПНГ	Средневзвешенный состав извлекаемого ПНГ
Метан CH ₄ (%)	67,24
Этан C ₂ H ₆ (%)	8,77
Пропан C ₃ H ₈ (%)	9,44
И-бутан i-C ₄ H ₁₀ (%)	2,08
Н-бутан n-C ₄ H ₁₀ (%)	3,30
И-пентан i-C ₅ H ₁₂ (%)	0,90
Н-пентан n-C ₅ H ₁₂ (%)	0,96
Гексан и высшие C ₆ H ₁₄₊ (%)	0,50
Кислород O ₂ (%)	0,14
Азот N ₂ (%)	4,60
Углекислый газ CO ₂ (%)	0,69
Сероводород H ₂ S (%)	0,38
C ₄ H ₈ (%)	0,01
Прочие (Нео гептан, Гелий) (%)	0,63

Оценку коэффициента выбросов метана от продувок при добыче и подготовке нефти и газового конденсата производили путем перемножения объемного содержания метана в составе ПНГ и плотности метана как чистого компонента, сообщенной при стандартных условиях (20°C и 1 атм.).

Транспорт природного газа по магистральным трубопроводам

Для оценки национального коэффициента выбросов метана от магистрального транспорта природного газа сначала были определены объемы выбросов метана от различных операций на газотранспортных объектах:

Оценку выбросов метана от стравливания, продувок, газоотведения и аварий без возгорания при транспортировке природного газа по магистральным трубопроводам производили согласно методике Минприроды России (Методические указания и руководство по количественному определению объема выбросов парниковых газов организациями, осуществляющими хозяйственную и иную деятельность в РФ, утв. приказом Минприроды России от 30.06.2015 № 300) [9] по формуле:

$$E_{i,y} = \sum_{j=1}^n (FC_{j,y} \times W_{i,j,y} \times p_{CH_4} \times 10^{-2}), \quad (3.2.1)$$

где:

$E_{i,y}$ – фугитивные выбросы i -го парникового газа (метана) за период y , т;

$FC_{j,y}$ – расход j -й углеводородной смеси на технологические операции (стравливания, продувки и эксплуатационные утечки) за период y , тыс. m^3 ;

$W_{i,j,y}$ – содержание i -го парникового газа (метана) в j -й углеводородной смеси за период y , % об;

P_i – плотность i -го парникового газа (метана), как чистого компонента, сообщенная при стандартных условиях ($20^\circ C$ и 1 атм.), kg/m^3 ;

i – CH_4 ;

j – вид углеводородной смеси.

Оценку выбросов метана при авариях с возгоранием на газотранспортных объектах производили по формуле:

$$EF_{CH_4,j,y} = W_{CH_4,j,y} \times CF_{j,y} \times \rho_{CH_4} \times 10^{-2} \quad (3.2.2)$$

где

$EF_{CH_4,j,y}$ – коэффициент выбросов CH_4 при инцидентах и авариях с возгоранием природного газа за период y , т CH_4 /тыс. m^3 ;

$W_{CH_4,i,y}$ – содержание CH_4 в составе природного газа при инцидентах и авариях с возгоранием за период y , % об. (% мол.);

$CF_{j,y}$ – коэффициент недожога природного газа при инцидентах и авариях. Принят как коэффициент недожога на факельной установке за период y , доля;

ρ_{CH_4} – плотность метана как чистого компонента, сообщенная при стандартных условиях ($20^\circ C$ и 1 атм.), kg/m^3 .

При оценке выбросов от каждой вышеуказанной операции при магистральном транспорте природного газа использовались объемные доли метана в составе транспортируемого природного газа дочерних газотранспортных предприятий [11]. Для оценки ежегодных национальных коэффициентов выбросов метана от магистрального транспорта природного газа полученные значения выбросов метана от различных операций суммировались и затем делились на общий объем магистрального транспорта природного газа за каждый год (2005–2018 гг.) для получения ежегодных коэффициентов. Затем, ежегодные коэффициенты усреднялись для получения средневзвешенного национального коэффициента выбросов, релевантного всему временному периоду.

Сжигание природного газа при добыче и подготовке

Расчет национальных коэффициентов выбросов метана от сжигания природного газа при добыче и подготовке производился с использованием данных о доле потерь метана на объектах газодобычи и подготовки природного газа, направляемой на сжигание, и данных о параметрах средневзвешенного состава добываемого природного газа, его плотности и коэффициента недожога на факельных установках [5, 14]. Расчет коэффициента выбросов производился по формуле:

$$EF_{CH_4} = \varphi_{\text{потери}} \times W_{CH_4,j,y} \times CF_{j,y} \times P_{CH_4} \times 10^{-2}, \quad (3.2.3)$$

где

EF_{CH_4} – коэффициент выбросов CH_4 на объектах добычи и подготовки/транспорта, тыс. т/млн m^3 ;

$\varphi_{\text{потери}}$ – доля потерь CH_4 на объектах добычи и подготовки/транспорта; направляемая на сжигание на факельных установках;

$W_{CH_4,j,y}$ – содержание CH_4 в j -углеводородной смеси за период y , % об. (% мол.);

$CF_{j,y}$ – коэффициент недожога j -углеводородной смеси на факельной установке за период y , доля;

P_{CH_4} – плотность метана как чистого компонента, сообщенная при стандартных условиях (20°C и 1 атм.), тыс. т/млн m^3 .

Значения ежегодных средневзвешенных объемных долей метана в составе добываемого природного газа приведены в табл. 3.2.4.

Следует отметить, что в национальном кадастре 2021 г. значение коэффициента выбросов метана было скорректировано, что привело к увеличению значения коэффициента.

Таблица 3.2.4 – Усредненные объемные доли метана в средневзвешенном составе добываемого природного газа

Год	Объемные доли метана в средневзвешенном составе добываемого природного газа
2005	0,93
2006	0,92
2007	0,93
2008	0,90
2009	0,88
2010	0,88
2011	0,87
2012	0,87
2013	0,86

Сжигание попутного нефтяного газа

Национальный коэффициент выбросов метана от сжигания попутного нефтяного газа был получен с использованием коэффициента недожога на факельных установках и данных о средневзвешенном составе ПНГ сжигаемого на территории РФ [14]. Средневзвешенный состав ПНГ, сжигаемого на территории РФ, определялся способом, аналогичным способу определения средневзвешенного состава ПНГ, извлекаемого на месторождениях РФ. Значения объемных долей средневзвешенного состава ПНГ, сжигаемого на территории РФ, представлены в табл. 3.2.5.

Таблица 3.2.5 – Компонентный состав ПНГ сжигаемого на территории РФ

Компоненты ПНГ	Объемная доля, %
Метан CH_4 (%)	66,36
Этан C_2H_6 (%)	8,56
Пропан C_3H_8 (%)	10,93
И-бутан $i\text{-C}_4\text{H}_{10}$ (%)	2,78
Н-бутан $n\text{-C}_4\text{H}_{10}$ (%)	3,26
И-пентан $i\text{-C}_5\text{H}_{12}$ (%)	1,06
Н-пентан $n\text{-C}_5\text{H}_{12}$ (%)	0,96
Гексан и высшие C_6H_{14+} (%)	0,46
Кислород O_2 (%)	0,04
Азот N_2 (%)	3,00
Углекислый газ CO_2 (%)	0,78
Сероводород H_2S (%)	0,45
C_4H_8 (%)	0,17
Прочие (Нео гептан, Гелий) (%)	0,78

Расчет коэффициента выбросов метана от сжигания ПНГ производился по формуле:

$$EF_{\text{CH}_4,j,y} = W_{\text{CH}_4,j,y} \times CF_{j,y} \times P_{\text{CH}_4} \times 10^{-2}, \quad (3.2.4)$$

где:

$EF_{\text{CH}_4,j,y}$ – коэффициент выбросов CH_4 от сжигания j -углеводородной смеси на факельной установке за период y , тыс. т/млн м^3 ;

$W_{\text{CH}_4,i,y}$ – содержание CH_4 в j -углеводородной смеси за период y , % об. (% мол.);

$CF_{j,y}$ – коэффициент недожога j -углеводородной смеси на факельной установке за период y , доля;

P_{CH_4} – плотность метана как чистого компонента, сообщенная при стандартных условиях (20 °С и 1 атм.), тыс. т/млн м^3 .

Оценка неопределенностей коэффициентов

Оценка неопределенностей коэффициентов производилась согласно Руководящим принципам МГЭИК с учетом неопределенностей компонентов состава углеводородного сырья и неопределенности доли его потерь на нефтегазовых объектах [19]. Расчет неопределенностей национальных коэффициентов производили по следующей формуле:

$$U_{\text{общ}} = \sqrt{U_1^2 + U_2^2 + \dots + U_n^2}, \quad (3.2.5)$$

где:

$U_{\text{общ}}$ – общая неопределенность суммы, %;

U_i – неопределенности, связанные с каждой величиной, %.

Неопределенность коэффициента выбросов метана от добычи и подготовки нефти определялась по вариативности объемной доли CH_4 в составе извлекаемого ПНГ. Расчетный диапазон неопределенности национального коэффициента выбросов метана от добычи и подготовки нефти составил $-38,4\% \div +33,1\%$.

Неопределенность коэффициента выбросов метана от сжигания природного газа при добыче и подготовке была определена по вариативности объемной доли метана в составе добываемого природного газа и по значению неопределенности средств измерения потерь метана на нефтегазовых объектах. Неопределенность национального коэффициента выбросов метана от сжигания природного газа при добыче и подготовке составила $\pm 50\%$ [12]. Параметры неопределенности коэффициента выбросов метана представлены в табл. 3.2.6.

Неопределенность коэффициента выбросов метана от транспортировки природного газа обусловлена вариативностью параметров состава транспортируемого природного газа дочерних газотранспортных предприятий и неопределенностью показателей средств измерений расхода природного газа на сраствливания, продувки, газоотведение, эксплуатационные утечки и аварии с и без возгорания при его транспортировке по магистральным трубопроводам [11]. Неопределенность коэффициента выбросов метана, учитывающего расход газа на аварии с и без возгорания, составила $\pm 18\%$. Неопределенность коэффициента выбросов метана без учета расхода природного газа на аварии составила $\pm 16,06\%$. Оценка неопределенностей параметров расчета коэффициента выбросов метана от магистрального транспорта газа приведена в табл. 3.2.6.

Таблица 3.2.6 – Результаты оценки неопределенности коэффициента выбросов метана от транспортировки природного газа

Показатели из формулы (3.2.4)	Показатели для расчета неопределенности		Источник данных
	Среднеквадратическое отклонение относительной погрешности (неопределенности), %	Значение	
$E_{\text{продувки}} \text{CH}_4$	СИ расхода природного газа, температуры, влажности, давления	± 5	(СТО Газпром 5.9.9 5.37-2011) Величина допускаемой относительной погрешности (неопределенности) на узлах измерения объемов природного газа на СТН не должна превышать $\pm 5\%$
	СИ расхода природного газа (вычислитель)	$\pm 0,02$	(СТО Газпром 5.9.9 5.37-2011) Величина допускаемой относительной погрешности (неопределенности) вычислителя по показаниям и регистрации объемного расхода газа не должна превышать $\pm 0,02\%$

<i>E_{утечкиCH₄}</i>	СИ концентраций метана, объемного расхода газа	±15	(СТО Газпром 2-1.20-122-2007) Пределы погрешности определения объема утечки природного газа при доверительной вероятности 0,95 не должны превышать ±15%.
<i>E_{ав. без возг. CH₄}</i>	СИ расхода природного газа, температуры, влажности, давления	±5	(СТО Газпром 5.9.9 5.37-2011) Величина допускаемой относительной погрешности (неопределенности) на узлах измерения объемов природного газа не должна превышать ±5%
	СИ расхода природного газа (вычислитель)	±0,02	(СТО Газпром 5.9.9 5.37-2011) Величина допускаемой относительной погрешности (неопределенности) вычислителя по показаниям и регистрации объемного расхода газа не должна превышать ±0,02%
<i>E_{ав. с возг. CH₄}</i>	СИ расхода природного газа, температуры, влажности, давления	±5	(СТО Газпром 5.9.9 5.37-2011) Величина допускаемой относительной погрешности (неопределенности) на узлах измерения объемов природного газа не должна превышать ±5%
	СИ расхода природного газа (вычислитель)	±0,02	(СТО Газпром 5.9.9 5.37-2011) Величина допускаемой относительной погрешности (неопределенности) вычислителя по показаниям и регистрации объемного расхода газа не должна превышать ±0,02%
<i>V_{тов. газа}</i>	СИ расхода природного газа, температуры, влажности, давления	±2	(СТО Газпром 5.9.9 5.37-2011) Величина допускаемой относительной погрешности (неопределенности) на узлах измерения объемов природного газа между газотранспортными ДО и на ГРС к отечественному потребителю не должна превышать ±2%
<i>E_{продувкиCH₄}, E_{утечкиCH₄}, E_{ав. без возг. CH₄}, E_{ав. с возг. CH₄}</i>	СИ измерений компонентного состава природного газа (хроматограф)	±2	(ГОСТ 26703) Величина допускаемого значения относительного среднего квадратического отклонения выходного сигнала хроматографа (показатель технического уровня и качества хроматографа) не должна превышать ±2%
	Относительная неопределенность измерения молярной доли метана в составе природного газа методом хроматографии	±0,04	Величина относительной неопределенности для усредненного показателя молярной доли метана в составе природного газа по расчетам за период 2010-2018 гг. составила ±0,04%.
Итого неопределенность:		±17,55	

Неопределенность коэффициента выбросов метана от сжигания ПНГ была определена по вариативности его объемной доли в составе сжигаемого ПНГ [14]. Диапазон неопределенности значений коэффициента составил -38,4÷+33,1%.

Результаты расчета коэффициентов выбросов и их неопределенностей

Результаты расчета национальных коэффициентов выбросов метана при операциях в нефтегазовом комплексе и их неопределенности приведены в табл. 3.2.7.

Таблица 3.2.7 – Результаты оценки национальных коэффициентов выбросов и их неопределенностей

Операция	Коэффициент выбросов	Единицы измерения	Диапазон неопределенности, %
Добыча и подготовка нефти	$4,49 \cdot 10^{-1}$	Гг/млн м ³	-38,4÷33,1
Транспортировка природного газа по магистральным трубопроводам	$1,84 \cdot 10^{-3}$	Гг/млн м ³	±18
Транспортировка природного газа по магистральным трубопроводам без учета аварий с и без возгорания	$1,83 \cdot 10^{-3}$	Гг/млн м ³	±16
Сжигание природного газа при его добыче и подготовке	$1,01 \cdot 10^{-7}$	Гг/млн м ³	±50
Сжигание попутного нефтяного газа	$1,55 \cdot 10^{-2}$	Гг/млн м ³	-38,4÷33,1.

3.2.6 СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ ВЕЛИЧИН ВЫБРОСОВ

Оценку выбросов метана для каждой из операций проводили двумя способами: с использованием старых и новых (полученных в ходе выполнения данной работы) коэффициентов выбросов с целью сравнения полученных результатов. Оценку выбросов производили согласно Руководящим принципам [1] по формуле (3.1.1).

Оценка выбросов метана от операций по добыче и подготовке нефти и газового конденсата

В ходе работы были получены производственные данные по перечню статей расхода и потерь ПНГ, включаемого предприятиями в ячейке А-151 «Технологические потери ПНГ» ежегодно предоставляемой предприятиями статистической формы 1-ТЭК нефть. Среди указанного перечня отсутствовал расход ПНГ в качестве продувочного, или затворного газа на факельных устройствах. Указанные выше причины позволяют предположить, что в графе «Технологические потери ПНГ» статистической формы 1-ТЭК нефть,

указывается не весь перечень расхода, или потерь ПНГ, при стравливании, продувках и газоотведении при добыче нефти и газового конденсата. В связи с этим, приведенный выше коэффициент выбросов метана при продувках при добыче нефти и газового конденсата не рекомендуется к использованию в национальном кадастре и требует усовершенствований и уточнений при получении дополнительных исходных данных.

Оценка выбросов метана от транспортировки природного газа по магистральным трубопроводам

Оценка выбросов метана от магистрального транспорта газа проводилась тремя способами: с использованием нового коэффициента выбросов, включающего расход природного газа на аварии с и без возгорания, и значениями коэффициентов, полученных методом интерполяции от старого значения к новому, с применением нового коэффициента выбросов, не включающего выбросы от аварий, и с расчетом по старому национальному коэффициенту выбросов метана.

Начиная с 2000 года ПАО «Газпром» ежегодно проводит программы по комплексному ремонту и модернизации газотранспортных объектов. Информацию о проводимых мероприятиях компания публикует в открытом доступе [20]. В связи с проведением указанных выше программ по модернизации, национальный коэффициент выбросов, использовавшийся при оценке выбросов в 2019 году, был пересмотрен, так как не отражал результаты от проведенных мероприятий по совершенствованию газотранспортной системы. Можно считать, что старый коэффициент был релевантным только для выбросов, происходивших в период 1990–2000 гг.

В расчете выбросов метана старый национальный коэффициент был использован для оценки до 2000 года, после чего его значение было линейно интерполировано до значения нового коэффициента выбросов метана, разработанного на основе данных ПАО «Газпром» и примененного для оценки выбросов начиная с 2017 года.

Таким образом, плавная интерполяция значений от старого национального коэффициента к новому позволила корректно оценить результат от проводившихся программ по модернизации газотранспортных объектов в Российской Федерации, проводимых ПАО «Газпром». Оценку выбросов без учета аварий с и без возгорания проводили аналогичным способом.

Результаты оценок приведены в табл. 3.2.8.

Также возможна оценка выбросов метана по ежегодным национальным коэффициентам выбросов, выведенным по данным ПАО «Газпром» для каждого года, начиная с 2010 г. по 2018 г. При этом оценку до 2000 года следует проводить с использованием старого коэффициента, а для периода с 2000 по 2010

год рекомендуется оценка выбросов с линейной интерполяцией значения национального коэффициента от старого к новому, полученному по данным ПАО «Газпром» [11].

Таблица 3.2.8 – Оценки выбросов метана от магистрального транспорта газа за 1990–2018 гг.

Годы	Выбросы СН ₄ , при использовании нового коэффициента, Гг	Выбросы СН ₄ , при использовании нового коэффициента, без учета аварий с и без возгорания, Гг	Выбросы СН ₄ , при использовании старого национального коэффициента, Гг	Объем газа в ГТС, млн м ³
1990	4074,8	4074,75	4074,8	679125,0
1991	4092,8	4092,75	4092,8	682125,0
1992	3925,5	3925,50	3925,5	654250,0
1993	3837,0	3837,00	3837,0	639500,0
1994	3621,8	3621,75	3621,8	603625,0
1995	3553,5	3553,50	3553,5	592250,0
1996	3611,3	3611,25	3611,3	601875,0
1997	3600,0	3600,00	3600,0	600000,0
1998	3652,5	3652,50	3652,5	608750,0
1999	3741,8	3741,75	3741,8	623625,0
2000	3834,0	3706,20	3834,0	639000,0
2001	3688,8	3561,60	3816,0	636000,0
2002	3596,6	3468,15	3853,5	642250,0
2003	3675,4	3539,25	4083,8	680625,0
2004	3608,2	3469,38	4163,3	693875,0
2005	3536,3	3394,80	4243,5	707250,0
2006	3486,6	3341,33	4358,3	726375,0
2007	3286,7	3143,80	4287,0	714500,0
2008	3182,3	3037,65	4339,5	723250,0
2009	2520,0	2400,00	3600,0	600000,0
2010	2683,0	2548,85	4024,5	670750,0
2011	2636,7	2497,95	4163,3	693875,0
2012	2434,7	2299,48	4057,9	676318,1
2013	2284,4	2150,00	4031,3	671875,0
2014	2048,0	1920,00	3840,0	640000,0
2015	1848,8	1725,50	3697,5	616250,0
2016	1782,9	1655,55	3820,5	636750,0
2017	1262,2	1255,38	4116,0	686000,0
2018	1302,7	1295,64	4248,0	708000,0
2019	1267,2	1260,31	4132,18	688696,3

При оценке выбросов с применением новых коэффициентов, учитывающих аварии с и без возгорания на газотранспортных объектах, выбросы метана от транспортировки газа в 2019 году снизились относительно 1990 года на 68,9%. При использовании коэффициента выбросов без учета аварий, значение выбросов метана в 2019 г. снизилось относительно величины 1990 г. на 69%. Применение старого национального коэффициента привело к уменьшению

объема выбросов в 2019 году на 1,41% относительно 1990 года. Использование новых национальных коэффициентов за весь временной период позволило снизить абсолютную величину выбросов метана от магистральной транспортировки природного газа в 3,26 раза, относительно значений, полученных с использованием старого национального коэффициента. Динамика выбросов метана от магистрального транспорта природного газа в РФ приведена на рис. 3.2.1.

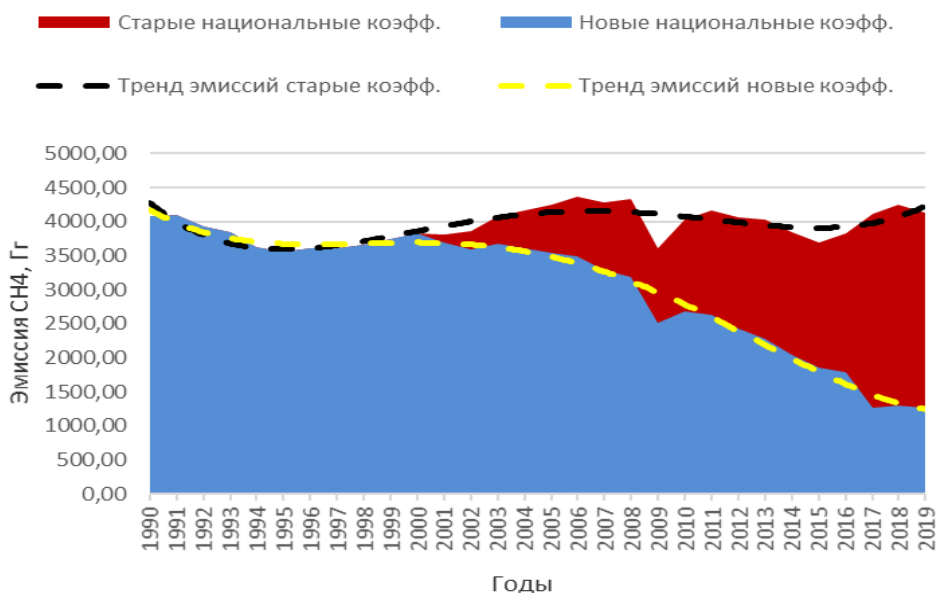


Рисунок 3.2.1 – Динамика выбросов метана от магистрального транспорта газа за 1990–2018 гг.

Из рис. 3.2.1 видно, что тренд рассчитанных с использованием старых национальных коэффициентов выбросов метана возрастает, в то время как тренд выбросов метана при использовании новых коэффициентов снижается. Снижение тренда выбросов метана более корректно отражает динамику выбросов от магистрального транспорта газа, так как учитывает эффект от проводившихся программ по модернизации газотранспортных объектов. Применение усовершенствованных национальных коэффициентов выбросов позволяет более точно оценить динамику выбросов метана от магистральной транспортировки газа, в то время как использование старых национальных коэффициентов приводит к завышению оценок выбросов метана.

Сжигание природного газа при добыче и подготовке природного газа

Национальный коэффициент выбросов метана от сжигания природного газа при добыче и подготовке был пересчитан, так как при проверке значения старого

национального коэффициента были обнаружены ошибки, которые и были исправлены в новом коэффициенте [7]. В результате уточнения, значение нового национального коэффициента выбросов метана от сжигания при добыче и подготовке природного газа снизилось относительно предыдущего значения на 9%, что привело к соответствующему снижению объемов выбросов метана от сжигания при добыче и подготовке природного газа за весь временной период. Значения выбросов метана представлены в табл. 3.2.9.

Таблица 3.2.9 – Оценка выбросов метана от сжигания природного газа при добыче и подготовке за 1990–2018 гг.

Годы	Выбросы CH ₄ , по старым коэффициентам, Гг	Выбросы CH ₄ , по новым коэффициентам, Гг
1990	0,067245	0,0606404
1991	0,068096	0,061408
1992	0,068163	0,0614686
1993	0,065923	0,0594486
1994	0,065072	0,058681
1995	0,06384	0,05757
1996	0,064445	0,0581154
1997	0,060906	0,0549238
1998	0,063202	0,0569943
1999	0,063134	0,0569337
2000	0,062171	0,0560651
2001	0,061701	0,0556409
2002	0,063011	0,0568226
2003	0,065106	0,0587113
2004	0,066203	0,0597011
2005	0,066976	0,060398
2006	0,068544	0,061812
2007	0,06767	0,0610242
2008	0,0686	0,0618625
2009	0,059035	0,0532371
2010	0,066472	0,0599435
2011	0,068511	0,061781831
2012	0,066302	0,059790182
2013	0,067268	0,06066159
2014	0,063706	0,0574488
2015	0,062171	0,0560651
2016	0,062362	0,0562368
2017	0,067782	0,0611252
2018	0,071254	0,0642562
2019	0,072128	0,065044

При использовании нового национального коэффициента выбросов метана от сжигания природного газа при добыче и подготовке увеличились в

2019 г. на 7% относительно 1990 г. Использование старых национальных коэффициентов привело к аналогичному увеличению выбросов в 2019 г. Динамика выбросов метана от сжигания природного газа при добыче и подготовке представлена на рис. 3.2.2.

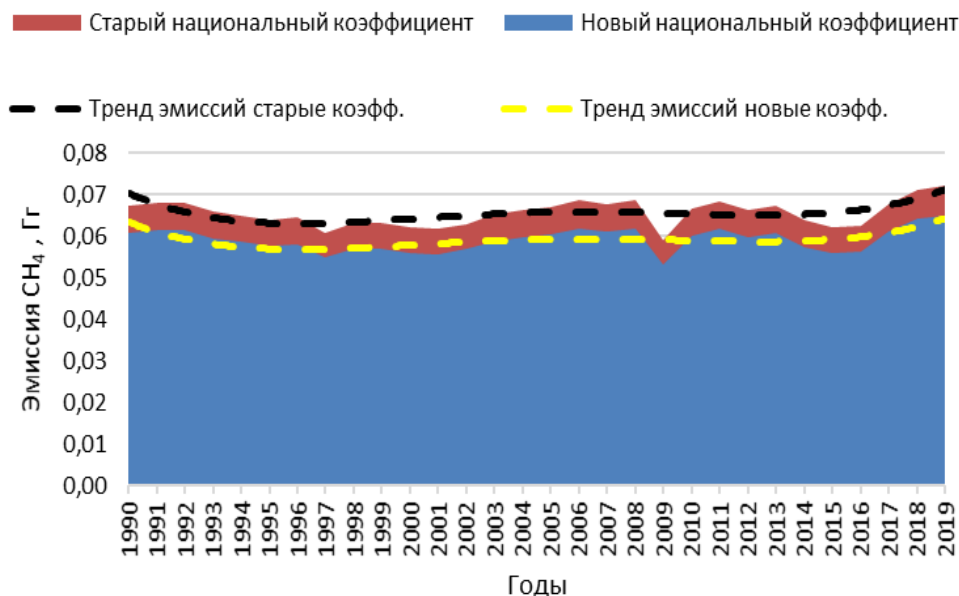


Рисунок 3.2.2 – Динамика выбросов метана от сжигания природного газа при добыче и подготовке

Сжигание ПНГ

Оценка выбросов метана от сжигания ПНГ проводилась с использованием исходных данных о его сжигании на факельных установках [10–13]. Результаты оценок приведены в табл. 3.2.10.

Использование разработанного национального коэффициента привело к увеличению выбросов метана от сжигания ПНГ в РФ в 2019 г. на 5% относительно 1990 г. Оценка выбросов с использованием коэффициентов, указанных в Руководящих принципах [1], привела к аналогичному увеличению оценок выбросов метана. Динамика выбросов метана от сжигания ПНГ в РФ приведена на рис. 3.2.3.

Из рис. 3.2.3 видно, что динамика выбросов метана прямо пропорциональна объему сжигания ПНГ на факельных установках, и отражает ежегодные изменения в уровне его добычи и утилизации в России [15–18]. Применение разработанных национальных коэффициентов привело к увеличению выбросов метана от сжигания ПНГ в РФ примерно на 29,2%, что обусловлено различиями

Таблица 3.2.10 – Оценка выбросов метана от сжигания ПНГ за 1990–2018 гг.

Годы	Выбросы CH ₄ , по старым коэффициентам, Гг	Выбросы CH ₄ , по новым коэффициентам, Гг
1990	118,84	153,50
1991	123,14	159,06
1992	98,90	127,75
1993	77,98	100,72
1994	64,91	83,84
1995	71,18	91,95
1996	72,20	93,26
1997	79,44	102,61
1998	79,55	102,75
1999	87,25	112,70
2000	86,99	112,36
2001	88,40	114,19
2002	132,47	171,10
2003	129,30	167,01
2004	149,74	193,41
2005	157,49	203,42
2006	159,72	206,31
2007	197,09	254,57
2008	135,24	174,69
2009	142,37	183,89
2010	183,48	237,00
2011	199,20	257,30
2012	204,93	264,70
2013	187,08	241,65
2014	141,96	183,37
2015	118,62	153,22
2016	126,00	162,75
2017	144,00	186,00
2018	176,40	227,85
2019	243,60	314,65

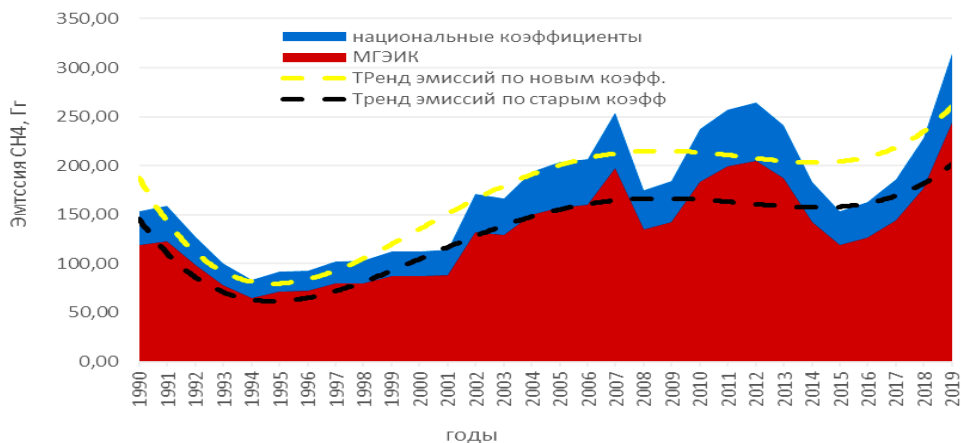


Рисунок 3.2.3 – Динамика выбросов метана от сжигания ПНГ в 1990–2018 гг.

между составом ПНГ, сжигаемого на территории РФ, и смеси газов, на основе которой были разработаны коэффициенты выбросов МГЭИК. Таким образом, применение коэффициентов выбросов МГЭИК в расчете не позволяет учесть временную изменчивость компонентного состава сжигаемого ПНГ и приводит к недооценке объемов национальных выбросов и увеличению неопределенности их оценки.

3.2.7 ПРИБЛИЖЕННАЯ ОЦЕНКА МАКСИМАЛЬНО ВОЗМОЖНОГО ВЫБРОСА МЕТАНА В АТМОСФЕРУ НА СТАДИИ ТРАНСПОРТИРОВКИ, РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ПОТРЕБЛЕНИЯ НА ОСНОВЕ БАЛАНСА ЭНЕРГОРЕСУРСОВ

В разрабатываемых Росстатом годовых балансах энергоресурсов имеется показатель «потери на стадии потребления и транспортировки». В 2018 и 2019 гг. значения данного показателя для категории топлива «газ природный и попутный» составляли 8,6 и 8,4 млн т.у.т. соответственно [18]. Согласно применяемой Росстатом при разработке балансов методике, потери на стадии производства и транспортировки определяются расчетным путем [22].

В понимании данной методики, потери – это потери от утечек, от испарения, потери при авариях (природные: стихийные бедствия или действия посторонних сил), естественная убыль – потери, являющиеся следствием несовершенства средств и технологии приема, хранения, отпуска и транспорта продуктов. К утечкам газа относятся потери газа через разъемные соединения. Кроме того, потери газа могут возникать при проведении сливных и наливных операций на станциях, резервуарах установках; аварийные выбросы газа при повреждении газопроводов и оборудования, при проведении технических освидетельствований и ремонтов резервуаров, автоцистерн, бытовых баллонов и баллонов газобаллонных автомобилей; при продувке газом газопроводов и оборудования при вводе в эксплуатацию (наружных и внутренних газопроводов); при регулировке и настройке при вводе в эксплуатацию газового оборудования газифицированных котельных и газоиспользующих производств внутридомового бытового газового оборудования [22].

Отсюда следует, что потери на стадии потребления и транспортировки в значительной степени состоят из выбросов газа в атмосферу. Пренебрегая вкладом в этот показатель фактического перерасхода и фактического недобора газа потребителями и потерь, связанных с процессами горения газа (например, с сопровождающимися горением авариями на магистральных газопроводах), т.е. считая, что все потери происходят в форме выбросов газа в атмосферу, можно получить «оценку сверху», или максимально возможную величину выбросов CH_4

на стадии транспортировки, хранения, распределения и потребления природного и попутного газа. Очевидно, что такая оценка будет иметь приближенный характер.

Оценка выполнялась по формуле:

$$E_{CH_4} = FC_{\text{потреб}} \times W_{CH_4, \text{транспорт}} \times \rho_{CH_4} \times 10^{-2}, \quad (3.2.6)$$

где

E_{CH_4} – выброс метана, Гг;

$FC_{\text{потреб}}$ – потери на стадии потребления и транспортировки, млн т.у.т.;

$W_{CH_4, \text{транспорт}}$ – содержание метана в транспортируемом товарном газе, %;

ρ_{CH_4} – плотность метана, кг/м³.

Результаты оценки приведены в табл. 3.2.11.

Содержание метана в транспортируемом товарном газе принималось равным 95,238% [12], плотность метана – 0,6682 кг/м³, согласно ГОСТ 30319.1-2015 [23]. Объем транспортировки природного газа по магистральным газопроводам в 2018 г. составлял 708 000 млн м³, в 2019 г. – 688 696 млн м³ [17, 18]. Учитывая, что, по данным национального кадастра х доля выбросов метана на стадии распределения (включая потери у потребителей) в 2018–2019 гг. составляла 13,5÷14% от общих выбросов от транспортировки и распределения, можно прийти к выводу о том, что максимально возможная величина выброса метана на стадии его транспортировки по магистральным газопроводам составляет 0,87÷0,95% от общего его количества в транспортируемом газе.

Таблица 3.2.11 – Параметры и результаты оценки максимально возможной величины выброса CH₄

Показатель	Год	
	2018	2019
Потери на стадии потребления и транспортировки, млн т.у.т. [2, 3]	8,6	8,4
Выброс CH ₄ , Гг	4742,51	4632,22
Отношение объема выброса CH ₄ к общему количеству метана в производимом в Российской Федерации газе, %	1,3	1,2
Отношение объема выброса CH ₄ к общему количеству метана в потребляемом в Российской Федерации газе, %	1,5	1,4
Отношение выброса CH ₄ к общему количеству метана в природном газе, транспортируемом по магистральным газопроводам, %	1,0	1,1

В настоящее время выбросы метана на объектах добычи газа ПАО «Газпром» составляют 0,02% от объема добываемого газа,

транспортировки газа – 0,19% от объема транспортируемого газа, подземного хранения газа – 0,03% от объема хранимого газа.

Основной вклад в сокращение выбросов метана внесли мероприятия по сохранению природного газа в результате ремонтных работ на линейной части магистральных газопроводов. В результате применения мобильных компрессорных станций (МКС) при ремонтах газопроводов было предотвращено стравливание 486 млн м³ в 2020 г. и 744,7 млн м³ в 2021 г. природного газа.

Всего в 2021 году за счет реализации комплекса энергосберегающих мероприятий в ПАО «Газпром» было предотвращено стравливание 1,91 млрд м³, что на 20% выше показателя 2020 года (31,39 млн т CO₂-экв). Основная доля в экономии приходится на магистральный транспорт газа. В 2021 году при проведении ремонтных работ на магистральных газопроводах предотвращено стравливание более 1,71 млрд м³ газа (28,10 млн т CO₂-экв), в том числе за счет использования МКС – более 744 млн м³ (12,23 млн т CO₂-экв) газа, что представлено в Экологическом отчете ПАО «Газпром» за 2021 г.

В целях дальнейшего снижения негативного воздействия на окружающую среду и предотвращения выбросов метана, ПАО «Газпром» планирует в 1,5 раза увеличить парк МКС (до 15 единиц), используемых при ремонтах магистральных газопроводов. Благодаря этому, Компания сможет исключить попадание в атмосферу до 80% метана, планируемого к стравливанию.

В Национальном кадастре антропогенных выбросов из источников и абсорбции поглотителями парниковых газов с 2017 года применяется новый национальный коэффициент для выбросов метана в транспортировке газа. С учетом внедрения в 2020–2021 годах мобильных компрессорных станций и других мероприятий по сокращению выбросов метана, предлагается в 2022 году актуализировать национальный коэффициент для выбросов метана при транспортировке газа.

3.2.8 ВЫВОДЫ

Разработан вариант системы коэффициентов для определения эмиссии метана в атмосферу в национальном кадастре для производственных процессов нефтяной и газовой промышленности.

При оценке выбросов в атмосферу от всех операций в национальном кадастре применялись коэффициенты в соответствии с [1], либо с использованием национальных коэффициентов выбросов для операций по добыче, подготовке и транспортировке газа по магистральным трубопроводам. Применяемые национальные коэффициенты основываются на исследованиях состава и долей потерь метана на газодобывающих и газотранспортных объектах.

Анализ исходных данных выявил возможности совершенствования национальных коэффициентов выбросов для следующих операций: продувки при добыче и подготовке нефти; продувки и эксплуатационные утечки при транспортировке природного газа по магистральным трубопроводам; сжигание природного газа при его добыче и подготовке; сжигание ПНГ на факельных установках.

Для разработки адекватных национальных коэффициентов выбросов метана в атмосферу от операций разведки, транспортировки нефти, транспорта газового конденсата и хранения и газораспределения природного газа необходимы соответствующие исходные данные в открытом доступе или полученные от предприятий.

Для количественных оценок выбросов метана в атмосферу для каждой из оцениваемых операций использовались два варианта: с использованием старых и полученных новых коэффициентов, характеризующих выбросы, с целью сравнения полученных результатов. Оценки выбросов в атмосферу получены в соответствии с [1] с использованием (3.1.1).

При оценке выбросов в атмосферу с применением новых коэффициентов, учитывающих аварии с и без возгорания на газотранспортных объектах, выбросы метана в атмосферу от транспортировки газа в 2019 году снизились относительно 1990 года на 68,9%. При использовании коэффициента выбросов без учета аварий, значение выбросов метана в 2019 г. снизилось относительно величины 1990 г. на 69%. Применение старого национального коэффициента привело к уменьшению объема выбросов в 2019 году на 1,41% относительно 1990 года. Использование новых национальных коэффициентов за весь временной период позволило снизить абсолютную величину выбросов метана от магистральной транспортировки природного газа в 3,26 раза, относительно значений, полученных с использованием старых коэффициентов.

4 НОВЫЕ МЕТРИКИ ДЛЯ ОЦЕНКИ ВЫБРОСОВ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ В АТМОСФЕРУ

4.1 СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПОТЕНЦИАЛА ИЗМЕНЕНИЯ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ (GTP) И ПОТЕНЦИАЛА ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ (GWP). РАЗРАБОТКА РЕКОМЕНДАЦИЙ ПО ИСПОЛЬЗОВАНИЮ ПОТЕНЦИАЛА ИЗМЕНЕНИЯ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ (GTP)

Проведено сравнение потенциала изменения глобальной температуры (GTP) и потенциала глобального потепления (GWP), их неопределенности, изменчивости и соответствию современным целям климатической политики.

Общая неопределенность GWP-100 и GTP-100 составляет по оценкам шестого оценочного доклада МГЭИК 40% и 83% от центральной оценки соответственно для CH₄ и 47% и 49% для N₂O.

При рассмотрении стабилизации глобальной температуры поверхности оказывается, что совокупный вклад выбросов в CO₂-эквиваленте, рассчитанный с помощью GWP-100, продолжит расти даже при сокращении выбросов короткоживущих парниковых газов (если эмиссии останутся выше нуля). Такой рост не будет соответствовать ожидаемой стабилизации глобальной температуры поверхности или потенциальному снижению потепления, которое происходит в результате сокращения выбросов короткоживущих парниковых газов.

Для сценариев смягчения последствий изменения климата, ограничивающих потепление до 2°C, неопределенность, возникающая в результате использования GWP-100 в качестве единственного способа оценки воздействия на GSAT выбросов смеси парниковых газов, может достигать 0,17 °C, хотя из рассмотренных потенциалов (GWP-20, GWP-100, GTP-20, GTP-50, GTP-100) только использование GTP-20 вызывает несколько меньшую неопределенность.

Согласно модельным оценкам, полученным с помощью КМ ИФА РАН, учет изменений фоновых климатических условий может повлиять на потенциалы воздействия различных выбросов парниковых газов на климатическую систему, особенно на больших временных горизонтах при наиболее агрессивных сценариях климатических изменений. Так, GTP-100 метана при учете изменений фоновых условий может находиться в зависимости от антропогенного сценария в диапазоне 5,0–10,1, а без учета равен 4,1. При этом изменчивость GWP существенно ниже.

Сделан вывод, что ясное представление о вкладе в глобальное потепление будущих сценариев эмиссий парниковых газов может быть достигнуто либо путем детализации сценариев по отдельным парниковым газам, либо путем

кумулятивного (а не импульсного) подхода к выбросам при пересчете в CO₂-эквивалент с помощью новых потенциалов.

4.1.1 ВВЕДЕНИЕ

Участие стран в Парижском соглашении обычно осуществляется в форме национальных обязательств (НО) по сокращению выбросов парниковых газов (GHG). При этом для расчета общего уровня совокупных выбросов GHG используются потенциалы эмиссии в единицах тонн в CO₂-эквиваленте, а не целевые показатели сокращения для отдельных GHG. Различные потенциалы (например, потенциал глобального потепления (GWP) и потенциал глобального изменения температуры (GTP) [1]) были разработаны для измерения этой «эквивалентности», чтобы либо количественно оценить общее воздействие сценария выбросов, включающего различные GHG, либо сравнить воздействие различных газов на климат [2]. Различные парниковые газы имеют разное время жизни в атмосфере и разное воздействие на климат. Все используемые потенциалы рассматривают только ограниченный набор воздействий на климат за определенные периоды времени, поскольку только так можно количественно сравнить различные парниковые газы [3].

В климатической политике наиболее часто используются потенциалы, основанные на физическом воздействии (например, в Киотском протоколе). Обязательства участников по ограничению совокупных выбросов шести ключевых загрязнителей оцениваются с помощью специальной метрики - потенциала глобального потепления, измеряемого за 100 лет (GWP-100). Наряду с длительной историей его использования в оценочных докладах МГЭИК, его центральная роль в Киотском протоколе способствовала тому, что GWP-100 стал стандартом де-факто в климатической политике. Однако существует множество исследований, освещающих ограничения подобных метрик [4–7] и, в частности, GWP [1, 8, 9]. Это ставит вопрос о том, достаточно ли хорошо использование GWP-100 служит целям Парижского соглашения. Например, использование GWP-100 для расчета CO₂-эквивалента кумулятивных эмиссий GHG не приводит к точной оценке пикового потепления [9, 10]. Это является проблемой, учитывая, что конкретной целью Парижского соглашения является ограничение роста температуры, вызванного антропогенными выбросами.

Парижское соглашение отличается от Киотского протокола в нескольких важных аспектах. Вместо обязательных (хотя и не всегда достижимых) сокращений выбросов устанавливается глобальная цель по ограничению потепления, которая должна быть достигнута посредством добровольных НО, принятых отдельными странами. Предполагается, что первоначальные НО,

предполагающие более значительное сокращение выбросов, чем предусмотрено Киотским протоколом, будут недостаточны для ограничения потепления до 2 °С по сравнению с доиндустриальным периодом [11, 12]. Несмотря на это фундаментальное различие в подходах, Парижское соглашение предписывает учитывать сложившуюся практику. Это отражено во многих НО путем представления сокращений эмиссии GHG в терминах совокупных выбросов в CO₂-эквиваленте с использованием GWP-100.

Под действием НО глобальные выбросы GHG в 2030 году, по оценкам, составят 52,0–59,3 Гт CO₂-экв (UNFCCC 2016) по сравнению с 53,5 Гт CO₂-экв в 2017 году (UNEP 2018). Если предположить, что текущие обязательства будут реализованы и что ежегодные темпы декарбонизации после 2030 года будут равны темпам в период 2020–2030 годов, средняя глобальная температура в 2100 году по оценкам будет на 2,6 °С (2,4–3,1 °С) выше доиндустриального уровня [12]. Более того, пока выбросы долгоживущих GHG не будут сведены к нулю, температура будет продолжать расти [13]. Неопределенность в оценке уровня выбросов 2030 года возникает из ряда источников, помимо использования метрик выбросов [14], основным из которых являются социально-экономические предположения, особенно в тех случаях, когда НО сформулированы с точки зрения повышения интенсивности выбросов.

Поэтому, если НО сформулированы как абсолютный уровень снижения выбросов, он выражается для суммы всех GHG в CO₂-эквиваленте с использованием потенциала выбросов. GWP-100, наиболее часто используемый в политике, не учитывает в полной мере различия в воздействии на климат различных газов в разные моменты времени, что приводит к неопределенности в расчетах агрегированного воздействия. Однако это не единственный источник неопределенности. Поэтому возникает вопрос, является ли неопределенность, вносимая использованием GWP-100, существенной в контексте достижения цели Парижского соглашения, и если да, то как ее можно устранить.

4.1.2 СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ GTP, GWP И НОВЫХ ЭМИССИОННЫХ МЕТРИК ПО ДАННЫМ ОЦЕНОЧНЫХ ДОКЛАДОВ МГЭИК

4.1.2.1 Концепции GWP и GTP

Потенциал глобального потепления (GWP) определяется как интегрированный во времени радиационный форсинг (RF), обусловленный импульсным выбросом данного газа, по отношению к импульсному выбросу

равной массы CO₂ (рис. 4.1.1). GWP был представлен в первом оценочном докладе МГЭИК [15]. При этом подчеркивалось, что не существует общепринятой методологии для объединения всех соответствующих факторов в единый глобальный потенциал потепления для выбросов парниковых газов. Кроме того, в Первой оценке МГЭИК не было дано четкой физической интерпретации GWP.

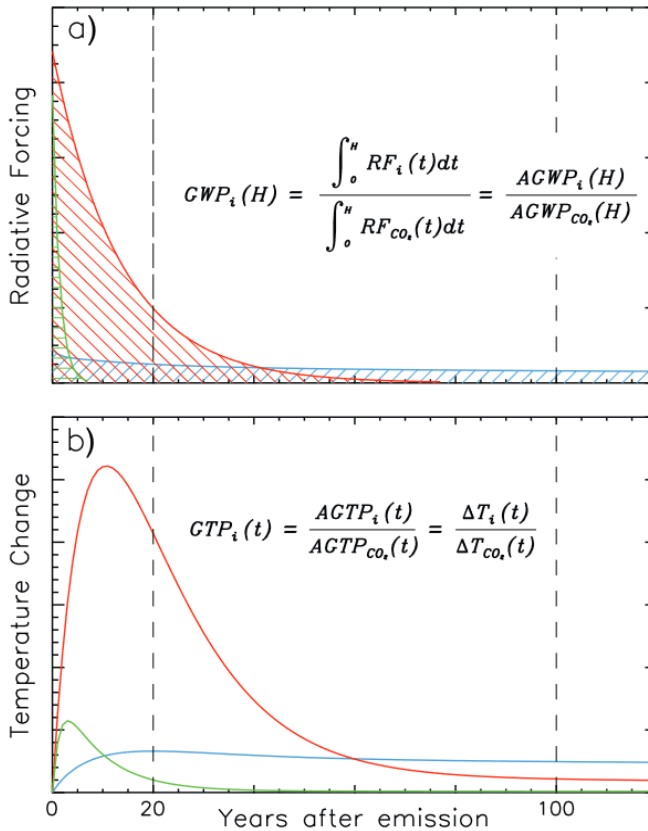


Рис. 4.1.1 (рис. 8.28 из [2]) – На обоих графиках синим обозначен CO₂, а красным и зеленым некоторые эталонные газы, со временем жизни в атмосфере в 13 и 1,5 года соответственно.

(а) Абсолютный потенциал глобального потепления (AGWP) – это интеграл RF (интерпретируется как площадь заштрихованной области на графике) до определенного временного горизонта (выделены горизонты 20 и 100 лет).

(б) Потенциал глобального изменения температуры (GTP)

Прямая интерпретация заключается в том, что GWP является индексом общего дисбаланса энергии, добавленной в климатическую систему рассматриваемым компонентом по сравнению с таким же количеством CO₂. Однако GWP не эквивалентен изменению температуры поверхности (GSAT) или

других климатических переменных [4, 16–18]. Таким образом, название «потенциал глобального потепления» может некоторым образом вводить в заблуждение. Можно показать, что GWP приблизительно равен отношению (нормируя на аналогичное выражение для CO_2) интегрального температурного отклика к импульсному выбросу данного газа [1, 16].

GWP стал общепринятой метрикой для приведения выбросов различных газов к общей шкале – CO_2 -эквиваленту. Он обычно интегрируется на 20, 100 или 500 лет в соответствии с [15]. GWP-100 для временного горизонта в 100 лет был позже принят в качестве потенциала для реализации мультигазового подхода, заложенного в РКИК ООН и введен в действие в Киотском протоколе. Выбор временного горизонта оказывает сильное влияние на значения GWP - и, таким образом, на рассчитанный вклад выбросов в CO_2 -эквиваленте по компонентам, секторам экономики или странам [4].

Для некоторых газов изменение GWP в зависимости от временного горизонта отражает свойства эталонного газа (CO_2), а не газа, для которого рассчитывается GWP. Например, для NTCFs GWP уменьшается с увеличением временного горизонта, так как GWP определяется с учетом интегрального RF CO_2 в знаменателе. Как показано на рис. 4.1.2, примерно через пять десятилетий после выброса тенденция GWP для CH_4 почти полностью определяется CO_2 . Однако для долгоживущих газов (например, SF_6) зависимость GWP от временного горизонта контролируется как растущими интегралами RF от долгоживущего газа, так и от CO_2 .

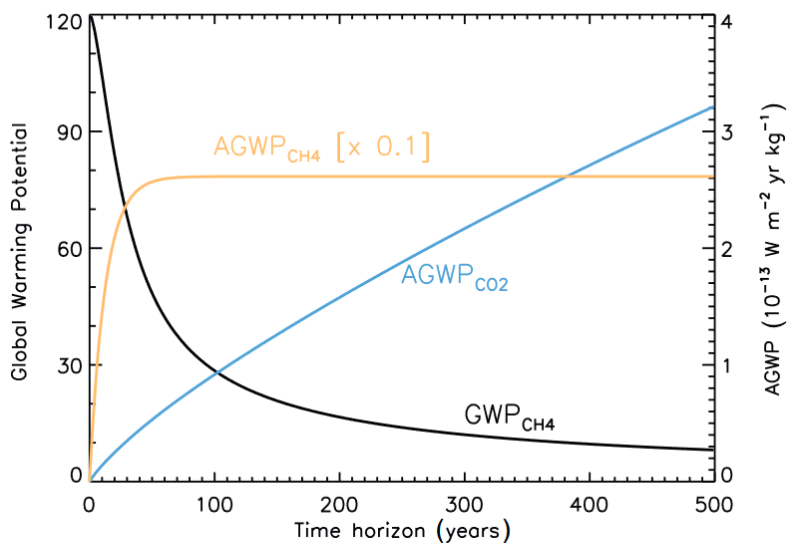


Рисунок 4.1.2 (рис. 8.29 из [2]) – Зависимость GWP метана и AGWP CO_2 и метана от временного горизонта

По сравнению с GWP, потенциал глобального изменения температуры (GTP [1]) делает следующий шаг по причинно-следственной цепочке и определяется как изменение средней глобальной температуры поверхности в выбранный момент времени в ответ на импульсный выброс некоторого газа относительно аналогичного по размеру выброса CO₂. В то время как GWP интегрируется во времени, GTP является конечной метрикой, основанной на изменении температуры в выбранный год t (рис. 4.1.1б). Как и для GWP, вклад CO₂ в изменение GSAT используется в качестве эталона. GTP для импульсных выбросов и продолженных эмиссий был получен на основе модели энергетического баланса, а также аналитических уравнений [1]. Позже была представлена модификация [6], в которой временной горизонт определяется близостью к целевому году, рассчитанному с помощью сценариев и климатических моделей.

Как и GWP, значения GTP могут быть использованы для получения CO₂-эквивалента выбросов GHG. GTP показывает их температурный эффект по отношению к эффекту CO₂ для выбранного временного горизонта. Как и в случае GWP, выбор временного горизонта оказывает сильное влияние на значения потенциала и рассчитанный вклад в потепление. Кроме того, соответствующий абсолютный потенциал (AGTP) можно использовать для расчета средней глобальной температуры в результате любого заданного сценария выбросов (в предположении линейности) используя свертку сценария выбросов и AGTP.

GTP при учете чувствительности климата и теплообмена между атмосферой и океаном охватывает физические процессы, которые не учитывает GWP. В том числе, GTP учитывает медленную реакцию глубинных вод океана на радиационное воздействие, тем самым продлевая оценку климатического отклика на выбросы GHG сверх времени распада его атмосферной концентрации.

GWP и GTP принципиально отличаются по своей конструкции, и можно ожидать различных численных значений. В частности, GWP для NTCFs на тех же временных горизонтах выше, чем GTP, из-за интегративного характера потенциала. На значения GTP могут существенно повлиять изменения оценок чувствительности климата и поглощении тепла океаном. Таким образом, диапазоны неопределенности для GTP шире по сравнению с GWP. Дополнительная неопределенность является компромиссом при движении по причинно-следственной цепочке к эффекту, имеющему большее значение.

4.1.2.2 Неопределенности и ограничения GWP и GTP

Неопределенность в GWP определяется неопределенностями во времени жизни GHG в атмосфере и в их радиационной эффективности. Учет непрямых

эффектов увеличивает эту неопределенность. Для эталонного газа CO₂ основная неопределенность связана с функцией отклика на импульс (IRF), которая описывает изменение концентрации CO₂ в атмосфере после импульсного выброса [19]. IRF чувствительна к модельному представлению углеродного цикла, величине импульсного выброса, фоновой концентрации CO₂ и климату.

Основываясь на мультимодельных исследованиях, были получены оценки диапазона неопределенности для интегрированной во времени IRF CO₂ в $\pm 15\%$ и $\pm 25\%$ (диапазон неопределенности от 5 до 95%) для 20- и 100-летнего временного горизонта, соответственно [19]. Диапазоны неопределенности в AGWP для CO₂ были оценены в $\pm 18\%$ и $\pm 26\%$ для 20 и 100 лет. Эти неопределенности влияют на все потенциалы, использующие CO₂ в качестве эталона. Они увеличиваются с увеличением временного горизонта.

Таблица 4.1.1 – Неопределенность GTP и GWP CH₄, выраженная в % от центральной оценки (см. табл. 6.3) по отдельным компонентам и в целом.

	RF %	Химический отклик %	Время жизни %	CO ₂ %	Углеродный цикл %	Окисление ископаемо- го топлива %	IRF %	Все- го %
GWP-20	20	14	9	18	3	2	0	32
GWP-100	20	14	14	26	5	7	0	40
GWP-500	20	14	14	29	5	26	0	48
GTP-50	20	14	37	22	17	22	31	64
GTP-100	20	14	18	28	8	60	38	83

Таблица 4.1.2 – То же, что в таблице 4.1.1, но для N₂O

	RF %	Химический отклик %	Время жизни %	CO ₂ %	Углеродный цикл %	IRF %	Всего %
GWP-20	16	36	1	18	2	0	43
GWP-100	16	36	3	26	5	0	47
GWP-500	16	36	8	29	5	0	49
GTP-50	16	36	3	25	6	1	46
GTP-100	16	36	7	29	6	2	49

Те же факторы вносят вклад в неопределенность в GTP, с дополнительным вкладом от параметров, описывающих поглощение тепла океаном и чувствительность климата. Было установлено, что в диапазоне чувствительности климата согласно ОД4 МГЭИК GTP-50 для черного углерода изменяется в 2 раза, для CH₄ изменяется примерно на 50%, а для N₂O практически не обнаружено зависимости. В мультимодельном исследовании [19] также были рассчитаны AGTP для CO₂. Диапазоны неопределенности AGTP оказались значительно больше, чем у AGWP: $\pm 45\%$ и $\pm 90\%$ для 20- и 100-лет временного

горизонта (диапазон неопределенности от 5 до 95%). Эти диапазоны неопределенности также отражают соотношение сигнал/шум, а не только неопределенность в физических механизмах. Показатели неопределенности GWP и GTP для CH₄ и N₂O на различных временных горизонтах по данным 60Д МГЭИК приведены в табл. 4.1.1 и 4.1.2.

Значения потенциалов также сильно зависят от того, какие процессы учитываются при их расчете. В идеале все не прямые эффекты изменения концентрации GHG должны быть учтены при расчете метрик. Непрямое воздействие CH₄ на его собственное время жизни, тропосферный озон и стратосферную воду традиционно включаются в его GWP. При этом существует множество других эффектов, которые учитываются в отдельных исследованиях [20, 21]. В комплексной взаимосвязанной системе обратные связи могут становиться все более сложными, при этом возрастает неопределенность величины или даже знака обратной связи. Это приводит к компромиссу между полнотой описания процессов и надежностью полученных оценок, а значит, и их полезностью для принятия решений.

4.1.2.3 Анализ GTP, GWP и новых эмиссионных потенциалов

На рис. 4.1.3 показано, как CO₂-эквивалент кумулятивных эмиссий метана изменяется в зависимости от выбора относительного метрического показателя и как оценки изменения глобальной приземной температуры воздуха (GSAT), полученные на основе этих кумулятивных выбросов, сравниваются с фактическим откликом температуры, рассчитанным с помощью двухслойного эмулятора. Нужно обратить внимание, что метрики GWP и GTP не были разработаны для использования в рамках оценки кумулятивных выбросов в CO₂-эквиваленте [1, 22], хотя иногда и используются таким образом [23, 24]. При использовании этих стандартных метрик в этом случае, CO₂-эквивалент, связанный с кумулятивными выбросами метана, продолжал бы расти, если бы выбросы метана были существенно снижены, но оставались бы выше нуля. В действительности, снижение выбросов метана до меньшего, но все еще положительного значения может привести к уменьшению потепления. Изменения GSAT, оцененные с помощью кумулятивных выбросов в CO₂-эквиваленте, при выборе GWP-20, соответствуют тенденции потепления в течение первых нескольких десятилетий, но после этого сильно переоценивают климатический отклик. Оценки кумулятивных выбросов с использованием GWP-100 хорошо работают, когда выбросы увеличиваются, но не когда они стабильны или уменьшаются. Оценка кумулятивных выбросов с использованием GTP-100 постоянно недооценивает потепление. Оценки вклада в потепление

кумулятивных выбросов с использованием подходов CGTP или GWP* могут более точно соответствовать эволюции GSAT [9, 13, 20].

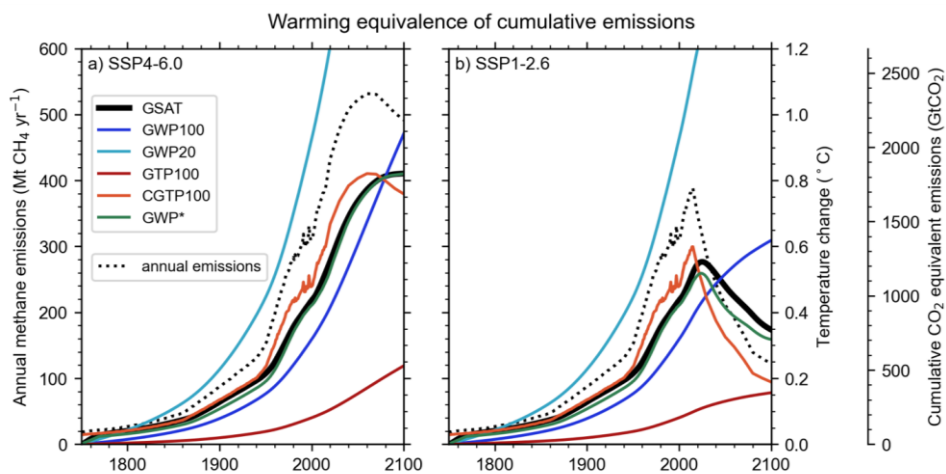


Рисунок 4.1.3 (Fig. 7.22 из [25]) – CO₂-эквивалент кумулятивных выбросов метана при различных вариантах метрики выбросов по данным ОД6 МГЭИК.

Приведена также и фактическая реакция GSAT, рассчитанная с помощью двухслойного эмулятора (сплошные черные линии).

На панелях а) и б) показаны сценарии SSP4-6.0 и SSP1-2.6 соответственно. На панелях показаны годовые эмиссии метана в виде пунктирных линий (левая ось) для 1750-2100 гг. Все цветные сплошные линии можно рассматривать как оценки суммарных выбросов в CO₂-эквиваленте или как оценки изменения GSAT. Это объясняется тем, что они связаны между собой постоянным коэффициентом. Таким образом, значения можно считать по любой из правых осей

В целом, новые подходы к метрикам выбросов, такие как GWP* и CGTP, предназначены для соотнесения изменений выбросов короткоживущих парниковых газов с выбросами CO₂, поскольку они лучше учитывают различное физическое поведение короткоживущих и долгоживущих газов. В этих показателях последствия импульсного выброса CO₂ (аналогично GWP и GTP) сравниваются со ступенчатыми изменениями эмиссий короткоживущих компонентов (при этом учитываются тренды их выбросов). GWP* (включающий и импульсный компонент) и комбинированный потенциал глобального изменения температуры (CGTP), позволяют построить практически линейную зависимость между изменением глобальной температуры поверхности и кумулятивными выбросами CO₂ и CO₂-эквивалента как короткоживущих, так и долгоживущих факторов климатического форсинга [26, 27].

Использование либо этих новых подходов, либо отдельное рассмотрение путей выбросов короткоживущих и долгоживущих парниковых газов может улучшить количественную оценку вклада выбросов в глобальное потепление

в рамках кумулятивных выбросов по сравнению с подходами, которые агрегируют эмиссии парниковых газов с использованием стандартных метрик в CO_2 -эквиваленте. Как показано на рис. 4.1.3 сценарии выбросов некоторых газов в CO_2 -эквиваленте, при оценке с помощью стандартных подходов, таких как GWP-100, редко приводят к температурному отклику климата, близкому к расчетному.

4.1.2.4 Физическое обоснование выбора эмиссионных метрик

В соответствии с ОД5, уместность выбора эмиссионной метрики зависит от целей, для которых сравниваются парниковые газы. Потенциалы эмиссий могут облегчить сравнение эффектов выбросов для политических целей. Они не определяют цели или задачи политики, но могут способствовать оценке и реализации выбора в рамках мультигазовой политики (например, они могут помочь определить приоритеты в борьбе с эмиссиями GHG). Выбор метрики зависит от того, какие аспекты изменения климата наиболее важны для конкретного приложения или заинтересованной стороны и в какие временные горизонты. Различные цели международной и национальной климатической политики могут привести к различным выводам о том, какой эмиссионный потенциал является наиболее подходящим [2].

GWP и GTP показывают относительный эффект импульсных выбросов, т.е. насколько больше энергии задержится (GWP) или насколько теплее (GTP) будет климат, когда сравниваются единицы выбросов различных соединений. Следовательно, эти метрики предоставляют информацию о том, какого накопления энергии (GWP) или какого глобального потепления (GTP) можно избежать (за определенный период времени или в определенный будущий момент времени) путем предотвращения выброса единицы короткоживущего парникового газа по сравнению с предотвращением выброса единицы CO_2 . В отличие от этого, новые метрические подходы Combined-GTP и GWP* точно аппроксимируют дополнительный эффект на климат от временного ряда (а не от импульсных) выбросов короткоживущих парниковых газов и могут быть использованы для сравнения с вкладом в изменение GSAT от выброса или удаления единицы CO_2 [9, 27].

Если рассматривать цели стабилизации глобальной температуры поверхности, то совокупные выбросы в CO_2 -эквиваленте, рассчитанные с помощью GWP-100, продолжают расти даже при сокращении выбросов короткоживущих парниковых газов (если эмиссии останутся выше нуля) (рис. 4.1.3). Такой рост не будет соответствовать ожидаемой стабилизации глобальной температуры поверхности или потенциальному снижению потепления, которое

происходит в результате сокращения выбросов короткоживущих парниковых газов [9, 13, 28, 29]. Это особенно важно при целях, связанных с нулевыми выбросами парниковых газов.

Когда парниковые газы в климатических моделях рассматриваются отдельно или взвешиваются с использованием новых потенциалов эмиссии (например, CGTP или GWP*), которые учитывают различное поведение кумулятивных выбросов короткоживущих газов, неоднозначность траектории будущего потепления при данном сценарии выбросов может быть существенно снижена [13, 20, 30]. Степень неоднозначности зависит от сценария выбросов. Для сценариев смягчения последствий изменения климата, ограничивающих потепление до 2°C, неопределенность, возникающая при использовании GWP-100 в качестве единственного способа оценки воздействия на GSAT выбросов смеси парниковых газов, может достигать 0,17 °C.

Учитывая температурную цель Парижского соглашения, представляется целесообразным применение потенциала изменения глобальной температуры (GTP-100) для расчета GHG.

4.1.3 АНАЛИЗ GTP, GWP И КУМУЛЯТИВНЫХ МЕТРИК НА ИХ ОСНОВЕ ПО РАСЧЕТАМ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ СИСТЕМЫ ИФА РАН

Для количественной оценки относительного и абсолютного вклада в изменение климата выбросов различных парниковых газов, а также выбросов из различных регионов, стран или отдельных источников можно использовать различные показатели. Климатический эффект выбросов может быть оценен для конкретного момента времени или интегрирован в заданный интервал времени. Наиболее распространенные показатели основаны на радиационном форсинге (RF) [1], который используется для сравнения вклада в изменение средней глобальной температуры поверхности различных факторов, влияющих на радиационный бюджет Земли.

Для этой цели в Рамочной конвенции ООН об изменении климата, Киотском протоколе и Парижском соглашении используются потенциалы глобального потепления (GWP) различных GHG, рассчитываемые как интеграл радиационного форсинга на определенном временном горизонте, деленный на такой же интеграл эталонного газа, обычно CO₂. В то же время, цели климатической политики обычно формулируются как некоторые заданные пороговые значения температуры, которых необходимо избежать. Из-за инерции, присущей климатической системе, такие цели частично несовместимы с метрикой, основанной на кумулятивном радиационном воздействии [31].

Наиболее используемой из альтернативных метрик является потенциал глобального изменения температуры (GTP) [1, 6]. Показатель GTP отражает изменения глобальной температуры в выбранный промежуток времени после импульсного выброса выбранного газа относительно изменений, вызванных аналогичным выбросом CO₂, и таким образом учитывает реакцию климата наряду с радиационной эффективностью и временем жизни газа в атмосфере.

4.1.3.1 Методы и данные

Для оценки климатических эффектов сценариев антропогенных выбросов CO₂ и CH₄ были проведены численные эксперименты с использованием глобальной климатической модели IAP RAS CM [32–34]. Таким образом, были получены необходимые фоновые параметры для расчета кумулятивного температурного потенциала выбросов CO₂ и CH₄. Диапазон возможных сценариев антропогенной эмиссии ПГ из различных источников был получен путем перемасштабирования сценариев антропогенной эмиссии для различных регионов Земли в соответствии с данными RCP (Representative Concentration Pathways).

4.1.3.1.1 Эксперименты с моделью Земной системы ИФА РАН

Как отмечалось, КМ ИФА РАН относится к классу глобальных климатических моделей промежуточной сложности. Особенностью модели является то, что крупномасштабная динамика атмосферы и океана (с масштабом, превышающим синоптический) описывается явно, в то время как синоптические процессы параметризованы. Последнее позволяет существенно сократить время, необходимое для моделирования. Модель содержит модули углеродного цикла, включая частично интерактивный цикл метана и модуль для расчета выбросов от вырубки лесов и от природных пожаров [35, 36]. Более подробное описание модели ИФА РАН приведено в подразделах 2.2.2.2 и 5.1.2.3.

С использованием КМ ИФА РАН, были проведены численные эксперименты для 1765–2100 гг. со сценариями антропогенного воздействия на климат, связанными с изменением содержания парниковых газов в атмосфере, тропосферных и стратосферных вулканических сульфатных аэрозолей, изменением суммарной солнечной радиации и изменением площади сельскохозяйственных земель. Для 1700–2005 годов эти воздействия были даны в соответствии с протоколом «Historical simulations» проекта CMIP5 (<http://www.iiasa.ac.at/web-apps/tnt/RcpDb>). Для 2006–2100 гг. антропогенные воздействия были заданы в соответствии со сценариями антропогенного

воздействия RCP 2.6, 4.5, 6.0 и 8.5 проекта CMIP5. Численные эксперименты, описанные в данном исследовании, аналогичны тем, которые проводились ранее с КМ ИФА РАН [34, 37].

4.1.3.1.2 Кумулятивный температурный потенциал

Потенциал изменения глобальной температуры газа x – это отношение его абсолютного потенциала к абсолютному потенциалу CO_2 :

$$GTP_x(H) = \frac{P_x^{(a)}}{P_{\text{CO}_2}^{(a)}}, \quad (4.1.1)$$

где абсолютный потенциал изменения глобальной температуры ($P^{(a)}$, он же AGTP) – это изменение средней глобальной температуры поверхности в момент времени H в ответ на импульсный выброс 1 кг газа x в момент времени $t = 0$.

Его часто записывают как свертку радиационного форсинга с ядром климатического отклика R_T :

$$P_x^{(a)}(H) = \int_0^H RF_x(t)R_T(H-t)dt, \quad (4.1.2)$$

где RF_x – радиационный форсинг, обусловленный импульсным выбросом газа x , а R_T – смещенный во времени отклик климата.

Следует отметить, что и RF_x , и, следовательно, $P^{(a)}$, определяются для импульсного выброса газа при постоянных фоновых условиях, тогда как требуется оценка воздействия сценариев выбросов при изменяющихся условиях в XXI веке.

Для изменяющихся фоновых условий $P^{(a)}$ может быть переписан как сумма интегралов для каждого отдельного года:

$$P_x^{(a)*}(T_0, T_H) = \sum_{k=T_0+1}^{T_H} \int_{k-1}^k RF_{x,k}(t)R_T(T_H - T_0 - t)dt, \quad (4.1.3)$$

где T_0 – год выброса, а $T_H = T_0 + H$.

$RF_{x,k}$ может быть вычислен согласно ОД5 МГЭИК [2] при условии, что все требуемые параметры постоянны для каждого конкретного года k , но могут изменяться от года к году.

Для продолжающихся эмиссий, начавшихся в момент времени T_0 , кумулятивный эффект от источника газа x в момент времени T_H может быть записан как кумулятивный температурный потенциал:

$$CT_x(T_0, T_H) = \sum_{t=T_0}^{T_H-1} E_x(t) P_x^{(a)*}(t, T_H). \quad 4.1.4$$

Он показывает общее ожидаемое изменение глобальной температуры поверхности в момент времени T_H , вызванное источником с мощностью $E(t)$, постоянно эмитирующий газ x с момента времени T_0 .

4.1.3.1.3 Сценарии антропогенных воздействий

Кумулятивное воздействие на климат оценивалось для антропогенных выбросов CO_2 и CH_4 , рассчитанных по соответствующим сценариям RCP для регионов ASIA (Восточная Азия), MAF (Средняя Азия и Африка), LAM (Латинская Америка), OECD (Организация экономического сотрудничества и развития, Западная Европа, Северная Америка, Австралия, Япония) и REF (бывший СССР, Восточная Европа) (<http://www.iiasa.ac.at/web-apps/tnt/RcpDb>). Эти сценарии соответствуют определенным социально-экономическим предположениям и представляют широкий диапазон возможных изменений в будущих антропогенных выбросах GHG. Они были линейно перемасштабированы на 1,0 Тг С для CO_2 и 1,0 Тг CH_4 для CH_4 в 2000 году для каждого региона (рис. 4.1.4).

Далее эмиссии, соответствующие сценарию для конкретного региона, будут обозначаться названием этого региона (например, OECD 4.5 обозначает пересчитанный сценарий RCP 4.5 для региона OECD).

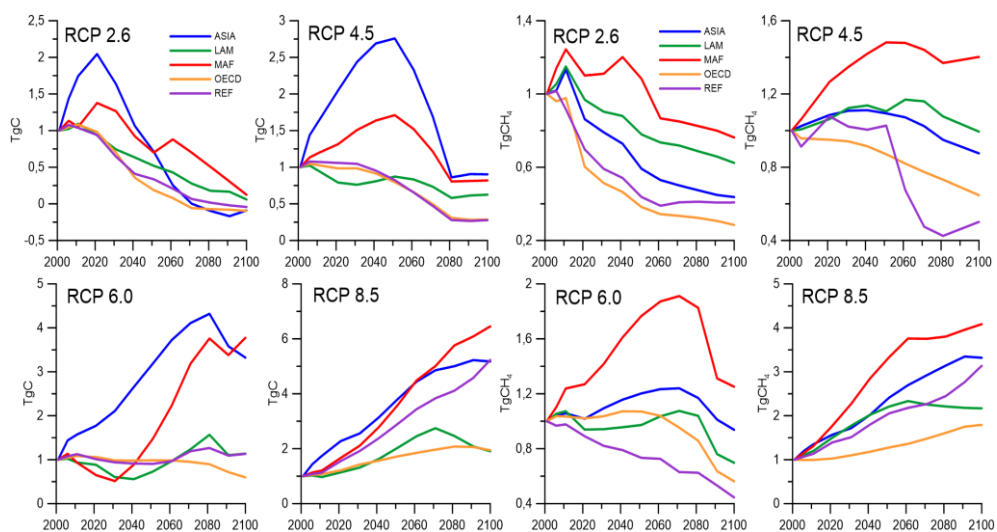


Рисунок 4.1.4 – Используемые сценарии антропогенных эмиссий CO_2 (справа) и CH_4 (слева)

4.1.3.2 Эффект учета изменяющихся фоновых условий при расчете ГТР

На рис. 4.1.5 показаны абсолютные потенциалы глобального изменения температуры $P^{(a)}$ и $P^{(a)*}$ углекислого газа для временного интервала с 1990 по T_H (далее обозначается как $[1990; T_H]$), полученные в результате модельных экспериментов с КМ ИФА РАН. Как упоминалось выше, RF для $P^{(a)}$ рассчитывается в предположении, что фоновые условия в момент времени T_0 остаются неизменными на протяжении всего интервала $[T_0; T_H]$, тогда как для $P^{(a)*}$ учитывается изменение RF в результате изменения фоновых условий. Поэтому для временных интервалов, превышающих 10–15 лет, $P^{(a)*}$ и $P^{(a)}$ могут значительно отличаться. Для наиболее агрессивного антропогенного сценария RCP 8.5 (с самым сильным изменением фоновых условий) $P^{(a)}$ более чем в два раза выше, чем $P^{(a)*}$ для углекислого газа, эмитированного в 1990 году на 100-летнем временном интервале.

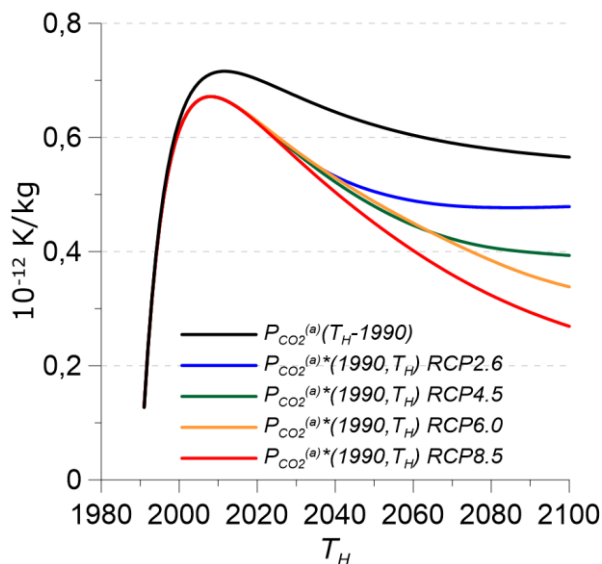


Рисунок 4.1.5 – Абсолютные потенциалы глобального изменения температуры $P^{(a)}$ и $P^{(a)*}$ (AGTP) для импульсной эмиссии углекислого газа в 1990 году при различных сценариях антропогенного воздействия

Потенциалы $P^{(a)}$ и $P^{(a)*}$ для метана, рассчитанные для интервала $[1990; T_H]$ (рис. 4.1.6), отличаются значительно слабее для всех рассмотренных сценариев. Для RCP 8.5 максимальное расхождение достигает 20% для временного горизонта около 80 лет, для других сценариев оно не превышает 6%. Тем не менее, если вместо $P^{(a)}$ для расчета относительного потенциала ГТР метана использовать $P^{(a)*}$ (рис. 4.1.7), то его значения для длительных периодов могут быть в 2–2,5 раза выше. Так, 100-летний ГТР метана, выброшенного в 1990 году,

рассчитанный по $P^{(a)}$, равен 4,1 (что соответствует ОД5 МГЭИК [2]), а с учетом изменений фоновых условий он может находиться в диапазоне 5–10, в зависимости от сценария антропогенного воздействия. Подобные изменения характерны и для GWP, но в значительно меньшей степени. Максимальное полученное отклонение достигает 35%.

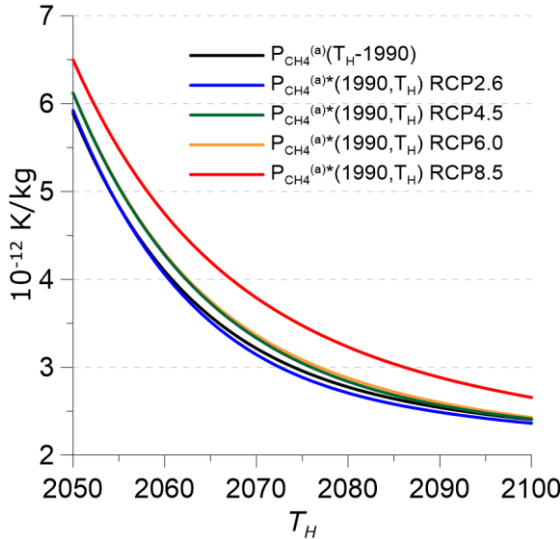


Рисунок 4.1.6 – Абсолютные потенциалы глобального изменения температуры $P^{(a)}$ и $P^{(a)*}$ (AGTP) для импульсной эмиссии метана в 1990 году при различных сценариях антропогенного воздействия

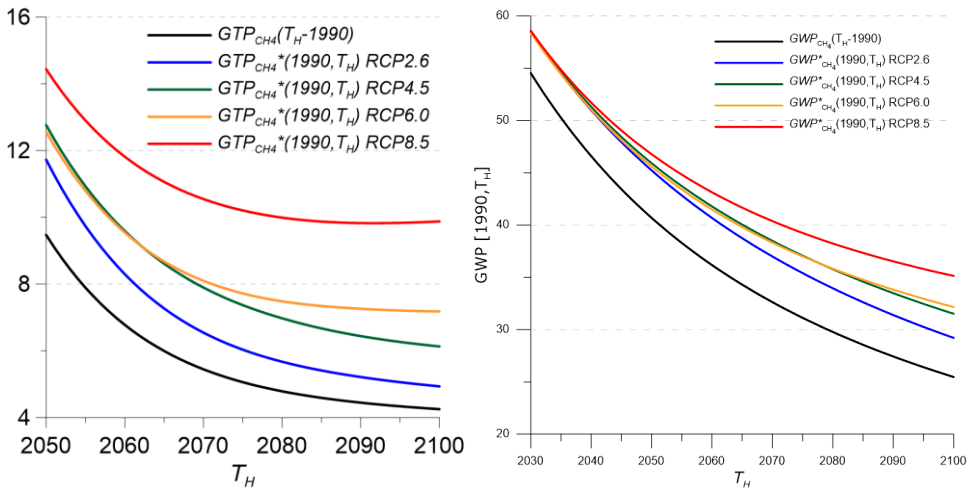


Рисунок 4.1.7 – Относительные потенциалы глобального изменения температуры GTP и GTP*, а также GWP и GWP* для импульсной эмиссии метана в 1990 году при различных сценариях антропогенного воздействия

На рис. 4.1.8 показаны 20-летние значения абсолютных потенциалов $P^{(a)}$ и $P^{(a)*}$ для CO_2 . Абсолютный потенциал изменения глобальной температуры CO_2 по всем сценариям, кроме RCP 2.6, снижается на протяжении XXI века, а по наиболее агрессивному сценарию RCP 8.5 его значение падает более чем вдвое. Это связано с увеличением концентрации углекислого газа в атмосфере и соответствующим уменьшением его RF. В сценарии RCP 2.6 во второй половине XXI века концентрация CO_2 в атмосфере начинает снижаться, поэтому снижение потенциала превращается в его увеличение. Хотя рассматривается относительно короткий 20-летний период после выброса, учет изменений фоновых условий влияет на изменение величины потенциала до 15%.

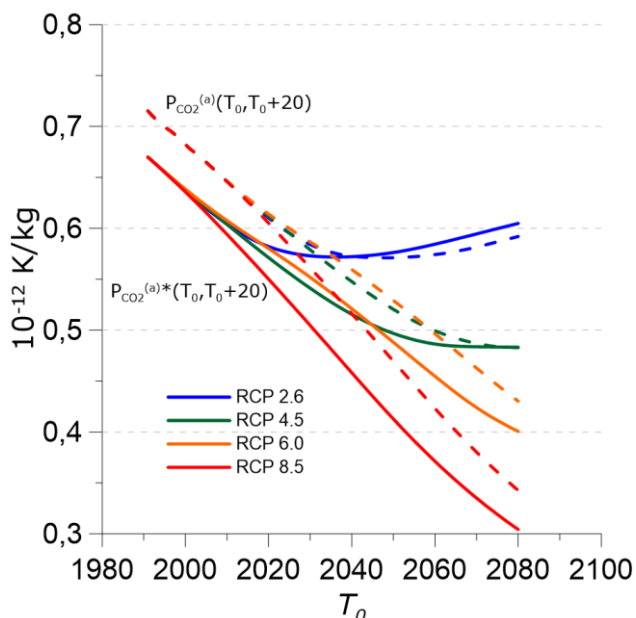


Рисунок 4.1.8 – Изменения 20-летних абсолютных потенциалов глобального изменения температуры $P^{(a)}$ и $P^{(a)*}$ (AGTP-20) для импульсной эмиссии углекислого газа в год T_0 при различных сценариях антропогенного воздействия

20-летние $P^{(a)}$ и $P^{(a)*}$ для метана ведут себя так же, как и для CO_2 (рис. 4.1.9). Медленное снижение потенциалов сменяется повышением уже в первой половине XXI века для сценария RCP 2.6 и во второй половине века для RCP 4.5 и 6.0. Учет изменения фоновых условий за 20-летний период дает меньший вклад для потенциала метана, чем для CO_2 , не превышающий 3%.

Более быстрое снижение абсолютных потенциалов $P^{(a)}$ и $P^{(a)*}$ для CO_2 приводит к увеличению относительного 20-летнего GTP метана в XXI веке (рис. 4.1.10). Без учета изменяющихся фоновых условий он возрастает с 70 до 92–108, а при их включении – с 73 до 91–119.

В целом, можно сказать, что изменения 20-летних потенциалов задерживаются примерно на половину этого интервала (7–13 лет в зависимости от потенциала и сценария антропогенного воздействия), если пренебречь изменяющимися фоновыми условиями.

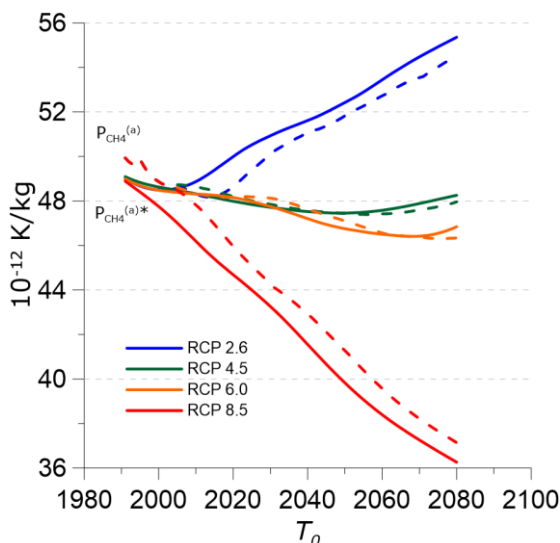


Рисунок 4.1.9 – Аналогично 4.1.7, но для эмиссий метана

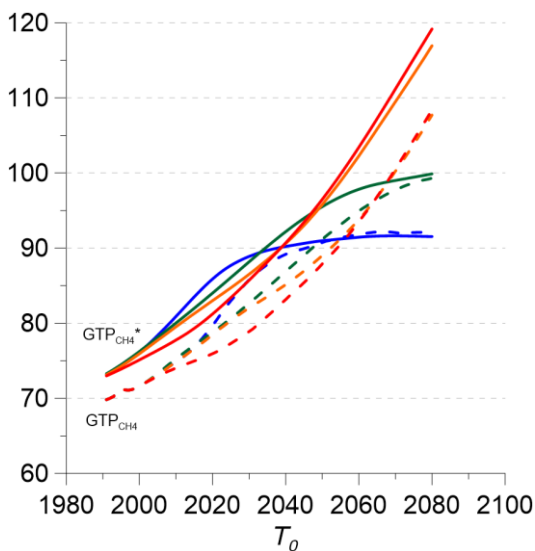


Рисунок 4.1.10 – Относительные потенциалы глобального изменения температуры GTP-20 и GTP*-20 для импульсной эмиссии метана в год T_0 при различных сценариях антропогенного воздействия

4.1.3.3 Оценки кумулятивного температурного потенциала антропогенных эмиссий CO₂ и CH₄ и их относительного вклада в изменение GSAT

На рис. 4.1.11 представлены значения кумулятивного потенциала СТ с 2000 года отдельно для выбросов углекислого газа и метана соответствующих регионам ASIA, LAM, MAF, OECD и REF. Отмечается, что, хотя выбросы CO₂ для RCP 2.6 и 4.5 снижаются в XXI веке, антропогенный СТ CO₂ начинает снижаться во второй половине века только для ASIA, OECD и REF 2.6 (сценарии с отрицательным значением выбросов в конце XXI века). Сценарии для других регионов приводят к дальнейшему повышению GSAT, а регион OECD наиболее близок к стабилизации своего воздействия. Для сценариев эмиссии метана ситуация более обнадеживающая. Вклад в рост температуры поверхности (как и сами выбросы) стабилизируется и начинает снижаться при всех RCP, кроме 8.5 (а для сценария LAM даже в этом случае).

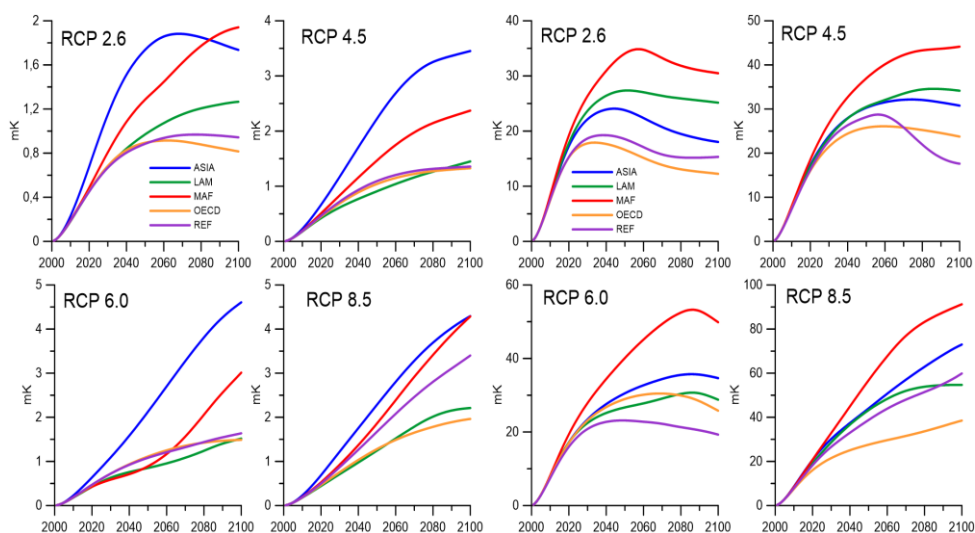


Рисунок 4.1.11 – Кумулятивный потенциал [mK] антропогенных эмиссий CO₂ (слева) и CH₄ (справа) с 2000 года

Для сценария антропогенных выбросов CO₂, соответствующих региону ASIA можно увидеть эффект учета изменений фоновых условий (P^(a)* вместо P^(a)): хотя на протяжении всего XXI века выбросы CO₂ в ASIA 8.5 выше, чем в ASIA 6.0, из-за более высокой концентрации CO₂ в атмосфере (и, следовательно, более низкого форсинга) общее воздействие на климат к концу оказывается выше у ASIA 6.0.

Можно также попытаться сравнить «климатическую стоимость» различных сценариев выбросов парниковых газов. Как видно из рис. 4.1.4, региональные выбросы парниковых газов существенно различаются. Возможна ситуация, что примерно одинаковое количество суммарных выбросов парниковых газов в течение XXI века достигается по разным «траекториям» эмиссии (как, например, в сценариях ASIA и MAF 2.6 для CO₂ или OECD и REF 4.5 для CH₄). Также можно наблюдать разницу в рассчитанном отклике GSAT (рис. 4.1.11). На рис. 4.1.12 показано значение «климатической стоимости» сценариев выбросов, полученное путем деления климатического отклика на суммарные выбросы соответствующих парниковых газов к определенному моменту. Чем меньше это значение, тем меньше прирост температуры на единицу выбросов. Несмотря на упомянутые выше значительные различия как в самих сценариях выбросов, так и в их совокупном температурном потенциале, результирующая климатическая стоимость незначительно отличается между сценариями (отклонения не превышают 10%) как для CO₂, так и для CH₄. Таким образом, она в большей степени зависит от общего количества газа, выброшенного за данный период, чем от конкретного пути этих выбросов.

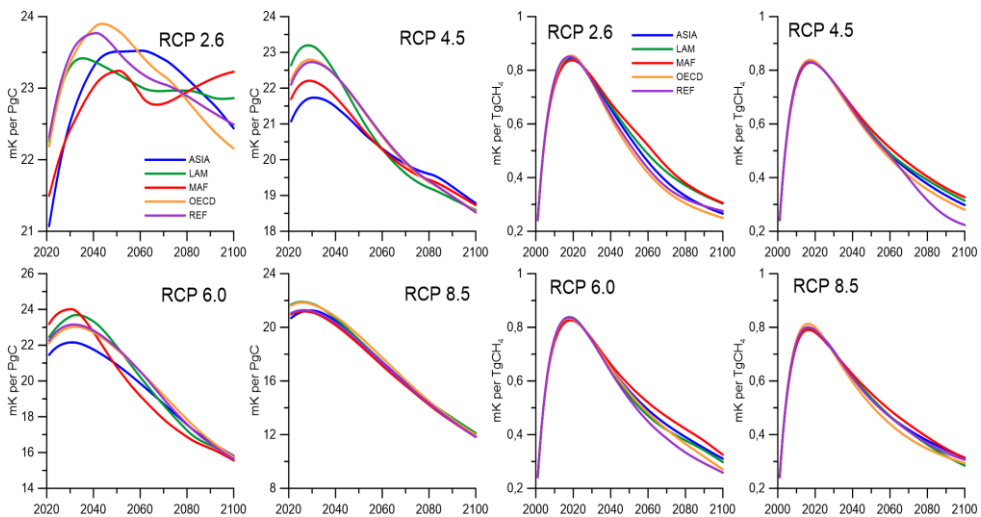


Рисунок 4.1.12 – «Климатическая стоимость» антропогенных эмиссий CO₂ (слева) и CH₄ (справа)

Для обоих парниковых газов в целом к концу столетия климатическая стоимость эмиссии начинает снижаться, хотя причины этого различны. Снижение климатического вклада кумулятивных выбросов CO₂ в основном связано с увеличением его концентрации и соответствующим снижением RF.

Поэтому наиболее быстро он снижается при RCP 8.5, когда концентрация растет наиболее быстрыми темпами. Снижение климатической стоимости метана, в свою очередь, связано с его коротким (около 10 лет) временем жизни в атмосфере. В этом случае на рост температуры влияют только недавние выбросы, и климатическая стоимость быстро уменьшается по мере увеличения рассматриваемого периода.

Кроме того, можно также сравнить относительный вклад метана и CO₂ в изменение глобальной приземной температуры при рассматриваемых сценариях. В табл. 4.1.3 приведено отношение климатической стоимости общих выбросов метана на различных временных горизонтах, начиная с 2000 года, к климатической стоимости выбросов CO₂ (в тех же единицах, например, кг CO₂ на кг CH₄). Полученная безразмерная величина по своему назначению аналогична GWP и GTP, и отличается от GTP тем, что рассчитана не для импульсной эмиссии, а для суммарных выбросов за рассматриваемый период по определенному сценарию.

Таблица 4.1.3 – Климатический вклад кумулятивных выбросов метана с начала XXI века по отношению к равным по объему выбросам CO₂

	2020	2040	2060	2080	2100
RCP 2.6	143±3	102±5	73±7	55±5	45±3
RCP 4.5	140±4	108±3	88±3	70±7	57±8
RCP 6.0	138±4	105±4	88±7	80±8	68±7
RCP 8.5	137±3	110±3	98±5	94±5	93±5

Кроме того, полученный таким путем CO₂-эквивалент эмиссии метана может характеризоваться одним значением только на горизонте до нескольких десятков лет. Далее различия в изменениях фоновых климатических условий между различными сценариями антропогенных воздействий начинают вносить сильную неопределенность в его оценку. При этом в пределах одного глобального антропогенного сценария конкретная «траектория» эмиссии метана из отдельного источника оказывается малозначимой и его климатический вклад определяется суммарным количеством выбросов.

4.1.4 ВЫВОДЫ

Выполнен сравнительный анализ различных характеристик, используемых для оценки климатических изменений.

Согласно модельным оценкам, полученным с использованием КМ ИФА РАН, учет изменений фоновых климатических условий может повлиять на

потенциалы воздействия различных выбросов парниковых газов на климатическую систему, особенно на больших временных горизонтах при наиболее агрессивных сценариях антропогенного воздействия.

Учет изменения фоновых условий может более чем вдвое снизить оценку абсолютного потенциала AGTP-100 CO₂. В тоже время возрастает относительная роль выбросов метана. Так, по оценкам в течение XXI века GTP-20 метана возрастет на 20-60%, хотя абсолютный потенциал может при этом снижаться.

Показано, что эффективность воздействия сценария антропогенной эмиссии CO₂ и CH₄ слабо зависит от конкретного пути эмиссии. Ключевую роль играет общее количество газовых выбросов за определенный период. Это соответствует оценкам МГЭИК.

По оценкам 60Д МГЭИК, степень неоднозначности будущих изменений климата может достигать 0,17 °C при использовании GWP-100 для суммы выбросов различных парниковых газов. Это связано с тем, что GWP является индексом общего энергетического дисбаланса для климатической системы и не эквивалентен изменению глобальной приповерхностной температуры или других климатических переменных.

При этом GTP служит именно для оценки изменения глобальной приповерхностной температуры и при учете чувствительности климата и теплообмена между атмосферой и океаном охватывает физические процессы, которые не учитывает GWP. Учитывая, что конкретной целью Парижского соглашения является ограничение роста приповерхностной температуры на определенном уровне GTP выглядит более подходящим потенциалом для пересчета эмиссий GHG в CO₂-эквивалент.

Из выводов МГЭИК также следует, что более четкое представление о вкладе в глобальное потепление будущих сценариев эмиссий GHG может быть достигнуто либо большей детализацией сценариев для отдельных парниковых газов, либо с использованием кумулятивного (а не импульсного) подхода к выбросам в CO₂-эквиваленте с учетом различных парниковых газов, оцениваемым с помощью новых потенциалов GWP* или CGTP.

4.2. ВЛИЯНИЕ МЕТРИК ПЕРЕВОДА ВЫБРОСОВ ОТДЕЛЬНЫХ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ В ЭКВИВАЛЕНТ CO₂ НА СОВОКУПНЫЕ ВЫБРОСЫ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ В РОССИИ И ВКЛАД В НИХ ВЫБРОСОВ ОТ НЕФТЕГАЗОВОЙ ОТРАСЛИ

В соответствии с международными обязательствами по Рамочной конвенции ООН об изменении климата, страны должны предоставлять отчетность по антропогенным выбросам и поглощениям всех парниковых газов,

для которых существуют потенциалы глобального потепления (GWP), определенные Межправительственной группой экспертов по изменению климата (МГЭИК) и утвержденные на Конференции Сторон Конвенции. Отчетность предоставляется отдельно для каждого газа в единицах массы, а также в виде совокупной эмиссии парниковых газов, выраженной в эквиваленте углекислого газа. Для перевода массовых значений выбросов отдельных парниковых газов в эквивалент CO_2 разработаны различные метрики. Наиболее широко используемой и официально принятой в настоящее время в международной отчетности РКИК ООН метрикой, является потенциал глобального потепления (GWP).

В разделе приведена оценка влияния использования различных метрик перевода массовых выбросов метана в единицы эквивалента CO_2 на расчетные значения совокупных выбросов и абсорбции парниковых газов в Российской Федерации. В качестве базовых оценок приняты данные Национального кадастра выбросов из источников и абсорбции поглотителями парниковых газов, представленного Российской Федерацией в Секретариат конвенции в 2021 году за временной период 1990–2019 гг. Сравнение влияния метрик проведено для 1990 и 2019 годов.

4.2.1. ВЫБОР МЕТРИК ПЕРЕВОДА ВЫБРОСОВ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ В ЭКВИВАЛЕНТ CO_2

Потенциал глобального потепления используется для количественной характеристики способности вещества оказывать влияние на радиационный баланс системы «тропосфера-земная поверхность» [1]. Абсолютный потенциал глобального потепления (AGWP) для определенного вещества определяется как суммарное радиационное воздействие, которое за определенный промежуток времени вызовет однократная эмиссия в атмосферу 1 кг данного вещества в начале этого промежутка времени. Абсолютный потенциал глобального потепления зависит от радиационной эффективности вещества и времени жизни в атмосфере. Потенциал глобального потепления для какого-либо вещества (GWP) и временного горизонта определяется как отношение значений абсолютного потенциала глобального потепления данного вещества (AGWP) и эталонного вещества (AGWP₃), в качестве которого принимается углекислый газ [1]

$$GWP = \frac{AGWP}{AGWP_3}. \quad (4.2.1)$$

Потенциал глобального потепления стал общепринятой метрикой для перевода выбросов различных газов в сравнимые единицы, называемые

эквивалентом CO₂. Как подчеркивается в докладах МГЭИК, например [2], предложенные метрики (GWP и потенциал изменения глобальной температуры (GTP) основаны на физических характеристиках воздействия парниковых газов на климатическую систему и представляют собой инструменты, позволяющие сравнивать воздействие различных климатических газов, но не определяют цели и политику. Наиболее подходящий показатель будет зависеть от того, какие аспекты изменения климата наиболее важны для конкретной цели. Разные цели климатической политики могут привести к различным выводам о том, какой показатель является наиболее подходящим для реализации этой политики. Выбор временного горизонта оказывает сильное влияние на значения GWP, а значит, и на расчетный вклад выбросов эквивалента CO₂ по газам, секторам или странам.

Выбросы и абсорбция представляются странами в кадастрах по отдельности для каждого газа, при этом выбросы из источников представляются отдельно от абсорбции поглотителями, за исключением случаев, когда это технически невозможно (в секторе ЗИЗЛХ). Кроме того, стороны должны включать в свои кадастры значения совокупных национальных выбросов и абсорбции, выраженные в эквиваленте CO₂ (CO₂-экв.).

В соответствии с Руководящими принципами РКИК ООН для ежегодных кадастров [3], которые являлись основной для подготовки национальных кадастров выбросов из источников и абсорбции поглотителями парниковых газов, до 2015 года для пересчета в эквивалент CO₂ использовались 100-летние GWP, принятые во Втором оценочном докладе МГЭИК [4]. С 2015 года, в соответствии с пересмотренными Руководящими принципами [5], для подготовки национальных кадастров при определении совокупных выбросов в эквиваленте CO₂ используются GWP, представленные в Четвертом Оценочном докладе МГЭИК [6], а именно: 100-летние GWP, приведенные в таблице 2.14 списка опечаток к Материалам Рабочей группы I для Четвертого оценочного доклада МГЭИК.

Вопросы предоставления информации о выбросах и абсорбции парниковых газов в рамках Парижского соглашения (ПС) регулируются статьей 13 ПС, которая учреждает расширенные рамки для обеспечения транспарентности действий и поддержки, предусматривающие гибкость, учитывающие различные возможности Сторон ПС и опирающиеся на коллективный опыт [7]. Для представления данных о совокупных выбросах и абсорбции ПГ, выраженных в эквиваленте диоксида углерода, каждая Страна должна будет использовать потенциалы глобального потепления за 100-летний период из Пятого доклада об оценках МГЭИК или из последующих докладов об оценках¹. Каждая Страна

¹ Использование потенциалов глобального потепления из последующих, после Пятого оценочного доклада МГЭИК возможно только после их одобрения решением Конференции Сторон.

может использовать дополнительно и другие метрики (например, GTP) для дополнительного представления информации о совокупных выбросах и абсорбции ПГ, выраженной в эквиваленте CO₂. В таких случаях Сторона представляет в документе о национальном кадастре информацию о значениях использовавшихся метрик и о докладе МГЭИК, в которых эти значения были приведены [8].

В связи с предоставляемой в рамках Парижского соглашения возможностью дополнительно использовать другие метрики, важно проанализировать их возможное влияние на изменение совокупного выброса ПГ в Российской Федерации, в случае их применения.

Метрики выбросов ПГ, используемые для количественной оценки воздействия выброса единицы массы данного парникового газа на определенный ключевой показатель изменения климата, как определено в словаре МГЭИК [9], могут различаться в отношении

- (i) ключевого показателя изменения климата, который они рассматривают,
- (ii) того, учитывают ли они климатические результаты на конкретный момент времени или интегрированы за определенный временной горизонт,
- (iii) временного горизонта, в течение которого применяется метрика,
- (iv) применяются ли они к единичному импульсу выбросов, выбросам, устойчивым в течение определенного периода времени, или их комбинации, и
- (v) учитывают ли они климатическое воздействие выброса по сравнению с отсутствием выбросов или по сравнению с эталонным уровнем выбросов или эталонным климатическим состоянием.

Кроме GWP, наиболее часто рассматривается возможность использования GTP. Как показано, например, в монографии Семенова и др. [1], абсолютный потенциал изменения глобальной температуры (AGTP) определяется как: «изменение средней глобальной температуры в заданный момент времени t в ответ на одновременный выброс единицы количества вещества в атмосферу в какой-либо момент времени». Соответствующая относительная величина, «потенциал изменения глобальной температуры», которая является отношением AGTP для рассматриваемого вещества к его значению для эталонного вещества, в качестве которого обычно используют углекислый газ:

$$GTP = AGTP / AGTP_{э}, \quad (4.2.2)$$

Основное отличие от GWP заключается в том, что GTP оценивает воздействие выбросов на изменение глобальной температуры, т.е. оценивает не только изменение радиационного форсинга, но и отклик климатической системы на это изменение, что предполагает более широкое применение данной метрики

в прикладных задачах. Но следует учитывать и тот факт, что попытка учета сложных взаимодействий и обратных связей климатических параметров приводит и к увеличению неопределенности в оценке ГТП. Важным отличием также является то, что GWP оценивает последствие выброса единицы массы вещества в начальный момент некоторого промежутка времени, исходя из интегрального для всего этого промежутка эффекта, а ГТП оценивает последствие в конечный момент временного интервала.

Рядом авторов предложен также подход (обобщенный в монографии [1]), который предполагает модификацию концепции ГТП, ориентированную на использование для оценки непрерывных эмиссий. В предположении о линейности, AGTP удобно использовать для оценки изменения глобальной температуры $\Delta T(t)$ во времени при заданном сценарии глобальных эмиссий $E_i(t)$ парниковых веществ:

$$\Delta T(t) = \sum_i \int_0^t E_i(s) AGTP_i(t - s) ds, \quad (4.2.3)$$

где i – определяемый парниковый газ, t – текущий момент времени, s – момент эмиссии.

Влияние временного горизонта на относительный вклад каждого из климатических веществ в суммарный выброс в эквиваленте CO_2 наглядно представлен на рисунке из Пятого оценочного доклада МГЭИК [10]:

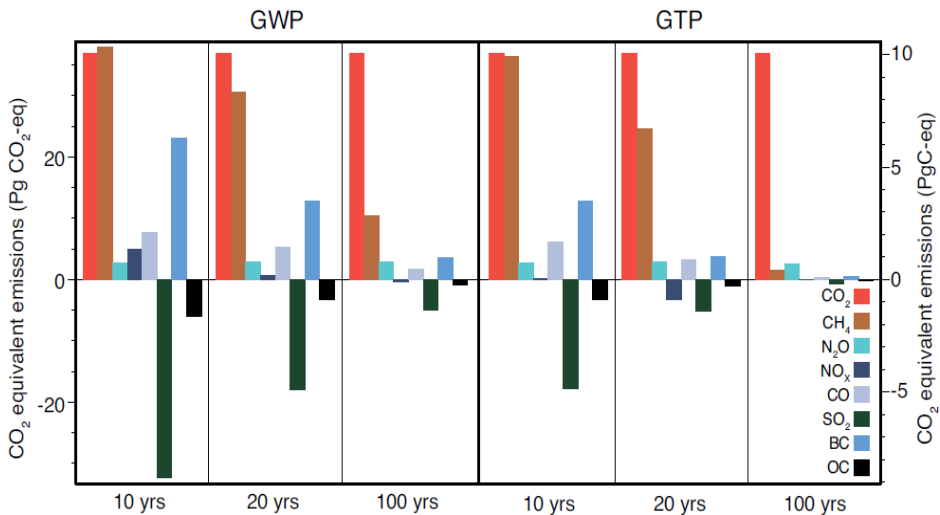


Рисунок 4.2.1 – Глобальные антропогенные выбросы, взвешенные по потенциалу глобального потепления (GWP) и потенциалу изменения глобальной температуры (GTP) для выбранных временных горизонтов [10]

Выбранные для сравнения метрики приведены в табл. 4.2.1.

Приведенные метрики включают используемые до 2017 года для отчетности GWP₁₀₀ из Второго оценочного доклада МГЭИК, используемые в настоящее время в отчетности GWP₁₀₀ из Четвертого оценочного доклада МГЭИК, планируемые к использованию в рамках ПС GWP₁₀₀ из Пятого Оценочного доклада МГЭИК.

В табл. 4.2.1 для сравнения приведены метрики GWP₂₀, GWP, учитывающие обратные связи в климатической системе, а также потенциал изменения глобальной температуры с различными временными горизонтами.

В связи с публикацией в 2021 году Резюме для политиков Вклада 1 рабочей группы МГЭИК в Шестой оценочный доклад об изменении климата [11], также проанализировано возможное влияние метрик, представленных в Шестом оценочном докладе МГЭИК [12].

Среднее время жизни метана в атмосфере, в соответствии с данными Пятого оценочного доклада МГЭИК, составляет 12,4 года, поэтому наибольшее влияние метана на климатическую систему отражается при использовании временного горизонта в 20 лет.

Учитывая фактор времени жизни, для анализа выбраны применяемые в настоящее время метрики, рассчитанные на временной горизонт 100 лет.

В качестве базовых оценок приняты данные Национального кадастра выбросов из источников и абсорбции поглотителями парниковых газов, представленного Российской Федерацией в Секретариат конвенции в 2021 году за временной период 1990–2019 гг. [13].

Сравнение влияния метрик проведено для 1990 и 2019 годов.

По данным Национального кадастра [13] суммарный выброс парниковых газов в Российской Федерации в 2019 году составил 1584,6 млн т. CO₂-экв. с учетом выбросов и поглощений в секторе «Землепользование, изменение землепользования и лесное хозяйство» (ЗИЗЛХ). По сравнению с 1990 годом – базовым годом РКИК ООН и Киотского протокола, совокупные выбросы значительно снизились (на 48,7% с учетом сектора ЗИЗЛХ, и на 32,9% – без его учета).

Для оценки влияния используемых метрик на суммарный выброс парниковых газов в России важно рассматривать так называемые «нетто-выбросы», т.е. сумму выбросов (со знаком «+») и поглощений (со знаком «-»). Поглощения учитываются в Национальном кадастре в секторе ЗИЗЛХ, но кроме потоков поглощения CO₂ в секторе ЗИЗЛХ оцениваются выбросы метана и закиси азота, на которые изменение применяемых метрик также будут оказывать существенное влияние.

Таблица 4.2.1 – Метрики, используемые для оценки влияния на совокупные выбросы парниковых газов в России

№ п/п	Название	Источник	Официальное применение в отчетности РКИК	Значение		
				CH ₄	CH ₄ non-fossil	N ₂ O
1	GWP 100	МГЭИК ОД2 [4]	до 2017 г. (последний отчетный год 2014)	21		310
2	GWP 100	МГЭИК ОД4 [6]	после 2017 г. (первый отчетный год 2015, пересчет всего временного ряда с 1990 г.)	25		298
3	GWP 20		не используется	72		289
4	GWP 100	МГЭИК ОД5 [2]	планируется к использованию в отчетности по Парижскому соглашению (первый отчетный год 2022)	28		265
5	GWP 100 fb		не используется	34		298
6	GWP 20		не используется	84		264
7	GTP 100		не используется	4		234
8	GTP 100 fb		не используется	11		297
9	GTP 20		не используется	67		277
10	GTP 20 fb		не используется	70		284
11	GWP 100		МГЭИК ОД6 [12]	не используется	29,8 (+/-11)	27,2 (+/-11)
12	GWP 20	не используется		82,5 (+/-25,8)	80,8 (+/-25,8)	273 (+/-118)
13	GTP 100	не используется		7,5 (+/-2,9)	4,7 (+/-2,9)	233 (+/-110)
14	GTP 50	не используется		13,2 (+/-6,1)	10,3 (+/-6,1)	290 (+/-140)

Таблица 4.2.2 – Изменение расчетных выбросов и абсорбции парниковых газов за 2019 год в CO₂-эквиваленте (тыс. т) и в % по отношению к данным Национального кадастра РФ [13] при применении различных метрик перевода CH₄ и N₂O в CO₂-эквивалент

Категории источников	МГЭИК ОД2		МГЭИК ОД4		МГЭИК ОД5			МГЭИК ОД6							
	GWP 100	GWP 20	GWP 100	GWP 20	GWP 100 тб	GWP 20	GWP 100	GWP 20	GWP 100	GWP 20	GTP 100	GTP 50			
Суммарные нетто выбросы	-50519,04	-3%	637674,97	40%	122683,43	8%	39630,50	50%	3%	761975,92	48%	-279050,82	-18%	-182989,57	-12%
Энергетика, в том числе	-27335,64	-2%	323764,98	19%	62031,12	4%	32596,30	24%	2%	393755,26	24%	-121882,16	-7%	-81485,52	-5%
Сжигание топлива	-288,40	0%	5888,73	0%	1160,27	0%	6962,25	0%	0%	6900,66	0%	-3487,18	0%	-1672,76	0%
Фунгициды, из них	-27047,25	-13%	317876,25	147%	20272,51	9%	32450,99	185%	15%	386854,60	179%	-118394,98	-55%	-79812,75	-37%
<i>при операциях с нефтью и газом</i>	-16127,60	-11%	189570,40	128%	12082,78	8%	19347,41	161%	13%	230703,64	156%	-70621,53	-48%	-47599,79	-32%
ПНПЦ, из них	192,66	0%	1022,08	0%	238,61	0%	717,90	0%	0%	894,22	0%	-2082,09	-1%	-512,02	0%
<i>химическая промышленность</i>	189,19	0%	801,66	1%	193,00	0%	486,15	1%	-1%	653,78	1%	-1864,67	-3%	-436,35	-1%
Сельское хозяйство, из них	-4479,01	-4%	82797,57	73%	16248,75	14%	98748,70	86%	-2%	95028,36	83%	-51506,02	-43%	-28368,06	-23%
<i>ферментация навоза с/х почвы</i>	-6254,47	-16%	73490,01	188%	14072,55	36%	92253,42	236%	9%	87249,84	223%	-31741,43	-81%	-22985,17	-59%
<i>с/х почвы</i>	2466,72	4%	-1850,04	-3%	0,00	0%	-6989,05	-11%	-8%	-5139,00	-8%	-13361,41	-22%	-1644,48	-3%
ЗИЗЛХ, из них	-3441,12	-1%	47225,62	9%	9131,89	2%	58115,02	11%	0%	55331,25	10%	-23942,24	-4%	-15327,08	-3%
<i>на лесных землях</i>	-2339,11	0%	32338,16	5%	708,23	1%	40734,96	6%	0%	38837,52	6%	-17358,69	-3%	-10867,16	-2%
Отходы, из них	-15455,92	-15%	182864,72	183%	35033,07	35%	229337,30	229%	8%	216966,84	217%	-79638,31	-80%	-57296,90	-57%
<i>твердые отходы сточные воды</i>	-11662,86	-16%	137038,62	188%	26241,44	36%	172027,20	236%	9%	162696,91	223%	-59189,02	-81%	-42861,01	-59%
<i>сточные воды</i>	-3791,83	-14%	45808,62	168%	8788,24	32%	57288,66	210%	7%	54249,50	199%	-20440,18	-75%	-14430,17	-53%

Таблица 4.2.3 – Изменение расчетных выбросов и абсорбции парниковых газов за 1990 год в CO₂-эквиваленте (тыс. т. и в % по отношению к данным Национального кадастра РФ [13] при применении различных метрик перевода CH₄ и N₂O в CO₂-эквивалент

Категории источников	МГЭИК ОД2		МГЭИК ОД3				МГЭИК ОД6									
	GWP 100	GWP 20	GWP 100	GWP 20	GWP 100 фб	GWP 20	GWP 100	GWP 20	GWP 20	GTP 100	GTP 50					
Суммарные netto выбросы Энергетика, в том числе Сжигание топлива	-67994,45	865356,70	38919,12	1%	166573,81	5%	1074875,21	35%	55762,54	2%	035052,41	34%	-378674,90	-12%	-245284,29	-8%
Фунгитивные выбросы, из них при операциях с нефтью и газом	-41869,39	498099,60	30286,73	1%	95460,86	4%	624218,97	24%	49750,68	2%	605545,04	24%	-188638,98	-7%	-125551,57	-5%
ШПИП, из них химическая промышленность	-1659,78	25597,60	136,62	0%	4981,25	0%	31084,87	1%	1502,27	0%	30504,20	1%	-12687,18	-1%	-6900,37	0%
Сельское хозяйство, из них фермертация навоза с/х почвы	-40209,62	472502,00	30150,12	11%	90479,62	33%	593134,10	214%	48248,41	17%	575040,84	208%	-175951,80	-63%	-118651,19	-43%
ЗИЗ, из них на лесных землях	-26188,96	307759,26	19634,62	10%	58933,13	31%	386329,38	204%	31423,62	17%	374545,42	198%	-114611,42	-60%	-77270,25	-41%
Отходы, из них твердые отходы сточные воды	119,27	703,04	-472,08	0%	162,10	0%	520,60	0%	-312,12	0%	631,67	0%	-1351,48	0%	-340,08	0%
	112,21	546,84	-423,31	-1%	129,07	0%	365,65	0%	-284,44	0%	467,02	1%	-1169,50	-1%	-282,27	0%
	-14353,14	220887,53	1267,02	1%	42979,64	17%	268300,13	108%	612,55	0%	256580,17	104%	-122666,28	-50%	-73366,02	-30%
	-16827,52	197723,39	12620,64	12%	37861,93	36%	248205,96	236%	9255,14	9%	234743,94	223%	-85399,68	-81%	-61841,15	-59%
	4125,09	-3093,81	11343,99	-11%	0,00	0%	-11687,74	-11%	-8593,93	-8%	-8593,93	-8%	-22344,22	-22%	-2750,06	-3%
	-2963,06	39515,79	1367,22	2%	7628,24	11%	48796,23	68%	974,13	1%	46404,56	64%	-19521,36	-27%	-12744,44	-18%
	-1613,73	23283,35	424,48	0%	4514,94	2%	28484,71	13%	285,09	0%	27174,08	12%	-12311,96	-5%	-7656,34	-3%
	-8928,31	106150,75	6470,23	11%	20342,97	34%	133039,28	224%	4737,30	8%	125890,98	212%	-46496,80	-78%	-33302,18	-56%
	-5311,43	62409,25	3983,57	12%	11950,71	36%	78343,52	236%	2921,28	9%	74094,38	223%	-26955,48	-81%	-19519,49	-59%
	-3612,95	43685,75	2485,43	10%	8381,46	32%	54627,40	210%	1815,18	7%	51731,43	198%	-19512,28	-75%	-13764,48	-53%

Поэтому далее термин «Суммарные выбросы с учетом ЗИЗЛХ» в тексте будет применяться в качестве синонима «нетто-выбросов» парниковых газов, в сравнении с «суммарными выбросами без учета ЗИЗЛХ» или просто «суммарными выбросами», учитывающими только выбросы из источников в целом для территории России или для отдельных типов источников.

Влияние метрик оценивалось с точки зрения изменения суммарного выброса ПГ в России с учетом ЗИЗЛХ, без учета ЗИЗЛХ, отдельно для утечек и испарений в нефтегазовом секторе и в секторах Сельское хозяйство, ЗИЗЛХ и Отходы, как наиболее чувствительные к методу определения метана. Также оценивалось соотношение выбросов базового года и последнего отчетного года при применении различных подходов к переводу физических выбросов метана и закиси азота в эквивалент CO_2 . Выбросы фторсодержащих газов, для которых также могут быть использованы различные подходы при переводе в CO_2 эквивалент принимались неизменными по данным кадастра за 2019 год, т.к. их суммарный вклад в национальные нетто-выбросы составляет 2,5% и не оказывает существенного влияния на исследуемые показатели. Оценки влияния применения различных метрик на данных Национального кадастра России приведены в табл. 4.2 (для 1990 года) и в табл. 4.3 (для 2019 года). Все оценки приведены в сравнении с данными Национального кадастра, поданного в Секретариат РКИК ООН в 2021 году.

4.2.2 ПОТЕНЦИАЛ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ НА ВРЕМЕННОМ ГОРИЗОНТЕ 100 ЛЕТ

GWP на временном горизонте 100 лет, как уже отмечалось, принят к использованию в национальных инвентаризациях стран – Сторон РКИК ООН, а также используется для получения сопоставимых результатов при проведении инвентаризации и подготовки отчетности регионов, предприятий, корпоративных кадастров, других видов международной отчетности и исследовательских работ. Постепенно происходит развитие и уточнение знаний о радиационных эффектах парниковых газов, совершенствуются модельные инструменты, позволяющие более точно учитывать и проводить количественные оценки влияния на другие климатические параметры, такие как, например, осадки, улучшается понимание того, как углеродный цикл реагирует на изменение температуры.

Все это приводит к переоценке и уточнению метрик за счет пересмотренных оценок их продолжительности жизни и обновленных оценок их косвенных химических эффектов. Начиная со Второго оценочного доклада МГЭИК потенциал глобального потепления метана на временном горизонте 100 лет

последовательно увеличивался к Шестому оценочному докладу с 21 до 29,8. Следует отметить, что при введении в отчетность нового значения GWP, пересчитывается весь временной ряд выбросов для всех учитываемых в национальных кадастрах парниковых газов. При этом GWP N₂O последовательно уменьшается с 310 [4] до 273 [12].

В официальной отчетности использовался GWP₁₀₀ из Второго оценочного доклада МГЭИК, равный 21 (до 2017 года) и из Четвертого оценочного доклада МГЭИК, равный 25 (после 2017 года). В отчетности по Парижскому соглашению, начиная с 2024 года (первый отчетный год 2022) планируется использовать GWP₁₀₀, приведенный в Пятом оценочном докладе, равный 28.

При переходе с GWP_{CH₄}, равного 21, на GWP_{CH₄} 25 суммарные нетто-выбросы за 1990 год в России увеличились на 2%, при этом фугитивные выбросы выросли на 15%, выбросы от ферментации навоза на 16%, выбросы от обращения с отходами на 15%, а также увеличились выбросы метана в секторе ЗИЗЛХ, что привело к уменьшению нетто-поглощения на 4%. В категориях, где преобладают выбросы закиси азота переход с GWP_{N₂O}, равного 310, на GWP_{N₂O} 298 привел к уменьшению выбросов от сельскохозяйственных почв и в химической промышленности, но в виду небольшого вклада этих категорий в суммарный выброс, их незначительный рост практически не отразился на оценке национальных нетто-выбросов.

В случае перехода на GWP_{CH₄}=28 в отчетности по Парижскому соглашению следует ожидать роста суммарных национальных нетто выбросов. Если оценивать по последнему на данный момент отчетному году – 2019, то суммарные выбросы в России с учетом ЗИЗЛХ увеличатся на 29,8 млн т. CO₂-эquiv, что составляет 2% от оценок с использованием GWP_{CH₄}=25. При этом выбросы за 1990 год увеличатся на 38,9 млн т. CO₂-эquiv. (или на 1% по сравнению с существующими оценками). В результате сокращение выбросов с учетом ЗИЗЛХ в 2019 году по сравнению с 1990 годом составит 48,3%. По существующим оценкам сокращение нетто-выбросов в 2019 году по сравнению с 1990 годом составляет 48,7%. Без учета сектора ЗИЗЛХ также следует ожидать уменьшение сокращения выбросов в 2019 году по сравнению с 1990 с 32,9% до 32,8%.

При этом выбросы нефтегазовой отрасли при утечках и испарениях могут вырасти на 8%, от ферментации навоза в сельском хозяйстве – на 12%, при обращении с отходами – на 11%.

Если предположить возможность внедрения метрик из Шестого оценочного доклада МГЭИК, то суммарные нетто-выбросы для 2019 года возрастут на 3% по сравнению с существующими оценками. Фугитивные выбросы от операций с нефтью и газом увеличатся на 13%, от ферментации навоза – на 9%, от обращения с отходами – на 8%.

4.2.3 ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДРУГИХ МЕТРИК

Для оценки влияния других, кроме GWP_{100} метрик, использованы, представленные в Пятом и Шестом оценочных докладах МГЭИК, метрики:

- $GWP_{100\text{об}}$ оцененные с учетом обратных связей в климатической системе,
- GWP_{20} с временным горизонтом 20 лет, как наиболее близкие к времени жизни метана в атмосфере,
- потенциалы изменения глобальной температуры (GTP) с различными временными горизонтами.

Применение метрик $GWP_{100\text{об}}$ проанализировано на примере оценок, приведенных в Пятом оценочном докладе [2]. Если при переходе на GWP_{100} из Пятого оценочного доклада, которые сейчас приняты для использования в будущей отчетности по Парижскому соглашению, совокупный национальный выброс ПГ в России увеличивается на 2%, то при использовании $GWP_{100\text{об}}$ с учетом обратных связей климатической системы этот рост уже может составить 8%. Для фугитивных выбросов от операций с нефтью и газом при аналогичных условиях увеличение выбросов составит уже не 8%, а 25%, для выбросов от ферментации навоза – возрастет на 26%, а от обращения с отходами – на 35%.

Среднее время жизни метана в атмосфере, в соответствии с данными Пятого оценочного доклада МГЭИК, составляет 12,4 года, поэтому наибольшее влияние метана на климатическую систему отражается при использовании временного горизонта в 20 лет. Использование GWP_{20} составляющих, по оценкам, приведенным в Пятом оценочном докладе [2], для метана 84, а для закиси азота 264, ожидаемо приведет к значительному росту совокупных выбросов ПГ в России. Для 2019 года этот рост составит 50%.

В материалах Шестого оценочного доклада (гл.7) оценены отдельно GTP для метана, образующегося от ископаемого топлива (82,5) и для метана биогенного происхождения (80,8) [12]. GTP₂₀ для закиси азота оценен в 273, что также меньше, чем в предыдущих докладах МГЭИК. В результате и изменение совокупного нетто-выброса ПГ будет немного меньше, чем при применении метрик Пятого ОД МГЭИК. Ожидаемое увеличение оценки составит для 2019 года 48%.

Наибольшее влияние применение метрик GTP₂₀ оказывает на наиболее чувствительные к выбросам метана категории источников: фугитивные выбросы при операциях с нефтью и газом увеличиваются примерно 1,5 раза, выбросы при ферментации навоза и при обращении с отходами более чем в 2 раза.

Часто обсуждается возможность применения метрик GTP, как наиболее репрезентативных с точки зрения воздействия на основной показатель изменения климата – среднюю глобальную приземную температуру воздуха, ограничение роста которой заложено в целях Парижского соглашения.

ГТР оценивает последствие от выброса в конечный момент временного горизонта, для которого он определяется.

При применении метрик GTP_{100} из Шестого оценочного доклада МГЭИК совокупные нетто-выбросы сокращаются на 18% в 2019 году и на 12% в 1990 году. При этом сокращение выбросов по отношению к 1990 году увеличивается до 51,5%. Фугитивные выбросы в нефтегазовом секторе уменьшаются на 48%, от ферментации навоза на 81%, а от обращения с отходами на 80%.

При применении метрик GTP_{50} из Шестого оценочного доклада МГЭИК совокупные нетто-выбросы сокращаются на 12% в 2019 году и на 8% в 1990 году. При этом сокращение выбросов по отношению к 1990 году увеличивается до 50,8%. Фугитивные выбросы в нефтегазовом секторе уменьшаются на 32%, от ферментации навоза на 59%, а от обращения с отходами на 57%.

4.2.4 ВЫВОДЫ

Применение различных метрик для перевода массовых выбросов в атмосферу отдельных парниковых газов в эквивалент CO_2 сказывается на оценке совокупных выбросов и стоков парниковых газов в России. Переход официальной отчетности в рамках РКИК ООН на уточненные значения потенциалов глобального потепления на 100-летнем временном горизонте (GWP_{100}) в 2017 году привел к увеличению расчетных совокупных нетто-выбросов в атмосферу парниковых газов в России на 2–3% в год. В случае запланированного перехода на обновленные значения в отчетности по Парижскому соглашению в 2024 году, следует также ожидать увеличения расчетных совокупных нетто-выбросов на 1–2%. При этом на 0,4–0,5% уменьшается и расчетное сокращение выбросов по сравнению с базовым 1990 годом. Наибольшее изменение расчетных выбросов происходит в секторах, наиболее чувствительных к выбросам и утечкам метана, это фугитивные выбросы от добычи и операций с углем, нефтью и газом, отрасли сельского хозяйства (особенно процессы, связанные с ферментацией навоза), обращение с отходами (утилизация твердых бытовых отходов и очистка сточных вод). Также увеличиваются выбросы метана в атмосферу при землепользовании, что приводит к уменьшению нетто-поглощений в секторе ЗИЗЛХ. В целом, переход на обновленные значения GWP_{100} незначительно отражается на совокупных для страны выбросах в атмосферу, но изменяет соотношение между вкладом отдельных категорий выбросов и отдельных парниковых газов.

Наиболее чувствительны к воздействию парниковых газов с небольшим временем жизни в атмосфере метрики с временным горизонтом 20–50 лет. При применении GWP_{20} существенно возрастает расчетный вклад метана в

суммарные выбросы в атмосферу парниковых газов, а национальные совокупные нетто выбросы увеличиваются на 40–50%. При этом выбросы в атмосферу от чувствительных к метану источников возрастают в 1,5–1,8 раз для фугитивных выбросов, в 2 и более раз для сельского хозяйства и обращения с отходами. Сокращение совокупных нетто-выбросов по сравнению с 1990 годом уменьшается до примерно 43%.

Потенциал изменения глобальной температуры (GTP) рассчитывается в конечный момент временного горизонта. В случае применения GTP для перевода метана и закиси азота в эквивалент CO_2 расчетные национальные совокупные нетто-выбросы в атмосферу парниковых газов значительно сокращаются. Например, при применении наиболее современных значений GTP_{100} совокупные выбросы в атмосферу парниковых газов в РФ с учетом ЗИЗЛХ для 2019 года сократятся на 18%, а при применении GTP_{50} – на 12%. Сокращение совокупных нетто-выбросов по сравнению с 1990 годом уменьшается до примерно 50%.

В Шестом оценочном докладе МГЭИК [12] рассматривается вариант отдельного анализа короткоживущих и долгоживущих парниковых газов и их воздействия на изменение радиационного форсинга и изменения глобальной температуры.

Выбор метрики выбросов влияет и на количественную оценку чистых нулевых выбросов в атмосферу парниковых газов и, следовательно, на достижение чистых нулевых выбросов парниковых газов при количественной оценке с использованием новых показателей выбросов, ожидается, что приведет к приблизительной стабилизации температуры.

5 РОЛЬ МЕТАНА В ИЗМЕНЕНИИ КЛИМАТА

5.1 ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ГЛОБАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

5.1.1. АТРИБУЦИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

Атрибуция – это оценка вклада одного или нескольких факторов в наблюдаемые изменения или события. В частности, для задач климатологии типичными вопросами могут быть, например, такие: «В какой степени наблюдаемое изменение глобальной температуры вызвано антропогенными изменениями концентрации парниковых газов и аэрозолей или подвержено влиянию естественной изменчивости?» или «Каков вклад изменения климата в наблюдаемые изменения урожайности сельскохозяйственных культур, на которые также влияют изменения в управлении сельским хозяйством?» Изменения в возникновении и интенсивности экстремальных явлений также могут быть атрибутированы, при этом рассматриваются такие вопросы, как: «Увеличили ли антропогенные выбросы парниковых газов вероятность или интенсивность наблюдаемой волны жары?»

Исследования атрибуции служат для оценки и передачи информации о связях, связанных с изменением климата, например, между антропогенным увеличением концентраций парниковых газов и наблюдаемым повышением температуры воздуха или экстремальными погодными явлениями; или между политикой смягчения последствий изменения климата и концентрацией парниковых газов в атмосфере.

Результаты атрибуции явлений тем или иным причинам могут также служить для мониторинга смягчения последствий и оценки эффективности применяемой политики защиты климата, устанавливать достоверность прогнозов изменения Земной системы (ЗС).

Таким образом, эти выводы могут стать основой для принятия решений по смягчению последствий изменения климата, а также для управления рисками и планирования адаптации.

Первым и необходимым шагом при атрибуции является четкое определение атрибутируемого объекта (рис. 5.1.1). За этим следуют составление списка воздействий на этот объект и формулировка гипотезы, связывающей указанные воздействия и состояние объекта. Следующим шагом является четкое определение показателей состояния объекта и оценка качества данных, по которым будет проведена атрибуция.

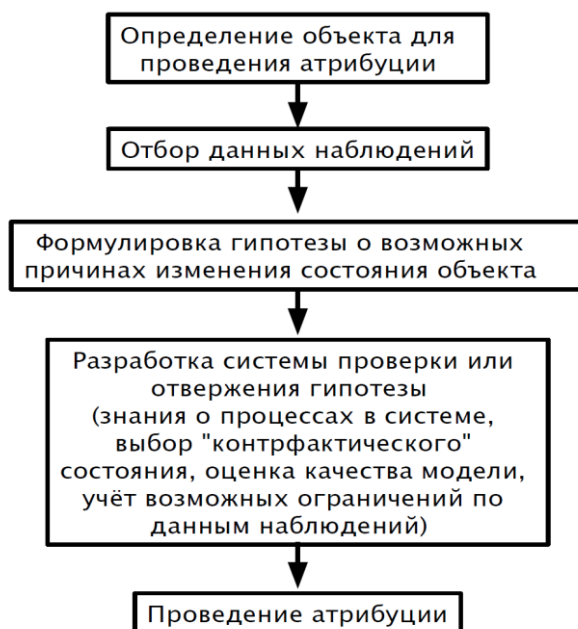


Рисунок 5.1.1 – Основные шаги построения атрибуции

Существует ряд подходов к проведению атрибуции. В физических и биологических системах (в том числе в Земной системе) атрибуция часто основывается на понимании механизмов, лежащих в основе наблюдаемых изменений, при использовании численных моделей ЗС. Достоверность атрибуции может быть повышена, если используются несколько независимых подходов к ее проведению.

5.1.2. МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ К ВЫЯВЛЕНИЮ ФАКТОРОВ, ВЛИЯЮЩИХ НА ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА

5.1.2.1. Методы атрибуции, использующие данные наблюдений

В соответствии с результатами, опубликованными в Шестом оценочном докладе Межправительственной группы экспертов по изменению климата (ОДб МГЭИК) [1], в последние годы появились новые методы, позволяющие объяснить изменение вероятности или характеристик погодных или климатических явлений или классов явлений лежащими в их основе факторами. Большая часть таких методов основана на сравнении состояния ЗС, оцененных

с использованием численных моделей при учете тех или иных физических воздействий на ЗС, сравниваются с так называемым «контрфактическим» климатом - климатом без учета таких воздействий. При этом методы атрибуции событий могут иметь вид «сквозных» оценок от климатического воздействия на Земную систему до воздействия на природные или человеческие системы.

Количество исследований атрибуции изменения климата значительно возросло в последние годы, что в целом привело к повышению уровня уверенности в атрибуции причин конкретных воздействий. Атрибуция воздействий различной природы охватывает разнообразный набор качественных и количественных подходов, основанных на экспериментальных подходах, наблюдениях дистанционного зондирования, долгосрочных инструментальных наблюдениях, в сочетании с улучшением понимания процессов и эмпирическим или динамическим моделированием.

«Контрфактический» климат может быть учтен в виде «базового» состояния, которое существовало бы в отсутствие изменения климата. Базовый уровень, как правило, является стационарным и приближается оценками состояния Земной системы в доиндустриальную эпоху. Однако, «контрфактический» климат также может быть нестационарным, так что оценка его параметров проводится с использованием моделей – либо статистических, либо основанных на фундаментальных уравнениях физики. При этом наличие нескольких качественных оценок, взятых вместе, может обеспечить строгую атрибуцию даже в случае недоступности количественных подходов. К ним относятся палеоданные, физиологические и экологические эксперименты, естественные «эксперименты» из очень долгосрочных наборов данных, показывающие последовательную реакцию на одну и ту же климатическую тенденцию/событие, и метод фингерпринтинга в реакциях видов, которые уникальным образом ожидают от изменения климата (например, расширение границ ареала на полюсах и сужение границ экваториального ареала в последовательном порядке по всему миру).

Мета-анализ ответов видов/экосистем, проведенный с широким географическим охватом, также дает глобальный и согласованный сигнал об изменении климата в соответствующем масштабе для отнесения к антропогенному изменению климата.

5.1.2.1.1 Методы атрибуции, основанные на регрессии между параметрами состояния Земной системы

Методы атрибуции, основанные на регрессии между параметрами состояния Земной системы, также известные как методы фингерпринтинга, широко используются для обнаружения изменений климата и отнесения этих изменений

к различным внешним факторам. Первоначально эти методы применялись для обнаружения изменений глобальной температуры поверхности, а затем были распространены на другие климатические переменные в различных временных и пространственных масштабах.

Эти подходы основаны на многомерной линейной регрессии и предполагают, что наблюдаемое изменение состоит из линейной комбинации внешних сигналов с вкладом внутренней изменчивости. Это предположение в целом справедливо для крупномасштабных переменных.

Регрессоры – это ожидаемые пространственно-временные модели отклика на различные климатические воздействия (фингерпринты), а невязка регрессии характеризует внутреннюю изменчивость. Фингерпринты обычно оцениваются на основе физических моделей климата после пространственно-временного усреднения.

Коэффициент регрессии, значительно отличающийся от нуля, означает, что в наблюдениях обнаружено заметное изменение. Когда доверительный интервал коэффициента регрессии включает единицу и не равен нулю, величина смоделированных моделью фингерпринтов оценивается как согласующаяся с наблюдениями, подразумевая при этом, что наблюдаемые изменения могут быть частично приписаны определенному воздействию.

Для улучшения соотношения сигнал/шум данные наблюдений и полученные с моделями отклики обычно нормируются на оценку внутренней изменчивости, полученную в результате интегрирования климатической модели. Эта процедура требует оценки обратной ковариационной матрицы внутренней изменчивости, и для ее более надежной оценки были предложены некоторые подходы. Сигнал может быть ошибочно обнаружен из-за слишком малого шума, поэтому моделируемую внутреннюю изменчивость необходимо оценивать с использованием консервативных подходов. Внутренняя изменчивость модели Земной системы обычно проверяется путем сравнения модельной дисперсии при постоянной во времени внешней воздействию с наблюдаемой остаточной дисперсией с помощью стандартных математических тестов.

Другой подход к фингерпринтингу использует сходство между наблюдениями и фингерпринтами, в котором ведущая эмпирическая ортогональная функция, полученная из интегрирования ансамбля моделей при учете внешнего воздействия, обычно определяется как фингерпринт. Затем математическими методами строится проекция наблюдений и результатов интегрирования моделей на фингерпринт, чтобы оценить степень сходства пространственной картины с ожидаемым физическим откликом на данное воздействие. Эта проекция дает временной ряд сигнала, который в свою очередь проверяется на внутреннюю изменчивость, оцененную по результатам длительного моделирования с постоянными во времени граничными условиями.

5.1.2.1.2 Другие вероятностные подходы к атрибуции изменений Земной системы

В последнее время получил распространение подход, основанный на предположении об аддитивности отклика на различные воздействия с максимизацией вероятности, оценивающей неопределенность климатической модели на основе существующего ансамбля моделей Земной системы (МЗС). При этом производится проверка, не противоречат ли наблюдения внутренней изменчивости и согласуются ли они с ожидаемым откликом климатических моделей на внешние воздействия различной природы. Варианты этого метода позволяют применять стандартную теорию причинности для обнаружения и атрибуции путем преобразования временного ряда в событие и вычисления вероятности причинности. При этом производится максимизация связанного с воздействием коэффициента причинности. Применение этих подходов к атрибуции крупномасштабных изменений температуры подтверждает доминирующий антропогенный вклад в наблюдаемое глобальное потепление.

5.1.2.1.3 Неопределенность атрибуции изменений климата, связанная с неопределенностью данных наблюдений

В настоящее время используются следующие типы данных для представления климатических изменений:

- непосредственные данные со станций метеорологической сети;
- данные со станций метеорологической сети, интерполированные на регулярную широтно-долготную сетку (так называемые данные оперативного анализа);
- данные реанализа - данные расчетов с моделями численного прогноза погоды, в которых обеспечивается усвоение данных оперативного анализа.

Достоинством первого типа данных является использование непосредственных результатов измерений значений климатических параметров. Указанные массивы проходят контроль качества, что повышает их достоверность. Однако следует иметь в виду, что анализ состояния климата и его изменений не служил целью создания метеорологических станций. Метеорологические станции организовывались с целью обеспечения метеорологической информацией пользователей. Часто данные этих станций непредставительны для крупных регионов. Примером последнего являются многие станции, расположенные в аэропортах, место которого выбирается исходя из соображений авиационной безопасности, а не из соображения репрезентативности метеорологических измерений для региона, в котором

расположен аэропорт. Указанная нерепрезентативность особенно важна для северных регионов с крайне малым количеством метеорологических станций (напр., рис. 2.1 и 2.2 из [2]). Она дополнительно усиливается для гидрологических переменных, для которых характерны относительно малые масштабы пространственной когерентности, которые значительно меньше типичного расстояния между станциями метеорологической сети.

Указанные недостатки частично корректируются для второго типа данных - данных оперативного метеорологического анализа, т.к. в процессе интерполяции проводится коррекция для исключения локальных особенностей (орографии поверхности суши, урбанизации и т.д.). Однако указанные данные часто содержат только основные метеорологические переменные, такие как

- приземная температура (данные HadCRUT, <https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/temperature/>; GISTEMP, <https://data.giss.nasa.gov/gistemp/>);
- осадки (данные GPCP, <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.gpcp.html>).

В большинстве случаев они не содержат данные для ряда других переменных, необходимых для проведения геофизиологических расчетов (например, толщины снежного покрова или баланса радиации на поверхности), в связи с чем для подобных расчетов их необходимо дополнять данными реанализа. Примером последнего является массив данных EU WATCH (http://www.eu-watch.org/data_availability). Кроме того, недостаточное количество станций в отдельные десятилетия приводит к наличию пропусков даже в интерполированных данных оперативного анализа. Дополнительно к этому следует иметь в виду, что все такие массивы данных производятся зарубежными научными центрами и учитывают лишь данные российских метеостанций, прошедших сертификацию Всемирной метеорологической организации (ВМО), число которых составляет примерно треть от полного числа российских метеостанций.

Данные реанализа являются результатом расчетов с детальными моделями прогноза погоды высокого разрешения. Ввиду наличия теоретического предела погодной предсказуемости – около 2 недель – для воспроизведения погодных вариаций, привязанных к конкретным календарным датам, в этих расчетах необходимо усвоение данных наблюдений. В настоящее время это усвоение производится с использованием данных вертикальных профилей температуры, удельной влажности и геопотенциала, полученных по данным оперативного анализа, а также по результатам спутниковых измерений. Важно отметить, что ни приземная температура, ни осадки (параметры, наиболее полно представленные по данным непосредственных метеорологических измерений или по данным оперативного анализа) не используются в качестве переменной усвоения. Как следствие, эти параметры можно использовать для верификации

данных реанализа. Данные реанализа поставляются на регулярной широтно-долготной сетке с временным разрешением до 6 ч. Использование процедуры усвоения обеспечивает хорошее согласие данных реанализа с доступными данными непосредственных метеорологических наблюдений и/или данными оперативного метеорологического анализа. Кроме того, в отличие от уже рассмотренных типов данных, данные реанализа, будучи получены в результатах расчетов с численными моделями прогноза погоды, обеспечивают выполнение фундаментальных физических законов (таких, как законы сохранения энергии, массы или момента импульса), что далеко не всегда справедливо для данных непосредственных метеорологических измерений (ввиду инструментальных ошибок и непредставительности той или иной станции для условий крупного региона, в котором она находится) или данных оперативного метеорологического анализа (ввиду уже указанных причин, а также ввиду возможного недостаточного для проведения пространственной интерполяции количества данных метеорологических измерений). Указанная взаимная согласованность изменения различных переменных играет принципиальную роль в проведении, в том числе, геофизиологических расчетов.

В настоящее время широко используются следующие массивы данных реанализа.

1. Реанализ ERA-40:

Он получен с использованием спектральной модели Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF) со спектральным разрешением T159 и 60 уровнями в атмосфере по вертикали. Как и для реанализа NCEP/NCAR, усвоение данных наблюдений производилось при помощи трехмерного вариационного анализа. Доступны данные для периода с сентября 1957 г. по август 2002 г. с широтно-долготным разрешением $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ и 6-часовым шагом по времени.

2. Реанализ ERA-Interim:

Эти данные являются значительно улучшенным вариантом данных реанализа ERA-40. Для их получения была использована спектральная модель прогноза погоды ECMWF с более высоким горизонтальным пространственным разрешением, чем при получении данных ERA-40 реанализа. Модель характеризуется спектральным разрешением T255 с 60 уровнями в атмосфере по вертикали. Данные оперативного анализа усваивались при помощи четырехмерного вариационного анализа (4D-Var). Доступны данные с января 1979 г. по настоящее время с широтно-долготным разрешением $0,75^{\circ} \times 0,75^{\circ}$ и 6 часовым шагом по времени.

Как следствие, можно выделить следующие особенности данных о климатических показателях, влияющих на качество атрибуции изменений климата по отношению к тем или иным процессам или внешним воздействиям:

- непосредственные данные со станций метеорологической сети: нерегулярность покрытия земной поверхности данными наблюдений, возможная непредставительность этих данных для задач анализа изменения климата;
- данные со станций метеорологической сети, интерполированные на регулярную широтно-долготную сетку (данные оперативного анализа): нерегулярность покрытия земной поверхности данными исходных наблюдений, неопределенность схем коррекции возможной непредставительности исходных данных для задач анализа изменения климата;
- данные реанализа: возможное влияние качества прогностической модели, неоднородность исходных данных наблюдений за состоянием климата, которая способна привести к возникновению ложных трендов.

5.1.2.2. Методы атрибуции, основанные на расчетах с моделями Земной системы

В связи со сложностью и многофакторностью Земной климатической системы прямое выделение вклада различных факторов на происходящие изменения климата является в ряде случаев затруднительным даже при использовании современных статистических методов. Однако соответствующий вклад можно оценить с использованием специальных численных экспериментов с климатическими моделями, в которых учитывается один из факторов (выбранная группа факторов) при подавлении влияния других факторов.

Основным инструментом современного моделирования климата являются модели Земной системы (МЗС; рис. 5.1.2). Ее физическая часть основана на уравнениях Навье-Стокса на вращающейся сфере. В программной реализации эти уравнения либо дискретизируются в сферических координатах, либо представляются в виде суммы сферических функций. Указанные численные подходы составляют **динамическое ядро** – программный блок, описывающий движение воздушных масс (для атмосферы) или водных масс (для океана). Конечное пространственное разрешение дискретизированных уравнений модели или конечное число слагаемых в сумме для сферических функций (также эффективно приводящему к конечному пространственному разрешению) приводят к тому, что часть динамических процессов (например, конвекцию в атмосфере и океане, мезомасштабные атмосферные вихри и большую часть океанических вихрей) невозможно разрешить явно.

Следствием последнего является включение так называемых параметризаций для этих процессов, основанных на теоретических представлениях о них и часто представляющих собой решение задачи для этих процессов, получаемое при ряде дополнительных предположений.

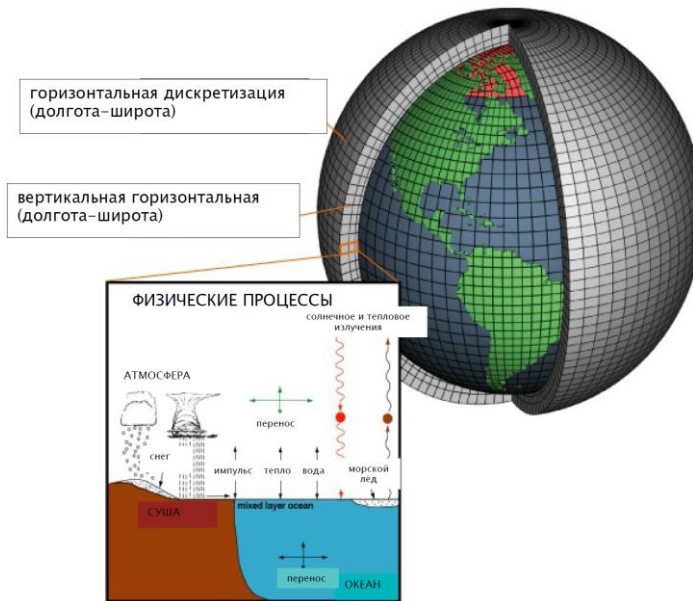


Рисунок 5.1.2 – Общая структура модели Земной системы. Воспроизведено с изменениями по https://ru.wikipedia.org/wiki/Модель_общей_циркуляции

Кроме того, модели содержат подобные параметризации для ряда термодинамических процессов:

- переноса радиации (длинноволновой и коротковолновой) в атмосфере (а иногда и в океане), состоящий из модулей, рассчитывающих спектральные свойства атмосферы и собственно решающих задачу переноса излучения;
- фазовых переходов влаги в атмосфере, состоящий из модулей, рассчитывающий характеристики облачности в атмосфере и образования и выпадения осадков (как жидких, так и твердых).

Наряду с блоками физических и динамических процессов в атмосфере и океане, климатические МЗС содержат также:

- модуль термо- и гидрофизических процессов суши, описывающие образование, модификацию и последующее таяние снежного слоя зимой (при задании выпадения осадков из атмосферы), перенос тепла и влаги в верхнем (как правило, толщиной до 15 м) слое почвы (при этом численно решаются уравнения диффузии тепла в почве и уравнение Ричардса для переноса влаги) с учетом фазовых преобразований влаги, а также турбулентный перенос количества движения, явного тепла и скрытого тепла (испарения) между атмосферой и деятельным слоем почвы;
- модуль образования, переноса и таяния морского льда (потенциально – с учетом его реологии), необходимый как для адекватного описания сезонного

хода климата, так и для построения физических адекватных оценок будущих климатических изменений;

- модули расчета состояния растительности и/или биогеохимических циклов.

Следует отметить общую детализацию МЗС в последние десятилетия и улучшение их пространственного разрешения. Современные модели общей циркуляции способны достаточно детально воспроизводить состояние климата на пространственных масштабах от десятков километров и более и номинальным временным разрешением от получаса.

Согласно [3] для большинства крупномасштабных показателей изменения климата и климатические нормы этих показателей для моделей последнего поколения – фазы 6 Международного проекта сравнения моделей климата (Coupled Models Intercomparison Project, phase 6; CMIP6), значительно улучшился даже по сравнению с моделями предыдущего поколения – CMIP5 (CMIP, phase 5). Это отмечается для глобально осредненной приземной температуры, в том числе и для палеоэпох как с высоким, так и с низким содержанием CO₂. Модели также корректно воспроизводят знак изменения изменений температуры и осадков в большинстве регионов для среднего голоцена.

Однако даже для наиболее современных моделей при этом ввиду указанных ранее особенностей предсказуемости земного климата невозможно требовать от модельных данных точного соответствия состоянию атмосферы в данный момент времени. Это соответствие возможно лишь для статистических характеристик. Именно в таком смысле следует понимать термин «состояние климата».

Кроме того, нелинейность современных климатических моделей приводит к развитию квазиколебательных вариаций в данных интегрирования с такими моделями так называемой естественной изменчивости. Эти квазиколебательные решения часто подобны соответствующим циклическим особенностям земного климата, например, процессу Эль-Ниньо-Южное колебание в тропиках с периодом около 4 лет (наиболее мощному процессу межгодовой изменчивости климата) или Атлантическому междесятилетнему колебанию с периодом около 60 лет.

В свою очередь, естественная изменчивость моделей, будучи достаточно энергетичной на широком спектре временных масштабов, способна приводить к немотонности численных решений во времени даже при монотонном внешнем воздействии на систему (например, при монотонно возрастающей антропогенной нагрузке), особенно значимой на региональном уровне.

Так как уравнения модели общей циркуляции содержат производные по временным и пространственным координатам, то необходимо формулировать начальные и граничные условия, число которых должно быть равно порядку

В связи с этим численные эксперименты с МЗС иногда ставят в ансамблевом виде с немного различающимися между собой начальными условиями с последующей статистической обработкой реализаций с разными начальными условиями. Этот подход полностью соответствует задаче прогноза второго рода - прогноза изменения состояния системы при изменении граничных условий (рис. 5.1.3) [4]. Как уже отмечалось, в качестве граничных условий используются сценарии изменения различных антропогенных и естественных воздействий на климат.

5.1.2.3 Количественный анализ факторов, влияющих на глобальные изменения климата, с использованием модели Земной системы ИФА РАН

Для выявления факторов, влияющих на глобальное изменение климата, были проведены численные эксперименты с моделью Земной системы промежуточной сложности, разработанной в Институте физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (КМ ИФА РАН, рис. 5.1.4) [5–11].

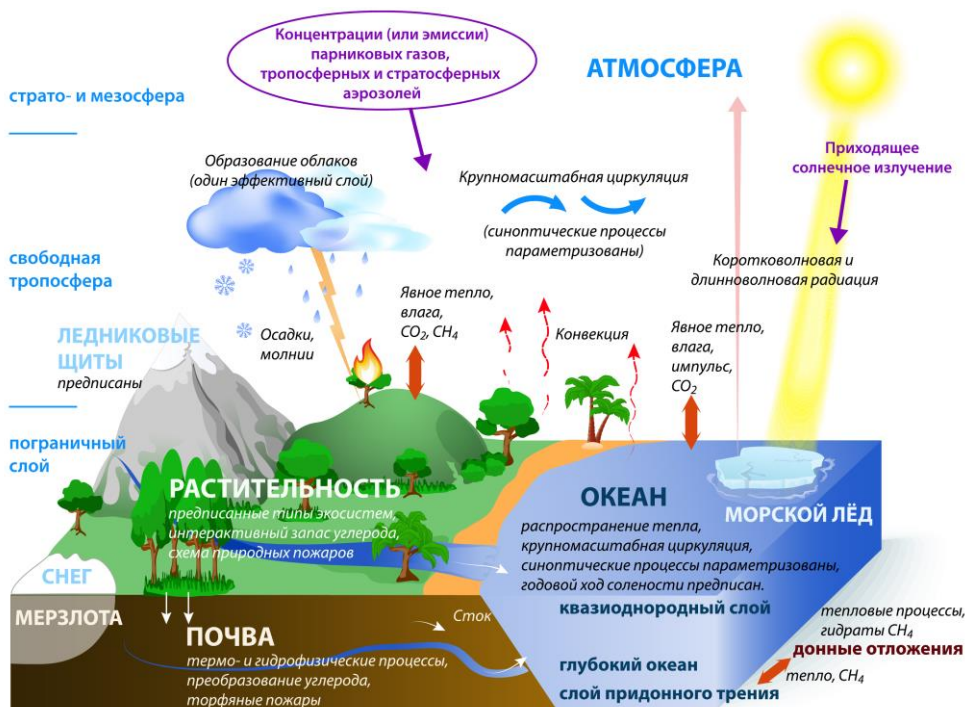


Рисунок 5.1.4 – Общая схема КМ ИФА РАН

Сравнение результатов расчетов с использованием этой модели и данных наблюдений показало, что МЗС ИФА РАН хорошо воспроизводит крупномасштабные характеристики Земной климатической системы. С моделью производятся разнообразные эксперименты по оценке естественной изменчивости климата и его чувствительности к антропогенным воздействиям.

В последнее десятилетие КМ ИФА РАН и отдельные ее компоненты успешно участвуют в международных сравнениях климатических моделей или отдельных их схем (EMIP-CO₂ – Earth System Models of Intermediate Complexity Intercomparison Project-CO₂, AR5 EMIC – Assessment Report 5 Earth System Models of Intermediate Complexity Intercomparison Project, WETCHIMP – Wetland and Wetland CH₄ Intercomparison of Models Project). Достигнута также договоренность об участии в КМ ИФА РАН в ряде проектов сравнения CMIP6 (Coupled Models Intercomparison Project, phase 6); для одного из них – ZECMIP (Zero Emission Carbon Intercomparison Project) – результаты были опубликованы в 2020 г.

Наличие в КМ ИФА РАН современных блоков, описывающих состояние атмосферы, океана, суши и ее более глубоких слоев, а также интерактивный учет цикла углерода обеспечивают достоверность результатов. Специально следует отметить, что КМ ИФА РАН учитывает основные обратные связи в Земной системе. В частности, содержание водяного пара в атмосфере и его влияния на перенос длинно- и коротковолновой радиации, образование облаков и выпадение осадков моделью вычисляются интерактивно.

Численные расчеты с КМ ИФА РАН проводились с учетом:

- Содержания углекислого газа CO₂ в атмосфере в приближении хорошо перемешанного газа (расчет CO2). Значения указанной концентрации были заданы в виде глобальных и годовых средних по условиям численного эксперимента «historical» проекта CMIP6 (<https://www.geosci-model-dev.net/10/2057/2017/gmd-10-2057-2017-supplement.zip>). При этом явно учитывается влияние указанного газа на перенос длинноволновой радиации в атмосфере.

- Содержания метана CH₄ в атмосфере (расчет CH4) при использовании приближений, подобных указанным для расчета CO₂.

- Содержания закиси азота N₂O в атмосфере (расчет N2O) при использовании приближений, подобных указанным для расчета CO₂.

- Совместного изменения метана и закиси азота в атмосфере (расчет CH4, N2O). Необходимость этого расчета связана с существенным перекрытием линий поглощения длинноволновой радиации в атмосфере между указанными газами.

- Содержания тропосферных сульфатов SO₄ (расчет tropSO4). Их общее содержание в столбе атмосферы единичной площади задано по условиям численного эксперимента «historical» проекта CMIP5 (Coupled Models

Intercomparison project, phase 5; <https://tntcat.iiasa.ac.at/RcpDb/download/Aerosols/>) ввиду недоступности указанных данных для проекта СМIP6. Концентрация аэрозолей была вычислена из полного содержания в предположении экспоненциального распределения этой концентрации по вертикали с масштабом высоты 1,8 км. Сульфаты тропосферы рассеивают коротковолновую радиацию в атмосфере.

- Изменения площади сельскохозяйственных угодий – пашен и пастбищ – по данным HYDE-3.2 (History Database of the Global Environment, version 3.2; <ftp://ftp.pbl.nl/hyde/hyde3.2/baseline>) (расчет Agro). В данном расчете изменение площади сельскохозяйственных угодий влияет на альbedo поверхности и, следовательно, на перенос коротковолновой радиации в атмосфере. Эмиссии парниковых газов из-за землепользования при этом не учитываются – их учет выполнен в численном эксперименте CO₂.

- Численность и плотность населения Земли (расчет PopD) по данным HYDE-3.2. Эта переменная влияет на активность природных пожаров за счет влияния плотности на число антропогенных возгораний, а также на подавление возникающих пожаров.

- Изменение интенсивности солнечного излучения (солнечной постоянной) по данным https://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/climate_forcing/solar_variability/steinhilber2009tsi.txt.

- Оптическая толщина вулканических аэрозолей в стратосфере по данным https://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/climate_forcing/volcanic_aerosols/gao2008ivi2/IVI2LoadingLatHeight501-2000_Version2_Oct2012.txt. Ввиду быстрого перемешивания в стратосфере в зональном направлении данные заданы в виде среднемесячных среднезональных полей.

- Все перечисленные выше воздействия (расчет allRF). В дальнейшем этот расчет обозначается как «все РВВ» (радиационные возмущающие воздействия).

Потепление климата в целом сопровождается увеличением осадков (рис. 5.1.5а, 5.1.6а). Это увеличение проявляется в большинстве регионов. Тем не менее, это увеличение либо очень слабо, либо даже сменяется небольшим уменьшением в субтропиках, в том числе в Средиземноморском-Черноморском регионе.

В целом модель реалистично воспроизводит общую структуру изменения поля осадков в XX веке (см. рис. 2.29 из Пятого оценочного доклада МГЭИК [16] и рис. SPM.5с из [3]), но завышает увеличение осадков в областях их роста по наблюдениям и занижает площадь регионов с уменьшением осадков.

Проведенные численные эксперименты позволяют оценить вклад различных воздействий на Земную систему в общее изменение климата, связанное с внешними воздействиями (вынужденный отклик).

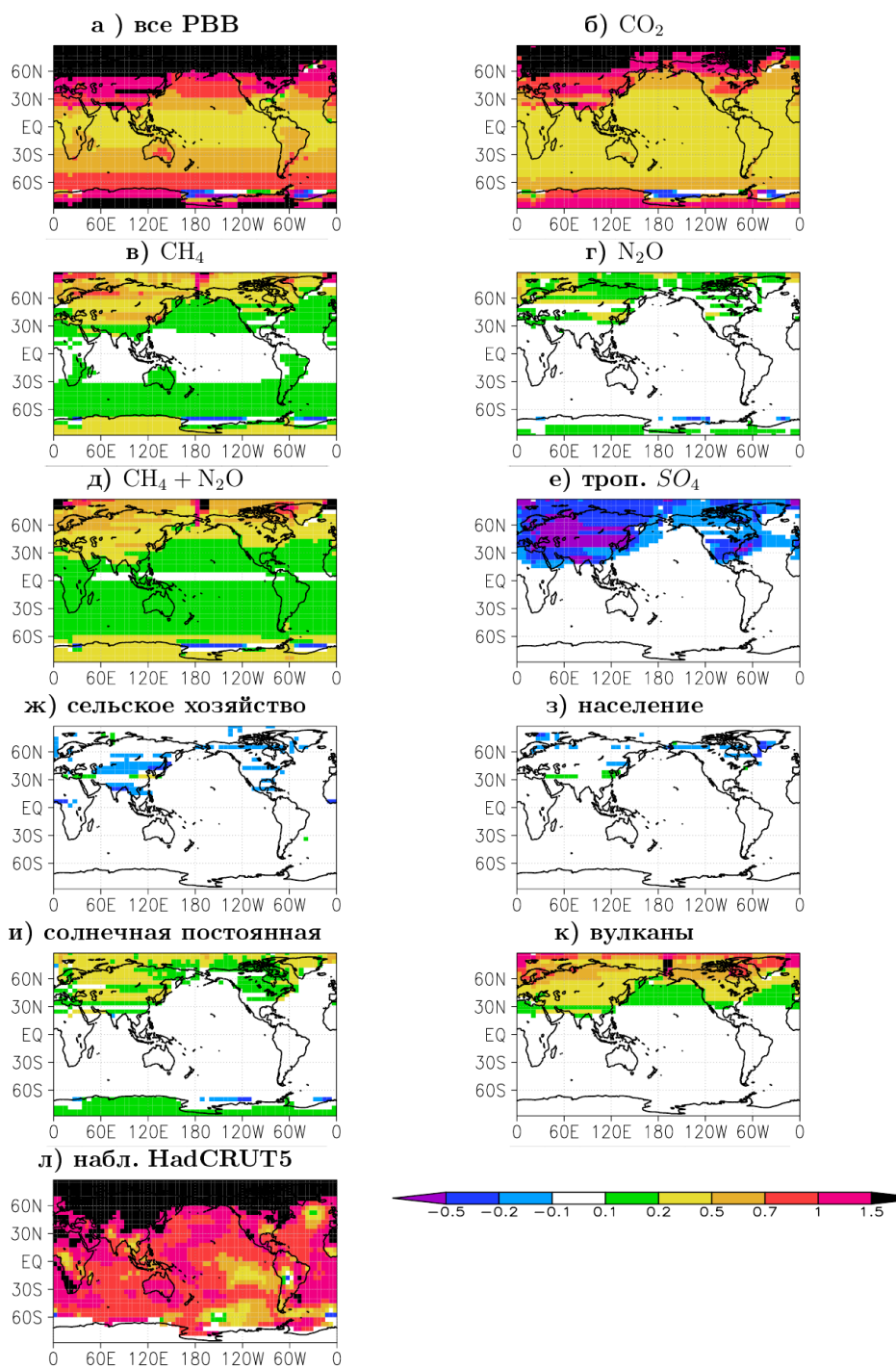


Рисунок 5.1.5 – Изменение приземной температуры ($^{\circ}\text{C}$) в расчетах с КМ ИФА РАН от 1900-1919 гг. до 2000–2019 гг.

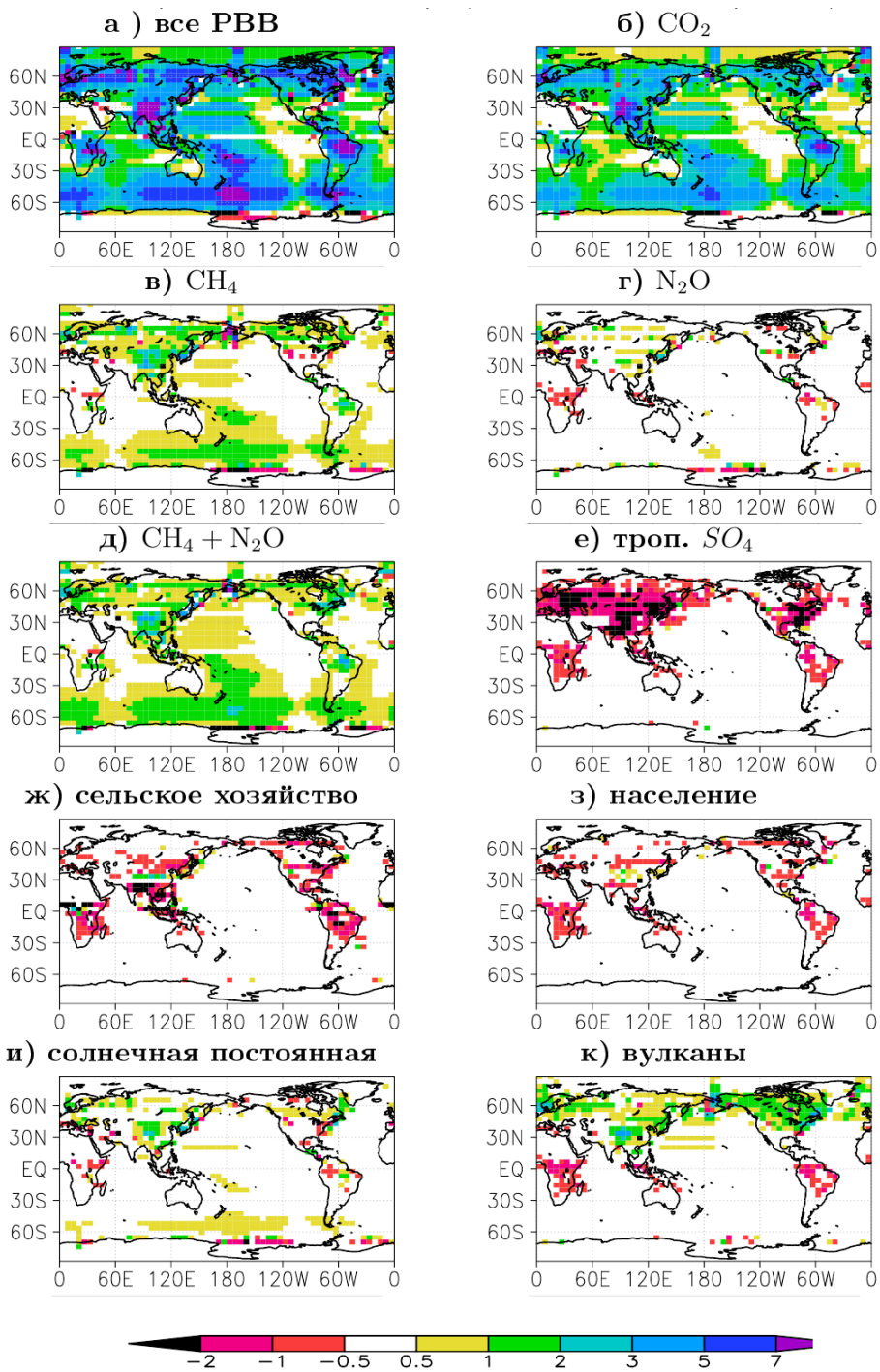


Рисунок 5.1.6 – Подобно см. рис. 5.1.5,
но для годового количества осадков (см/год)

На глобальном уровне и для территории России для приповерхностной температуры и для количества осадков примерно 2/3 вынужденного отклика при современных изменениях климата на вековом масштабе связано с влиянием роста содержания углекислого газа в атмосфере. Следующим по важности внешним фактором (16-21% в зависимости от переменной и выбранной территории для осреднения) является накопление метана в атмосфере. Вклад изменения закиси азота в вынужденный отклик климата в XX веке составляет порядка нескольких процентов. Эти оценки в целом согласуются с результатами ОД6 МГЭИК. Перекрытие линий поглощения для длинноволновой радиации между CH_4 и N_2O приводит к тому, что вынужденный отклик климата на суммарное РВВ этих двух газов оказывается меньше суммы индивидуальных РВВ метана и закиси азота. Не более 10% изменений климата между указанными временными интервалами связано с увеличением притока энергии от Солнца. Наконец, от 13 до 20% потепления и от 4 до 20% увеличения количества осадков связано с ослаблением вулканической активности в первые десятилетия XXI века по сравнению с первыми десятилетиями XX века. Такой относительно большой вклад связан с выбором конкретных временных интервалов: двадцатилетие 1900-1919 гг. характеризовалось очень высоким уровнем вулканической активности, тогда как 2000-2019 гг. полным отсутствием извержений плинианского типа.

Сильнейшим воздействием, компенсирующим антропогенный парниковый форсинг (т.е. замедляющим потепление климата XX века) являются тропосферные (прежде всего антропогенные) аэрозоли. Их вклад в изменение климата равен -11% на глобальном уровне и -22÷25% для России. Вклад аэрозолей в замедление глобального потепления в модели ИФА РАН заметно меньше, чем по оценкам ОД6 МГЭИК. Это связано преимущественно с учетом влияния тропосферных аэрозолей на характеристики облаков (ERFaci) в модели ИФА РАН. Несколько процентов замедления изменений климата связаны с влиянием расширения сельскохозяйственных угодий на альbedo поверхности. Влияние изменения численности населения (проявляющееся в характеристиках активности природных пожаров) на изменения климата мало.

Пространственные особенности изменений температуры в целом подобны между различными типами воздействий, но с масштабированием отклика относительно среднеглобального изменения (рис. 5.1.5). При этом относительный вклад различных внешних воздействий оказывается примерно одинаков в разных регионах земного шара. Во всех случаях отклик наиболее значим над континентами Северного полушария, увеличиваясь при увеличении географической широты. Как следствие, территория Российской Федерации характеризуется высокой чувствительностью к внешним воздействиям. Исключением являются отклики приземной температуры на изменение альbedo поверхности из-за землепользования и на изменение численности населения.

В первом случае этот отклик, с одной стороны, привязан к регионам экстенсивного развития сельского хозяйства в XX веке, с другой – ограничен регионами со значительным зимним снежным покровом. Это указывает, что основным процессом формирования климатического отклика на изменение альbedo поверхности при землепользовании является не само изменение альbedo, а эффект «маскировки» снега древесной и кустарниковой растительностью. Климатический отклик на изменение численности населения нерегулярен географически и в целом мал.

Общее подобие отклика между различными внешними воздействиями отмечается и для количества осадков (рис. 5.1.6). В целом, внешние воздействия, нагревающие климат, способствуют увеличению количества осадков (это является следствием экспоненциального роста влагоемкости атмосферы при увеличении температуры), а охлаждающие – его уменьшению. Однако при этом выделяются регионы тропических континентов, где, в отличие от температуры, охлаждающие климат внешние воздействия приводят к значительному отклику. Кроме того, общий эффект иссушения тропиков отмечается для влияния увеличения плотности населения (это связано с соответствующим влиянием на активность природных пожаров) и на вулканическую деятельность.

На фоне оценок различных внешних воздействий с КМ ИФА РАН необходимы дополнительные оценки вклада потенциально важного фактора – естественной изменчивости климата [17–20]. Согласно [19] вклад этой изменчивости может достигать нескольких десятков процентов от изменений климата в XX веке. С учетом реалистичности воспроизведения вынужденного отклика климата КМ ИФА РАН, вклад естественной изменчивости в изменение климата между 1900–1919 гг. и 2000–2019 гг. как разность между изменением T_g в модели и по наблюдениям составляет около 20%.

Таким образом в специально поставленных численных экспериментах с КМ ИФА РАН выявлен вклад различных внешних воздействий на изменения климата за последнее столетие (определенные как изменения климатических параметров, осредненных между 1900-1919 гг. и 2000-2019 гг.).

Вывод о вкладе накопления метана в атмосфере на глобальные изменения климата в XX веке согласуется с выводом о соответствующем вкладе, равном 17%, сделанном в [21].

5.1.3. ВЫВОДЫ

Представлены оценки роли разных факторов, влияющих на изменения климата, с использованием численных расчетов с КМ ИФА РАН. Согласно полученным результатам, около 2/3 вынужденного отклика климата при

современных изменениях на вековом масштабе (с начала XX века до начала XXI века) связано с влиянием роста содержания углекислого газа в атмосфере. Следующим по важности внешним фактором (16-21% в зависимости от переменной и выбранной территории для осреднения) является накопление метана в атмосфере. Вклад изменения закиси азота в вынужденный отклик климата в XX веке составляет порядка нескольких процентов. Эти оценки в целом согласуются с результатами ОД6 МГЭИК. Вклад, связанный с изменением притока энергии от Солнца, на вековом масштабе времени оценен в пределах 10%. Соответствующий вклад, связанный с вулканической активностью, оценен в диапазоне от 13 до 20% для изменений приповерхностной температуры и от 4 до 20% для изменений количества осадков.

Сильное воздействие, компенсирующее антропогенный парниковый форсинг, связано с тропосферными (прежде всего антропогенными) аэрозолями. Их вклад в изменения климата оценен равным -11% на глобальном уровне и в диапазоне -22÷25% для России. Вклад аэрозолей в замедление глобального потепления в КМ ИФА РАН меньше, чем по оценкам ОД6 МГЭИК, что можно связать с влиянием тропосферных аэрозолей на характеристики облаков.

В целом отмечено, что климат российских регионов характеризуется высокой чувствительностью к различным внешним природным и антропогенным воздействиям, за исключением эффектов влияния на температурный режим изменений альбеда поверхности из-за землепользования и изменения численности населения.

5.2 ОЦЕНКА КЛИМАТИЧЕСКОЙ РОЛИ АНТРОПОГЕННЫХ ВЫБРОСОВ МЕТАНА В СРАВНЕНИИ С ДРУГИМИ ПАРНИКОВЫМИ ГАЗАМИ

По воздействию на глобальную приповерхностную температуру воздуха (GSAT) метан находится на втором месте среди парниковых газов. По оценкам его вклад в увеличение GSAT составляет 0,28 °C по сравнению с 1,01 °C у CO₂, 0,10 °C у N₂O и 0,19 °C у галогенизированных газов.

Также получены оценки сравнительного вклада современных антропогенных эмиссий метана в климатические изменения с использованием потенциалов GWP и GTP на различных временных горизонтах. При использовании 20-летнего GWP современные эмиссии метана сравнимы по вкладу в изменения климата с CO₂. При увеличении временного горизонта сравнительный вклад метана быстро падает, особенно при использовании GTP. Так, при использовании 100-летнего GTP вклад суммарных современных

антропогенных эмиссий метана оценивается всего в 2 раза выше, чем вклад закиси азота, и составляет около 7% от вклада эмиссий CO₂.

Также получены оценки воздействия на климат антропогенных и естественных потоков CO₂ и CH₄ с территории различных стран Северного полушария (Россия, Китай, США, Канада) с учетом изменяющихся фоновых условий в XXI веке с использованием климатической модели Института физики атмосферы имени А.М. Обухова РАН. Согласно полученным результатам, учет изменений климатических условий может сильно повлиять на показатели воздействия различных выбросов парниковых газов на климатическую систему, особенно на больших временных горизонтах при наиболее агрессивных сценариях антропогенного воздействия.

5.2.1 ВВЕДЕНИЕ

Энергетический бюджет на верхней границе атмосферы (ТОА) определяет чистое количество энергии, поступающей в климатическую систему или покидающей ее. Его изменения во времени можно отслеживать, используя:

- спутниковые наблюдения за радиационными потоками в ТОА;
- наблюдения за накоплением энергии в климатической системе;
- наблюдения за поверхностными потоками энергии.

Когда энергетический бюджет ТОА изменяется под воздействием антропогенных или природных причин (радиационное воздействие), климатическая система реагирует потеплением или похолоданием (т.е. система приобретает или теряет энергию). Понимание изменений в энергетических потоках Земли помогает понять основные физические процессы, приводящие к изменению климата. Оно также обеспечивает фундаментальную проверку климатических моделей и их прогнозов.

Для количественной оценки изменения температуры поверхности используется глобальная температура приземного воздуха (GSAT). Общее накопление энергии в системе Земли представляет собой количественную величину глобальных изменений, которая дополняет GSAT, но демонстрирует значительно меньшую изменчивость в межгодовом и десятилетнем масштабах.

Простым способом охарактеризовать поведение множества аспектов климатической системы является их обобщение с помощью метрик глобального масштаба. Метрики эмиссии обычно используются для обобщения относительных эффектов выбросов различных воздействующих на климат агентов, обычно парниковых газов. Они оценивают, как на радиационное воздействие или ключевую климатическую переменную (например, GSAT) влияют выбросы определенного количества газа.

Региональные изменения температуры, осадков и экстремальных климатических явлений хорошо коррелируют с изменениями GSAT в рамках моделей системы Земли (ESM) [1–3]. Несмотря на то, что такое масштабирование имеет важные ограничения, обусловленные, например, локализованными воздействиями, изменениями в землепользовании или внутренней изменчивостью климата, изменения в GSAT объясняют значительную часть межмодельных различий в прогнозах региональных изменений климата в XXI веке.

Эффективный радиационный форсинг, ERF (единицы измерения: Вт/м²), определяет изменение чистого потока энергии через TOA в результате некоторого возмущения (например, изменения концентрации парниковых газов или аэрозолей, входящего солнечного излучения или изменения землепользования). ERF выражается как изменение чистого нисходящего радиационного потока в TOA после корректировки тропосферных и стратосферных температур, водяного пара, облаков и некоторых свойств поверхности, таких как поверхностное альbedo от изменения растительности, которые не связаны с изменением GSAT [4]. Эти корректировки влияют на энергетический баланс TOA и, следовательно, на ERF. Обычно предполагается, что они линейны и аддитивны. Учет таких процессов позволяет получить оценку ERF, которая более репрезентативно отражает реакцию на изменение климата, связанную с форсирующими агентами, чем радиационный форсинг с поправкой на стратосферную температуру (SARF) или мгновенный радиационный форсинг (IRF). Корректировки не зависят от GSAT, тогда как обратные связи характеризуют процессы, зависящие от изменений GSAT. Корректировки обычно происходят на временных масштабах от нескольких часов до нескольких месяцев, а обратные связи реагируют на изменения температуры поверхности океана на временных масштабах от года и более.

Энергетический бюджет Земли охватывает основные потоки энергии, имеющие значение для климатической системы. Практически вся энергия, которая поступает в климатическую систему или покидает ее, попадает в виде излучения на TOA. Энергетический бюджет TOA определяется количеством входящего солнечного (коротковолнового) излучения и исходящего излучения, которое состоит из отраженного солнечного излучения и исходящего теплового (длинноволнового) излучения, испускаемого климатической системой. В устойчивом климате исходящий и входящий радиационные компоненты в основном находятся в долгосрочном глобальном среднем равновесии, хотя все еще существуют колебания вокруг этого сбалансированного состояния, возникающие из-за внутренней изменчивости климата [5, 6]. Однако антропогенное воздействие привело к устойчивому дисбалансу в среднем глобальном радиационном бюджете TOA [7, 8], который является важным

показателем скорости глобального изменения климата [9, 10]. В дополнение к потокам энергии ТОА, энергетический бюджет Земли также включает внутренние потоки энергии в климатической системе, которые характеризуют состояние климата. Энергетический бюджет поверхности состоит из чистого солнечного и теплового излучения, а также нерадиационных компонентов, таких как потоки тепла (в т.ч. скрытого и подземного). Он является ключевым фактором глобального водного цикла, динамики атмосферы и океана, а также целого ряда поверхностных процессов.

5.2.2 КЛИМАТИЧЕСКАЯ РОЛЬ МЕТАНА ПО ДАННЫМ ШЕСТОГО ОЦЕНОЧНОГО ДОКЛАДА МГЭИК

5.2.2.1 Современный радиационный бюджет

Оценки изменений в глобальном энергетическом бюджете дают среднее значение 0,57 (с диапазоном неопределенности $0,43 \div 0,72$) Вт/м² для энергетического дисбаланса Земли за период с 1971 по 2018 год. Оценки для периодов с 1993 по 2018 год и с 2006 по 2018 год дают значительно большее значение 0,72 ($0,55 \div 0,89$) Вт/м² и 0,79 ($0,52 \div 1,06$) Вт/м², соответственно, что соответствует увеличению радиационного воздействия парниковых газов [11]. Для сравнения средний нагрев системы Земли в 2006–2018 годах эквивалентен приблизительно 20-кратному уровню глобального потребления энергии человечеством в 2018 году.

Суммарный ERF системы Земли с 1971 года был положительным (рис. 5.2.1), в основном в результате увеличения концентрации парниковых газов в атмосфере. ERF этих положительных форсирующих агентов был частично компенсирован ERF отрицательных форсирующих агентов – в основном антропогенных аэрозолей. Чистый приток энергии в систему Земли с 1971 года оценивается в 937 ЗДж ($1 \text{ ЗДж} = 10^{21} \text{ Дж}$) с доверительным интервалом $644 \div 1259$ ЗДж.

Эффективный радиационный форсинг (ERF) определяет энергию, полученную или потерянную системой Земли после приложенного возмущения (например, изменения содержания парниковых газов, аэрозолей или солнечного излучения). Он является фундаментальным фактором изменений в энергетическом бюджете ТОА. ERF определяется изменением чистого нисходящего потока излучения в ТОА после адаптации системы к возмущению, но без учета радиационного отклика на изменение температуры поверхности.

ERF удвоения CO₂ от уровня 1750 года (278 ppm) оценивается в $3,93 \pm 0,47$ Вт/м² [11]. Оценка $2 \times \text{CO}_2$ ERF на 0,2 Вт/м² больше, чем при использовании

формулы ОД5 МГЭИК [12] из-за комбинированного воздействия тропосферных корректировок, которые прежде были приняты равными нулю. Концентрация CO_2 увеличилась с 278 ppm в 1750 году до 410 ppm в 2019 году. Историческая оценка ERF от CO_2 пересмотрена в сторону увеличения со значения ОД5 МГЭИК $1,82 \pm 0,38 \text{ Вт/м}^2$ (1750–2011 гг.) до $2,16 \pm 0,26 \text{ Вт/м}^2$ (1750–2019 гг.) в результате сочетания описанных выше изменений ($0,06 \text{ Вт/м}^2$) и роста атмосферных концентраций на 19 ppm в период с 2011 по 2019 год ($0,27 \text{ Вт/м}^2$).

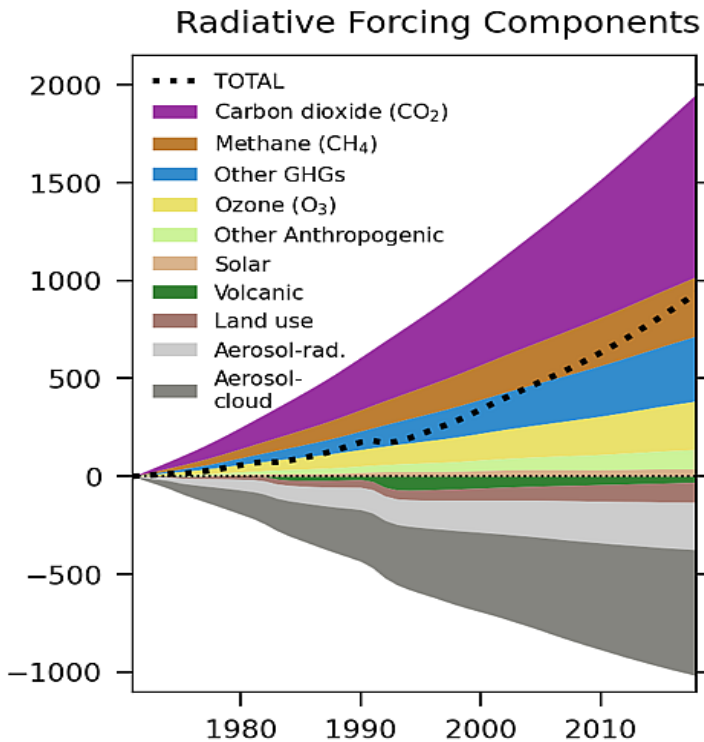


Рисунок 5.2.1 (Вох 7.2 Fig.1e из [11]) – Накопление энергии (10^{21} Дж) в земной климатической системе, связанное с отдельными компонентами радиационного воздействия за индустриальный период по данным ОД6 МГЭИК

Перевод терминов:

- Total – в сумме,
- Carbon dioxide – углекислый газ,
- Methane – метан,
- Other GHGs – другие парниковые газы,
- Ozone – озон,
- Other anthropogenic – другие антропогенные воздействия,
- Solar – изменения солнечной активности,
- Volcanic – вулканы,
- Land use – землепользование,
- Aerosol-rad. – аэрозольно-радиационное взаимодействие,
- Aerosol-cloud – аэрозольно-облачное взаимодействие.

Оценки величины радиационного форсинга метана существенно изменились по сравнению с ОД5 МГЭИК благодаря обновлению спектроскопических данных и включению коротковолнового поглощения (Etminan et al., 2016). Неопределенность в коротковолновом компоненте приводит к более высокой неопределенности радиационного моделирования, чем для CO_2 .

В сочетании с неопределенностью в корректировках это дает общую неопределенность ERF метана в $\pm 20\%$. Концентрация CH_4 увеличилась с 729 ppb в 1750 году до 1866 ppb в 2019 году. Историческая оценка ERF из ОД5 МГЭИК в $0,48 \pm 0,10 \text{ Вт/м}^2$ (с 1750 по 2011 год) пересмотрена до $0,54 \pm 0,11 \text{ Вт/м}^2$ (с 1750 по 2019 год) в данной оценке в результате сочетания пересмотра спектроскопической радиационной эффективности ($+0,12 \text{ Вт/м}^2$), корректировки ($-0,08 \text{ Вт/м}^2$) и роста концентрации CH_4 в атмосфере на 63 ppb с 2011 по 2019 год ($+0,03 \text{ Вт/м}^2$).

Увеличение количества метана в атмосфере приводит к образованию тропосферного озона и росту количества стратосферного водяного пара, поэтому суммарный эффект от атрибуции этих воздействий к эмиссии метана больше, чем эффект непосредственно от концентрации самого метана.

Концентрация закиси азота увеличилась с 270 ppb в 1750 году до 332 ppb в 2019 году. Историческая оценка ERF от N_2O пересмотрена в сторону увеличения с $0,17 \pm 0,06 \text{ Вт/м}^2$ (1750–2011 гг.) в ОД5 МГЭИК до $0,21 \pm 0,03 \text{ Вт/м}^2$ (1750–2019 гг.) в данной оценке, из которых $0,02 \text{ Вт/м}^2$ обусловлено увеличением концентрации на 7 ppb и $0,02 \text{ Вт/м}^2$ – тропосферной корректировкой. Увеличение содержания закиси азота приводит к разрушению озона в верхней стратосфере, что вносит положительный вклад в ERF.

Тропосферные поправки на хлорфторуглероды (CFCs), в частности, CFC-11 и CFC-12, были оценены как $13 \pm 10\%$ и $12 \pm 14\%$ соответственно (Hodnebrog et al., 2020). Таким образом, оценочная поправка на CFCs обладает высокой неопределенностью и составляет $12 \pm 13\%$. Расчеты для других галогенизированных газов не проводились, поэтому для них корректировки в ОД6 МГЭИК принимаются равными $0 \pm 13\%$ с низкой степенью достоверности. Общая неопределенность в ERF галогенизированных соединений оценивается в 19% и 26% в зависимости от времени жизни для газов в атмосфере больше и меньше 5 лет соответственно.

ERF от CFCs медленно уменьшается, но это компенсируется увеличением форсинга от заменяющих газов (HCFCs и HFCs). ERF от HFCs увеличился на $0,028 \pm 0,05 \text{ Вт/м}^2$. Таким образом, общий ERF от галогенизированных соединений увеличился с $0,360 \pm 0,036 \text{ Вт/м}^2$ (ОД5 МГЭИК) до $0,408 \pm 0,078 \text{ Вт/м}^2$. Из них $0,034 \text{ Вт/м}^2$ обусловлено увеличением радиационной эффективности и тропосферных корректировок, а $0,014 \text{ Вт/м}^2$ – увеличением атмосферных концентраций.

5.2.2.2 Радиационный форсинг метана по сравнению с другими парниковыми газами

ERF парниковых газов в период с 1750 по 2019 год оценивается в $3,32 \pm 0,29$ Вт/м². Он увеличился на $0,59$ Вт/м² по сравнению с ОД5 МГЭИК (базисный год 2011). В основном это произошло за счет увеличения концентрации CO₂ с 2011 года ($0,27 \pm 0,03$ Вт/м²), а эффект увеличения концентрации CH₄, N₂O и галогенизированных соединений составил $0,02$, $0,02$ и $0,01$ Вт/м² соответственно (табл. 5.2.1). Изменения в радиационной эффективности (включая корректировки) CO₂, CH₄, N₂O и галогенизированных соединений увеличили ERF дополнительно на $0,15$ Вт/м² по сравнению со значениями ОД5 МГЭИК.

Таблица 5.2.1 – Атмосферное содержание и ERF [Вт/м²] для основных парниковых газов (на основе [11])

Парниковые газы	Атмосферная концентрация			ERF по отношению к 1750 г.	
	2019	2011	1750	2019	2011
CO ₂ (ppm)	409,9	390,5	278,3	2,156	1,882
CH ₄ (ppb)	1866,3	1803,3	729,2	0,544	0,521
N ₂ O (ppb)	332,1	324,4	270,1	0,208	0,184
CFCs				0,276	0,289
HCFCs				0,061	0,053
HFCs				0,040	0,022
Все галогенизированные газы				0,408	0,394
Всего				3,317	2,981

Нужно обратить внимание, что приведенные ERF не включают химическое воздействие парниковых газов на производство или разрушение озона или образование аэрозолей. Вклад изменений концентрации метана в атмосфере в суммарный ERF парниковых газов с 1750 года составляет около 16%, таким образом, он является вторым по этому показателю парниковым газом после CO₂ (65%) и его ERF сравним с суммой всех остальных парниковых газов.

На рис. 5.2.2 показаны оценки ERF с 1750 по 2019 год для изменений концентрации различных форсирующих агентов. Общий антропогенный ERF за индустриальную эпоху (1750–2019 гг.) оценивается в $2,72$ ($1,96$ – $3,48$) Вт/м². Это на $0,43$ Вт/м² больше, чем оценка, сделанная в ОД5 МГЭИК [12] для периода 1750–2011 гг.

В таблице 5.2.2 приведены изменения ERF парниковых газов между оценочными докладами МГЭИК в результате роста их концентраций, изменения

оценок радиационной эффективности и включения тропосферных коррекций. Как видно из приведенных данных, значимость метана по оценкам несколько снижается.

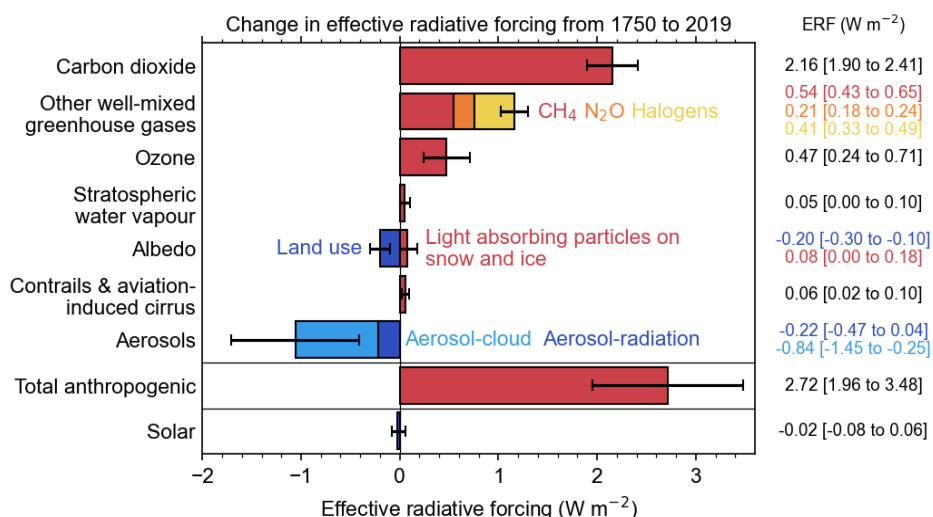


Рисунок 5.2.2 (Fig. 7.6 из [11]) – Изменение эффективного радиационного воздействия [Вт/м²] с 1750 по 2019 год с учетом основных факторов воздействия по данным ОД6 МГЭИК. Также приведены (5-95%) доверительные интервалы оценок. Вулканическое воздействие не показано из-за эпизодического характера вулканических извержений

Перевод терминов:

- Carbon dioxide – углекислый газ,
- Other well-mixed greenhouse gases – другие хорошо перемешанные парниковые газы,
- Ozone – озон,
- Stratospheric water vapour – стратосферный водяной пар,
- Albedo – альbedo,
- Contrails & aviation-induced cirrus – конденсационные следы и облака, вызванные авиаперелетами,
- Aerosols – аэрозоли,
- Aerosol-cloud – аэрозольно-облачное взаимодействие,
- Aerosol-radiation – аэрозольно-радиационное взаимодействие,
- Total anthropogenic – суммарный антропогенный форсинг,
- Solar – изменения солнечной активности.

Для сравнения изменений форсинга с историческим изменением температуры полезно использовать более длительные периоды усреднения. Изменение в ERF со второй половины XIX века (1850–1900) по сравнению с недавним периодом (2006–2019) составляет 2,20 (1,53–2,91) Вт/м², из которых 1,71 (1,51–1,92) Вт/м² обусловлено CO₂.

Таблица 5.2.2 – Сводная таблица оценок ERF парниковых газов для ОГ6 и сравнение с четырьмя предыдущими оценочными докладами МГЭИК

	Глобальный средний ERF [Вт/м ²]				
	ОД2 (1750–1993)	ОД3 (1750–1998)	ОД4 (1750–2005)	ОД5 (1750–2011)	ОД6 (1750–2019)
CO ₂	1,56 (1,33–1,79)	1,46 (1,31–1,61)	1,66 (1,49–1,83)	1,82 (1,63–2,01)	2,16 (1,90–2,41)
CH ₄	0,47 (0,40–0,54)	0,48 (0,41–0,55)	0,48 (0,43–0,53)	0,48 (0,43–0,53)	0,54 (0,43–0,65)
N ₂ O	0,14 (0,12–0,16)	0,15 (0,14–0,16)	0,16 (0,14–0,18)	0,17 (0,14–0,20)	0,21 (0,18–0,24)
Галогенизи- рованные газы	0,26 (0,22–0,30)	0,36 (0,31–0,41)	0,33 (0,30–0,36)	0,36 (0,32–0,40)	0,41 (0,33–0,49)

5.2.2.3 Вклад парниковых газов в изменения температуры

Расчетный вклад парниковых газов в изменение глобальной приземной температуры воздуха в 2019 году относительно 1750 года показан на рис. 5.2.3. Эти оценки были получены с использованием временных рядов ERF этих газов, рассчитанных на основании изменения их концентрации в атмосфере.

Указанные временные ряды ERF объединены с двухслойным эмулятором с использованием выборки Монте-Карло из 2237 членов как для неопределенности форсинга (путем выборки диапазонов ERF), так и для неопределенности климатического отклика. Суммарное потепление модели за исторический период соответствует оценке исторического увеличения GSAT с 1850–1900 по 1995–2014 годы на 0,85 (0,67–0,98) °C и изменению запаса тепла в океане с 1971 по 2018 годы.

Таким образом, получена разбивка тренда GSAT на компоненты, связанные с различными механизмами воздействия, которая согласуется с общим изменением GSAT. В модели предполагается отсутствие вариаций параметра обратной связи в зависимости от механизма воздействия и вариации эффективного параметра обратной связи (ECS) в течение исторического периода.

На рис. 5.2.3 показаны две оценки неопределенности.

Пунктирная линия показывает вклад неопределенности ERF, использующей наилучшую оценку реакции климата с ECS 3,0 °C.

Сплошная линия – это общая неопределенность климатического отклика с учетом неопределенности ECS.

Неопределенность в исторических вкладах температуры для различных форсирующих агентов в основном обусловлена неопределенностью в ERF,

однако для хорошо перемешанных парниковых газов (включая метан) доминирует неопределенность климатического отклика, поскольку их ERF относительно хорошо известен.

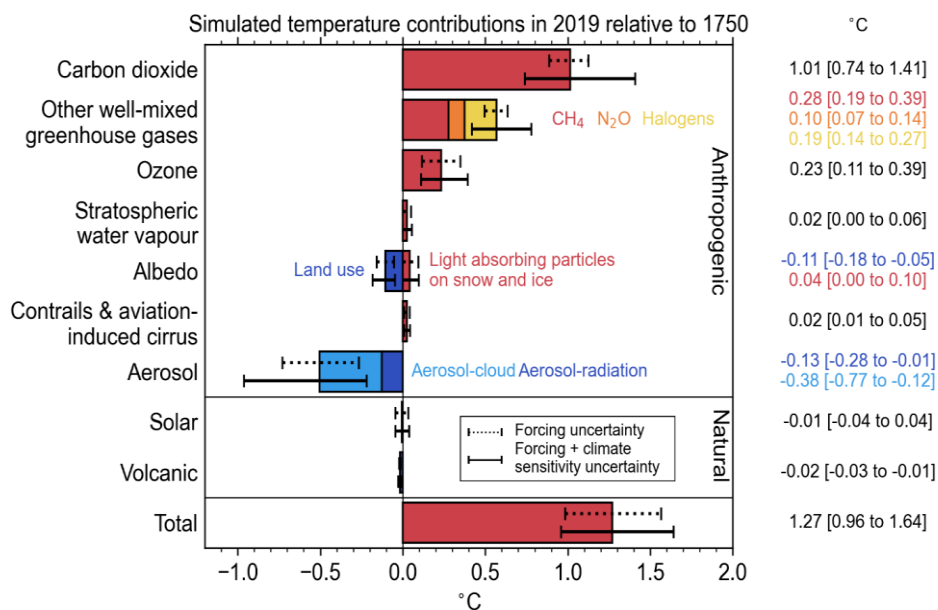


Рисунок 5.2.3 (Fig. 7.7 из [11]) – Рассчитанное изменение GSAT [°C] в 2019 году по отношению к 1750 году, связанное с основными антропогенными и природными факторами воздействия по данным ОДб МГЭИК. Также приведены (5–95%) доверительные интервалы оценок, при этом пунктиром указан разброс, связанный только с неопределенностью радиационного форсинга (см. рис. 5.2.2), а сплошными линиями – итоговый разброс с учетом неопределенности климатического отклика

Перевод терминов:

- Carbon dioxide – углекислый газ,
- Other well-mixed greenhouse gases – другие хорошо перемешанные парниковые газы,
- Ozone – озон,
- Stratospheric water vapour – стратосферный водяной пар,
- Albedo – альbedo,
- Contrails & aviation-induced cirrus – конденсационные следы и облака, вызванные авиаперелетами,
- Aerosols – аэрозоли,
- Aerosol-cloud – аэрозольно-облачное взаимодействие,
- Aerosol-radiation – аэрозольно-радиационное взаимодействие,
- Solar – изменения солнечной активности,
- Forcing uncertainty - неопределенность радиационного форсинга,
- Forcing + climate sensitivity uncertainty – общая неопределенность радиационного форсинга и климатического отклика,
- Total – суммарное изменение GSAT.

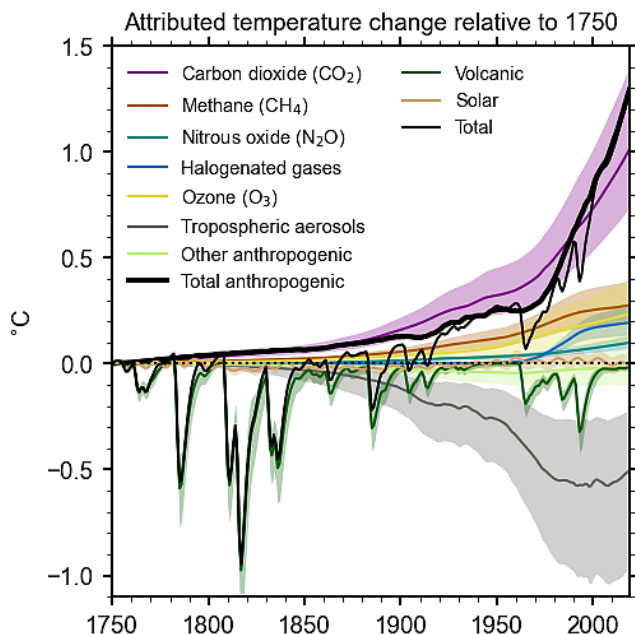


Рисунок 5.2.4 (Fig. 7.8 из [11]) – Рассчитанное изменение GSAT [°C] с 1750 года, связанное с основными антропогенными и природными факторами воздействия, по данным ОД6 МГЭИК. Также приведены (5–95%) доверительные интервалы оценок

Перевод терминов:

- Carbon dioxide – углекислый газ,
- Methane – метан,
- Nitrous oxide – закись азота,
- Halogenated gases – галогенизированные парниковые газы,
- Ozone – озон,
- Tropospheric aerosols – тропосферные аэрозоли,
- Other anthropogenic – другие антропогенные воздействия,
- Total anthropogenic – суммарное антропогенное воздействие,
- Volcanic – вулканы,
- Solar – изменения солнечной активности,
- Total – суммарное изменение GSAT.

Общее антропогенное изменение GSAT за период 1750–2019 гг. составляет 1,29 (1,00–1,65) °C. Рассчитанное изменение GSAT в целом состоит из потепления от парниковых газов на 1,58 (1,17–2,17) °C, потепления от изменений содержания озона в атмосфере на 0,23 (0,11–0,39) °C и охлаждения на -0,50 (-0,22 ÷ -0,96) °C от аэрозольных эффектов. Аэрозольное охлаждение имеет значительную региональную и временную зависимость, но за последние 20 лет его среднее глобальное значение несколько снизилось (рис. 5.2.4). Существует

также вклад в $-0,06$ (от $-0,15$ до $+0,01$) $^{\circ}\text{C}$ от изменений альbedo поверхности, в котором доминирует изменение землепользования. Изменения солнечной и вулканической активности, по оценкам, вместе внесли небольшой вклад в изменение температуры на $-0,02$ (от $-0,06$ до $+0,02$) $^{\circ}\text{C}$ за рассматриваемый период.

Суммарное (антропогенное плюс природное) увеличение GSAT между 1850–1900 и 2010–2019 годами по модельным оценкам составляет $1,14$ ($0,89$ – $1,45$) $^{\circ}\text{C}$, по сравнению с оценкой $1,06$ ($0,88$ – $1,21$) $^{\circ}\text{C}$ [13]. Модельный климатический отклик немного сильнее, чем наблюдения, и имеет больший диапазон неопределенности. Это связано с тем, что модельный отклик подстроен под внешние ограничения по нескольким линиям, только одной из которых является GSAT. Большой диапазон неопределенности в эмулированном GSAT, по сравнению с наблюдениями, отражает неопределенности в климатическом отклике и ERF (особенно аэрозольном ERF), которые определяют модельный отклик GSAT.

На рис. 5.2.4 представлены модельные оценки изменений GSAT с использованием временных рядов ERF для отдельных факторов воздействия на климатическую систему.

Показано, что для большей части исторического периода долгосрочный тренд GSAT, полученный с помощью эмулятора, близко следует за вкладом CO_2 . Оценка GSAT от воздействия парниковых газов, не относящихся к CO_2 , и озона, в среднем по миру примерно нивелируется тенденцией уменьшения GSAT под воздействием аэрозолей. Однако, с 1980 года аэрозольное охлаждение стабилизировалась и, возможно, тренд развернулся, поэтому в течение последних нескольких десятилетий потепление происходило более быстрыми темпами, чем ожидалось только от CO_2 . На протяжении всего рассматриваемого периода, но особенно до 1930 года, периоды вулканического похолодания превосходят десятилетнюю изменчивость. Вклад метана в изменения GSAT по модельным оценкам с конца XIX века уступает только CO_2 и аэрозолям.

5.2.2.4 Оценки вклада эмиссии парниковых газов в изменения климата

Метрические показатели эмиссии сравнивают радиационное воздействие, изменение температуры или другие климатические эффекты, возникающие в результате выбросов CO_2 по сравнению с выбросами не связанных с CO_2 радиационных факторов (таких как CH_4 или N_2O). Они обсуждались в МГЭИК с момента выхода первого оценочного доклада и используются как средство перевода выбросов и поглощений различных газов на общую шкалу (« CO_2 -

эквивалент»). ОД5 включает тщательную оценку распространенных метрик импульсных выбросов и того, как они связаны с различными показателями будущего изменения климата [12]. Наиболее часто, как отмечалось выше в подр. 4.1, используется потенциал глобального потепления (GWP), который оценивает вклад радиационного воздействия после идеализированного импульсного (однократного) выброса в течение выбранного временного горизонта, или потенциал изменения глобальной температуры (GTP), который рассматривает вклад выброса в глобальную среднюю температуру в определенное время после выброса. Еще одной метрикой является потенциал глобального изменения осадков (GPP), используемый для количественной оценки изменения осадков на единицу массы выбросов данного форсирующего агента [14]. В качестве примера использования в Парижском соглашении утверждено, что для представления данных о совокупных выбросах и абсорбции парниковых газов, выраженных в CO₂-эквиваленте, используются значения потенциала глобального потепления (GWP) с временным горизонтом 100 лет из ОД5 МГЭИК. Также могут использоваться другие метрики (например, GTP) для представления дополнительной информации о совокупных выбросах и поглощении парниковых газов, выраженных в CO₂-эквиваленте.

После ОД5 улучшенные знания о радиационных свойствах, времени жизни и других характеристиках выброшенных видов и реакции климатической системы привели к обновлению численных значений ряда метрик (см. табл. 5.2.3). Другой ключевой разработкой является набор метрик, которые сравнивают последствия импульсного выброса CO₂ (как рассматривается в GWP и GTP) со ступенчатыми изменениями эмиссий короткоживущих компонентов (при этом учитываются тренды выбросов). GWP* (включающий и импульсный компонент) и комбинированный потенциал глобального изменения температуры (CGTP), позволяют построить практически линейную зависимость между изменением глобальной температуры поверхности и кумулятивными выбросами CO₂ и CO₂-эквивалента как короткоживущих, так и долгоживущих факторов климатического форсинга [15, 16]. Например, температурный отклик на устойчивое сокращение выбросов метана имеет схожее поведение с температурным откликом на импульсное удаление CO₂ (или предотвращение выбросов).

Метрики эмиссий являются функциями времени, поскольку обычно физические эффекты достигают пика и затем уменьшаются в период после импульсного выброса по мере распада избыточной концентрации парникового газа. Поэтому значение метрики может сильно зависеть от рассматриваемого временного горизонта. На все относительные метрики (GWP, GTP и т.д.) также влияет временная изменчивость потенциала CO₂ в знаменателе. Мгновенные или «endpoint» показатели количественно оценивают изменения (в радиационном форсинге, глобальной температуре поверхности, среднем глобальном уровне

моря) в определенный момент времени после выброса. Они могут быть уместны, когда цель состоит в том, чтобы не превысить фиксированный целевой показатель, такой как температура или уровень повышения среднего глобального уровня моря в определенный период.

Потенциалы выбросов также могут быть интегрированы с момента выброса. Наиболее распространенным из них является абсолютный потенциал глобального потепления (AGWP), который представляет собой интеграл радиационного форсинга за определенный период. Физический эффект в случае интегрирования может выражаться в единицах градусо-лет или метро-лет для температуры или повышения уровня моря, соответственно. Они могут быть уместны при попытке снизить общий потенциал ущерба, когда эффект зависит от того, в течение какого времени происходит изменение, а не только от того, насколько велико это изменение.

Интегрированные метрики по-прежнему зависят от временного горизонта, хотя для более короткоживущих соединений эта зависимость несколько сглаживается. Как «endpoint», так и интегрированные абсолютные метрические показатели для газов, не относящихся к CO₂, можно разделить на соответствующий показатель для CO₂, чтобы получить относительные метрики выбросов (GWP, GTP).

ERF для фоновых концентраций 2019 года для CO₂, CH₄ и N₂O оценивается в $1,36 \times 10^{-5}$, $3,77 \times 10^{-4}$ и $3,11 \times 10^{-3}$ Вт/м²/ppb соответственно, по сравнению с оценками ОД5 в $1,37 \times 10^{-5}$, $3,63 \times 10^{-4}$ и $3,00 \times 10^{-3}$ Вт/м²/ppb. Для CO₂ увеличение ERF в результате переоценки радиационных свойств и корректировок уравнивается за счет увеличения фоновой концентрации. Для метана в ОД5 МГЭИК [12] было оценено, что вклады от воздействия на озон и стратосферный водяной пар добавляют $50 \pm 30\%$ и $15 \pm 11\%$ к EFR, что эквивалентно $(1,8 \pm 0,7) \times 10^{-4}$ и $(0,5 \pm 0,4) \times 10^{-4}$ Вт/м²/ppb. Согласно ОД6, оценка вклада в радиационную эффективность метана из-за озона составляет $(1,4 \pm 0,7) \times 10^{-4}$ Вт/м²/ppb, на основании 0,14 Вт/м² форсинга от увеличения концентрации метана на 1023 ppb (1850–2014 гг.) [17]. Вклад стратосферного водяного пара составляет $(0,4 \pm 0,4) \times 10^{-4}$ Вт/м²/ppb, исходя из 0,05 Вт/м² радиационного форсинга от изменения атмосферного содержания метана на 1137 ppb (1750–2019 гг.).

Показатели выбросов для отдельных соединений представлены в табл. 5.2.3. Вклад в образование CO₂ учитывается для метана в зависимости от того, происходит ли он из ископаемого углерода, поэтому метан из источников ископаемого топлива имеет несколько более высокие метрические значения выбросов, чем метан из других источников. На рис. 5.2.5 представлены диаграммы относительного вклада в изменения климата основных антропогенных эмиссий парниковых газов (CO₂, CH₄, N₂O) с использованием метрических показателей из табл. 5.2.3.

Таблица 5.2.3 – Показатели эмиссии для отдельных парниковых газов: потенциал глобального потепления (GWP), потенциал изменения глобальной температуры (GTP)

	Время жизни [годы]	ERF [Вт/м ² /ppb]	GWP-20	GWP-100	GWP-500	GTP-50	GTP-100
CO ₂		1,33±0,16·10 ⁻⁵	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
Ископаемый CH ₄	11,8 ±1,8	5,7 ± 1,4·10 ⁻⁴	82,5±25,8	29,8 ±11	10,0 ±3,8	13,2 ±6,1	7,5 ±2,9
Остальной CH ₄	11,8 ±1,8	5,7 ± 1,4·10 ⁻⁴	80,8±25,8	27,2 ±11	7,3 ±3,8	10,3 ±6,1	4,7 ±2,9
N ₂ O	109 ±10	2,8 ± 1,1·10 ⁻³	273 ±118	273 ±130	130 ±64	290 ±140	233 ±110
HFC-32	5,4 ±1,1	1,1 ± 0,2·10 ⁻¹	2693±842	771 ±292	220 ±87	181 ±83	142 ±51
HFC-134a	14,0 ±2,8	1,67±0,32·10 ⁻¹	4144 ±1160	1526 ±577	436 ±173	733 ±410	306 ±119
CFC-11	52,0±10,4	2,91±0,65·10 ⁻¹	8321 ±2419	6226±2297	2093 ±865	635 ±2342	353 ±1511
PFC-14	50000	9,89±0,19·10 ⁻²	5301 ±1395	7380±2430	10587±3692	766 ±2464	905 ±3128

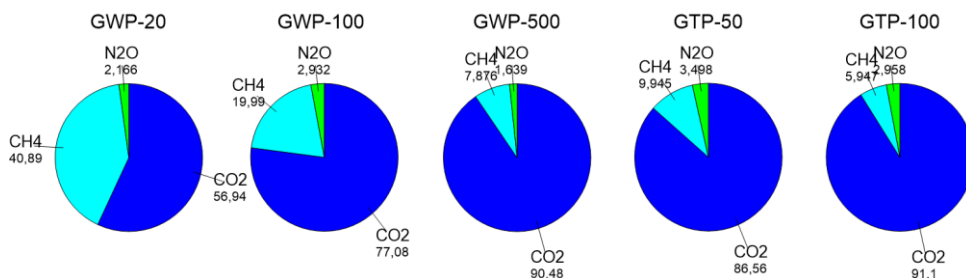


Рисунок 5.2.5 – Относительный вклад антропогенных эмиссий основных парниковых газов в изменения климата при использовании различных потенциалов. Цифрами указаны проценты от суммарного вклада CO₂, CH₄ и N₂O

В расчете учитывались центральные оценки для суммарных антропогенных выбросов в 2008–2017 гг.: CO₂ – 9,6 Pг C/год, CH₄ – 356 Tг CH₄/год и N₂O – 7,3 Tг N/год. На коротких временных интервалах вклад антропогенных эмиссий CH₄ сравним с CO₂, но при увеличении горизонта быстро падает. Вклад N₂O, в свою очередь, сравнительно небольшой, но от временного интервала зависит меньше и при использовании 100-летнего GTP сравним с вкладом метана.

5.2.3 КЛИМАТИЧЕСКАЯ РОЛЬ АНТРОПОГЕННЫХ И ПРИРОДНЫХ ЭМИССИЙ МЕТАНА И УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА ПО РАСЧЕТАМ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ СИСТЕМЫ ИФА РАН

Детальный и всесторонний анализ влияния изменений углеродного цикла в климатической системе Земли требует, помимо прочего, адекватного учета

углеродного баланса бореальных лесов, водно-болотных угодий и других экосистем. Это особенно актуально в связи с Парижским соглашением (2015) Рамочной конвенции ООН об изменении климата, касающимся проблем сокращения выбросов парниковых газов и соответствующей адаптации на национальном уровне [18].

Для количественной оценки относительного и абсолютного вклада в изменение климата выбросов различных парниковых газов, а также выбросов из разных регионов, стран или отдельных источников можно использовать различные показатели. Они служат для оценки различных эффектов (таких как изменения температуры или уровня моря) на разных временных горизонтах. Климатический эффект выбросов может быть оценен для конкретного момента или интегрирован в заданный временной интервал. Наиболее распространенные показатели основаны на радиационном форсинге (ERF) [19, 20], который используется для сравнения вклада в изменение средней глобальной температуры поверхности различных факторов, влияющих на радиационный баланс Земли.

В Рамочной конвенции ООН об изменении климата, Киотском протоколе и Парижском соглашении для определения относительной роли антропогенных выбросов различных парниковых газов используются 100-летние потенциалы глобального потепления (GWP), рассчитанные как интеграл радиационного воздействия на 100-летний временной горизонт.

В тоже время, цели климатической политики обычно формулируются как некоторые заданные температурные пороги, которых необходимо избежать, например, предел повышения глобальной температуры на 2°C , обозначенный в Копенгагенском соглашении (2009), или даже $1,5^{\circ}\text{C}$, как указано в Специальном докладе Межправительственной группы экспертов по изменению климата о глобальном потеплении $1,5^{\circ}\text{C}$. Такие цели концептуально несовместимы с метрикой, основанной на кумулятивном радиационном воздействии [21].

Наиболее используемой из альтернативных метрик является потенциал глобального изменения температуры (GTP [19, 22]). Показатель GTP отражает изменения глобальной температуры на выбранном интервале времени после импульсного выброса выбранного газа относительно изменений в результате аналогичного выброса CO_2 и, таким образом, учитывает реакцию климата наряду с радиационной эффективностью и временем жизни газа в атмосфере. Этот подход напрямую соответствует текущим целям климатических соглашений.

5.2.3.1 Эксперименты с моделью Земной системы ИФА РАН

Оценки антропогенных и естественных потоков CO_2 и CH_4 с территории различных стран Северного полушария (Россия, Китай, США, Канада) в XXI

веке были получены с использованием климатической модели Института физики атмосферы имени А.М. Обухова РАН (КМ ИФА РАН) [23-25].

Кумулятивное влияние антропогенных и природных потоков CO_2 и CH_4 на изменение температуры приземного воздуха с 1990 года оценивается с помощью кумулятивного температурного потенциала K_t на основе GTP, который был модифицирован для учета изменяющихся фоновых условий.

Как отмечалось в подразделах 2.2.2.2 и 5.1.2.3, КМ ИФА РАН относится к классу глобальных климатических моделей промежуточной сложности [26, 27]. Особенностью модели является то, что крупномасштабная динамика атмосферы и океана (с масштабом, превышающим синоптический) описывается явно, в то время как синоптические процессы параметризованы. Последнее позволяет существенно сократить время, необходимое для моделирования. Модель содержит модули углеродного цикла, включая частично интерактивный цикл метана и модуль для расчета выбросов от вырубки лесов и от природных пожаров [28, 29].

С использованием КМ ИФА РАН, были проведены численные эксперименты для 1765-2100 гг. со сценариями антропогенного воздействия на климат, связанными с изменением содержания парниковых газов в атмосфере, тропосферных и стратосферных вулканических сульфатных аэрозолей, изменением суммарной солнечной радиации и изменением площади сельскохозяйственных земель.

Для 1700–2005 годов эти воздействия были даны в соответствии с протоколом «Historical simulations» проекта CMIP5 (<http://www.iiasa.ac.at/web-apps/tnt/RcpDb>). Для 2006–2100 гг. антропогенные воздействия были заданы в соответствии со сценариями антропогенного воздействия RCP 2.6, 4.5, 6.0 и 8.5 проекта CMIP5. Численные эксперименты, описанные ниже, аналогичны тем, которые проводились ранее с КМ ИФА РАН [25, 30].

5.2.3.2 Кумулятивный температурный потенциал

Потенциал изменения глобальной температуры газа x – это отношение его абсолютного потенциала к абсолютному потенциалу CO_2 :

$$GTP_x(H) = \frac{P_x^{(a)}}{P_{CO_2}^{(a)}}, \quad (5.2.1)$$

где абсолютный потенциал изменения глобальной температуры ($P^{(a)}$) – это изменение средней глобальной температуры поверхности в момент времени H в ответ на импульсный выброс 1 кг газа x в момент времени $t = 0$.

Его часто записывают как свертку радиационного форсинга с ядром климатического отклика R_T :

$$P_x^{(a)}(H) = \int_0^H RF_x(t)R_T(H-t)dt, \quad (5.2.2)$$

где RF_x – радиационный форсинг, обусловленный импульсным выбросом газа x , а R_T – смещенный во времени отклик климата.

Следует отметить, что и RF_x , и, следовательно, $P^{(a)}$, определяются для импульсного выброса газа при постоянных фоновых условиях, тогда как требуется оценка воздействия сценариев выбросов при изменяющихся условиях в XXI веке. Для изменяющихся фоновых условий $P^{(a)}$ может быть переписан как сумма интегралов для каждого отдельного года:

$$P_x^{(a)*}(T_0, T_H) = \sum_{k=T_0+1}^{T_H} \int_{k-1}^k RF_{x,k}(t)R_T(T_H - T_0 - t)dt, \quad (5.2.3)$$

где T_0 – год выброса, а $T_H = T_0 + H$. $RF_{x,k}$ может быть вычислен согласно ОД5 МГЭИК [12] при условии, что все требуемые параметры постоянны для каждого конкретного года k , но могут изменяться от года к году.

Для продолжающихся эмиссий, начавшихся в момент времени T_0 , кумулятивный эффект от источника газа x в момент времени T_H может быть записан как кумулятивный температурный потенциал:

$$Kt_x(T_0, T_H) = \sum_{t=T_0}^{T_H-1} E_x(t) P_x^{(a)*}(t, T_H) \quad (5.2.4)$$

5.2.3.3 Результаты оценок с использованием модели Земной системы ИФА РАН

Антропогенные выбросы в атмосферу парниковых газов с территории России были рассчитаны по сценариям RCP для региона REF (страны Восточной Европы и бывшего СССР, <http://www.iiasa.ac.at/web-apps/tnt/RcpDb>) путем пересчета их на значения соответствующих выбросов на момент перехода от сценария «Historical simulations» к сценариям RCP (2000 год для метана и 2005 год для углекислого газа). Антропогенные выбросы с территории Китая и Северной Америки были рассчитаны аналогичным образом в соответствии со сценариями RCP для регионов ASIA и OECD, соответственно. Природные выбросы рассчитывались интерактивно с помощью КМ ИФА РАН. Следует отметить, что по данным (<https://databank.worldbank.org/data/source/world-development-indicators>) представленные антропогенные выбросы CH_4 с территории России в начале XXI века близки к наиболее агрессивному антропогенному сценарию RCP 8.5.

Естественные эмиссии метана с территории России (рис. 5.26а), по оценкам, увеличатся к концу XXI века на 10–200% в зависимости от сценария антропогенного воздействия.

По всем сценариям, кроме RCP 8.5, во второй половине XXI века они достигают значений, соответствующих антропогенным выбросам в том же году. Поглощение CO₂ наземными экосистемами по всем сценариям увеличивается в начале XXI века. Далее при всех рассмотренных сценариях достигается максимум поглощения, который составляет около 0,4–0,6 Пг С/год, после чего оно начинает снижаться, причем чем интенсивнее сценарий антропогенного воздействия, тем позже это происходит. Полученные оценки находятся в хорошем согласии с оценками [31, 32].

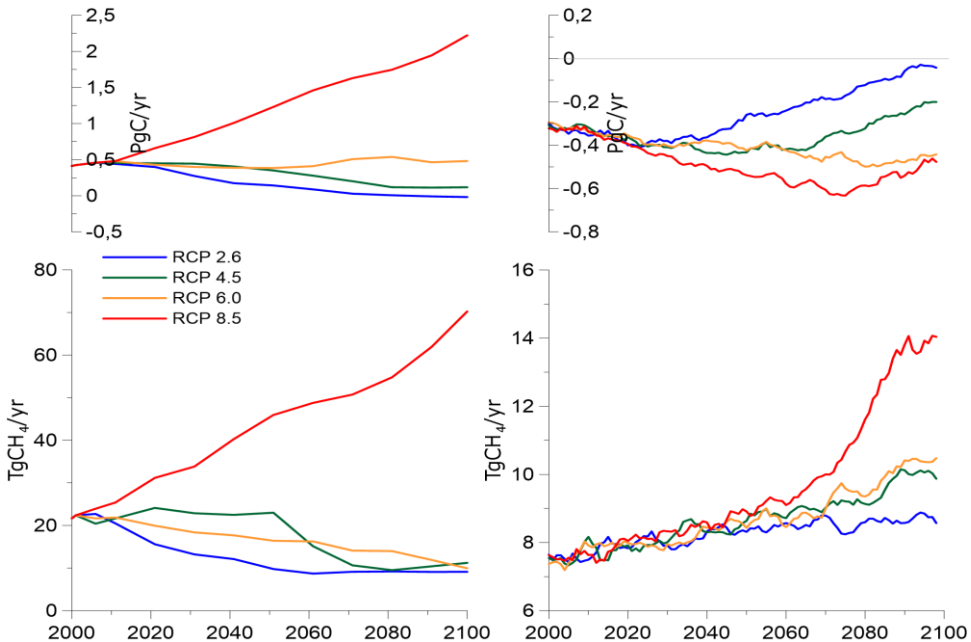


Рисунок 5.2.6а – Антропогенные (слева) и природные (справа) эмиссии CO₂ (вверху) и CH₄ (внизу) с территории России

Природные эмиссии метана с территории Китая (рис. 5.2.6б), по оценкам, в XXI веке будут увеличиваться значительно медленнее, чем в России. Только при самом агрессивном антропогенном сценарии увеличение превышает 50% к концу столетия. Поток CO₂ из наземных экосистем Китая в атмосферу изменяется в XXI веке аналогично потокам с территории России (и всех других рассмотренных регионов). Максимумы поглощения в XXI веке составляют 0,2–0,35 Пг С/год. Полученные оценки в целом согласуются с оценками [33, 34]. Следует отметить, что для Китая значения естественных потоков парниковых газов в целом по расчетам составляют 5–20% от соответствующих антропогенных выбросов, а вклад Китая в глобальное изменение температуры определяется антропогенным воздействием.

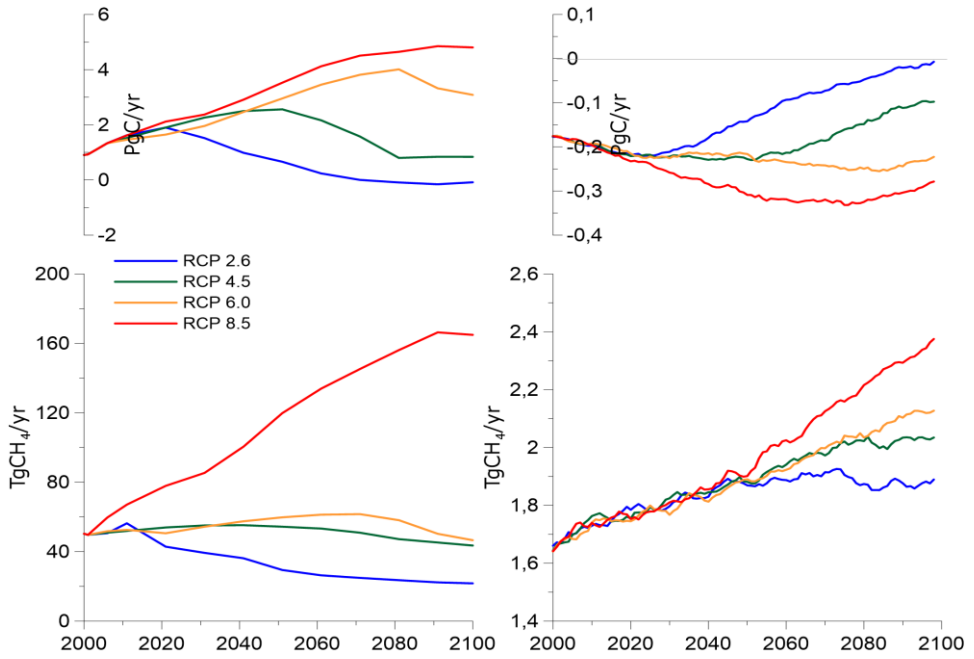


Рисунок 5.2.6б – Антропогенные (слева) и природные (справа) эмиссии CO₂ (вверху) и CH₄ (внизу) с территории Китая

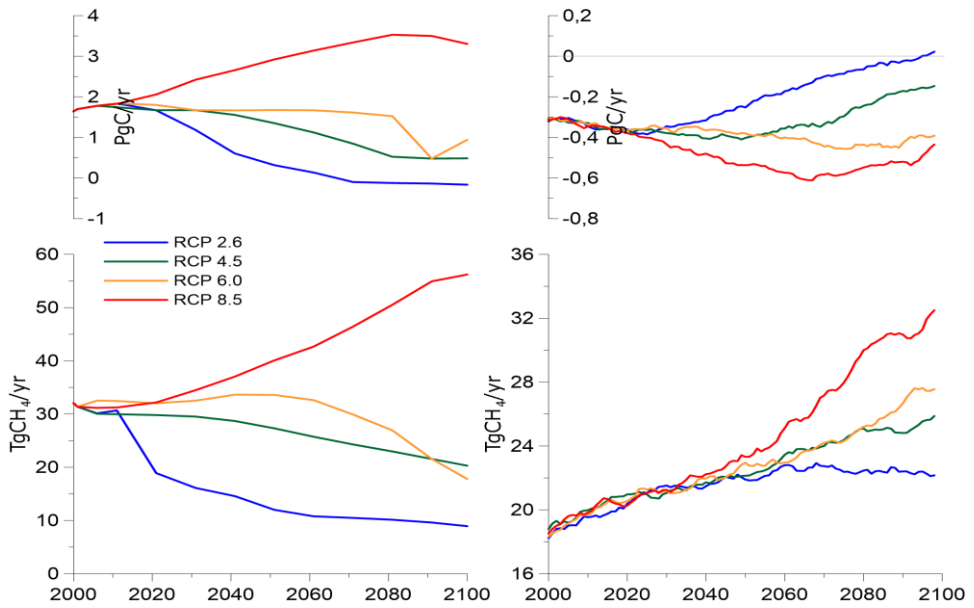


Рисунок 5.2.6в – Антропогенные (слева) и природные (справа) эмиссии CO₂ (вверху) и CH₄ (внизу) с территории Северной Америки

Естественные эмиссии метана с территории Северной Америки (рис. 5.2.6в), согласно расчетам в XXI веке, примерно в два раза превышают выбросы с территории России, но растут несколько медленнее (на 20–100% в зависимости от сценария).

Тем не менее, во второй половине XXI века они начинают превышать соответствующие антропогенные выбросы по всем сценариям, кроме RCP 8.5. Поглощение CO₂ наземными экосистемами Северной Америки составляет около 0,3 Пг С/год в начале XXI века, увеличивается в течение столетия до значений 0,4–0,6 Пг С/год в зависимости от антропогенного сценария, а затем начинает снижаться.

Полученные оценки естественных потоков CO₂ хорошо согласуются с данными [35] для территории Канады. В тоже время поглощение CO₂ наземными экосистемами США несколько недооценено, как по сравнению с теми же данными, так и с работами [36, 37]. Следует отметить, что основным источником антропогенных выбросов парниковых газов Северной Америки является территория США, при этом вклад наземных экосистем США и Канады в поглощение CO₂ близок друг к другу, а основным источником природных выбросов метана является территория Канады.

На рис. 5.2.7 представлены значения кумулятивного потенциала Kt на интервале (1990– T_H) отдельно для выбросов углекислого газа и метана в России, Китае и Северной Америке с T_H , соответствующими 2030, 2060 и 2090 годам. Отмечается, что антропогенный Kt (табл. 5.2.4) уменьшается во второй половине XXI века при RCP 2.6 (антропогенный потенциал России также уменьшается при RCP 4.5, а Северной Америки – при RCP 6.0) и увеличивается при сценариях более интенсивного антропогенного воздействия. Снижение антропогенного потенциала России происходит в основном за счет снижения антропогенных выбросов метана, в то время как для других регионов вклад снижения выбросов метана и CO₂ сопоставим.

Для антропогенных выбросов CO₂ с территории Китая можно четко проследить эффект учета изменения фоновых условий: хотя на протяжении всего XXI века по сценарию RCP 8.5 выбросы CO₂ выше, чем по RCP 6.0, из-за более высокой концентрации CO₂ в атмосфере (и, соответственно, более низкого форсинга) их общее воздействие на климат к концу века ниже.

Таким образом, согласно оценкам, полученным по рассмотренным сценариям, только RCP 2.6 приведет к стабилизации антропогенного воздействия на глобальную атмосферную температуру в XXI веке. В тоже время стабилизирующий вклад естественных потоков парниковых газов из наземных экосистем в XXI веке увеличивается для России, Китая и США при всех рассмотренных антропогенных сценариях. Однако, он мало изменяется для Канады.

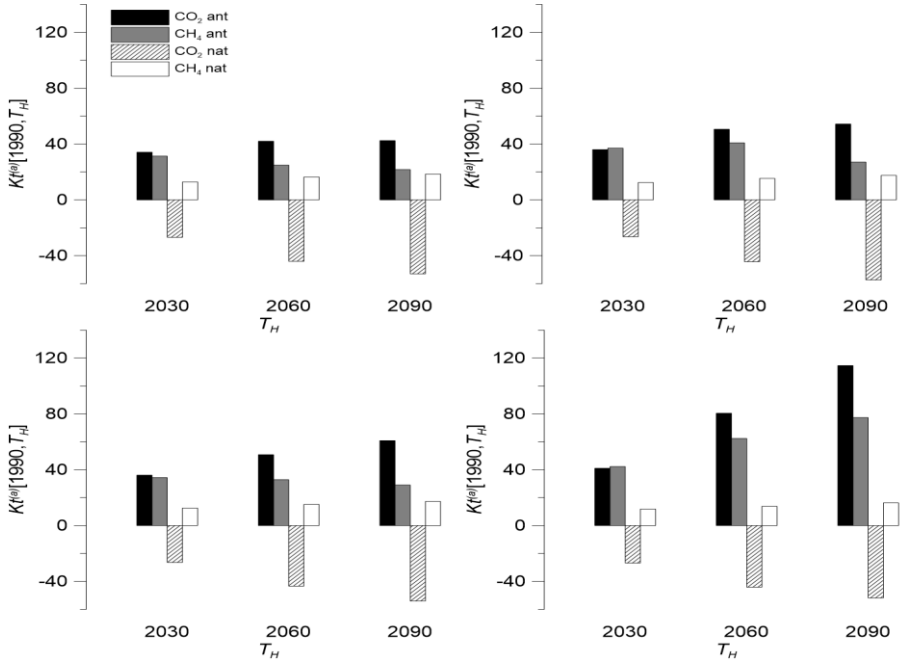


Рисунок 5.2.7а – Кумулятивный потенциал Kt [mK] антропогенных и природных эмиссий CO₂ и CH₄ с территории России на временных интервалах 1990–2030, 1990–2060 и 1990–2090 гг.

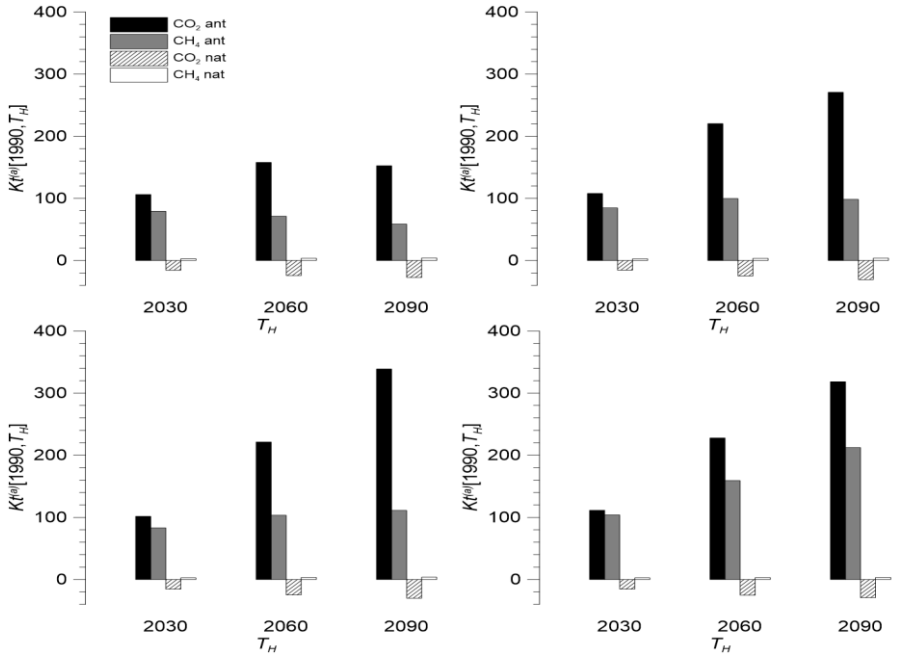


Рисунок 5.2.7б – Кумулятивный потенциал Kt [mK] антропогенных и природных эмиссий CO₂ и CH₄ с территории Китая на временных интервалах 1990–2030, 1990–2060 и 1990–2090 гг.

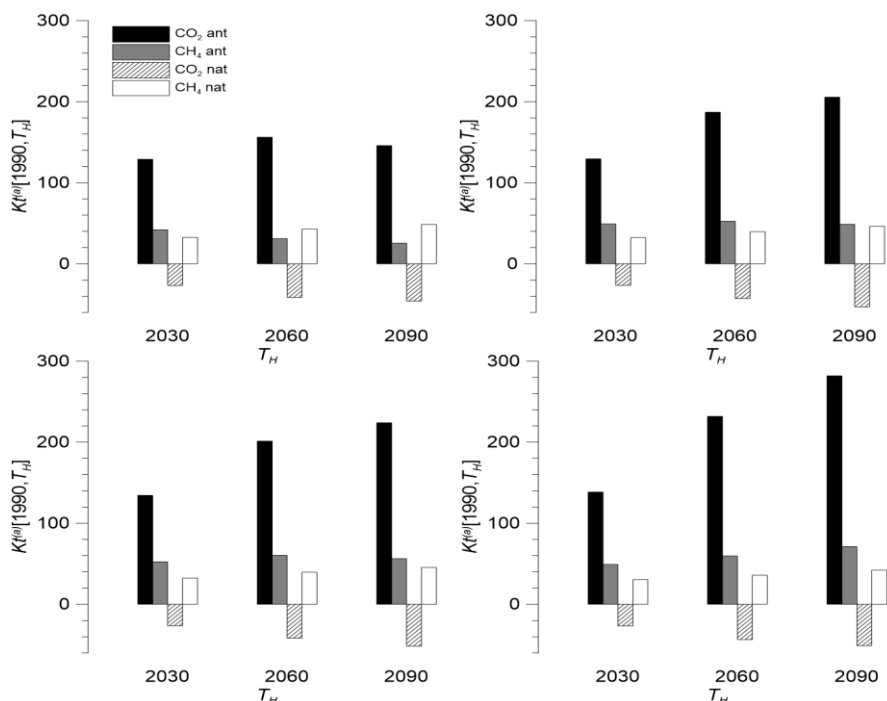


Рисунок 5.2.7в – Кумулятивный потенциал Kt [mK] антропогенных и природных эмиссий CO₂ и CH₄ с территории Северной Америки на временных интервалах 1990–2030, 1990–2060 и 1990–2090 гг.

Для России природные потоки парниковых газов вносят значительный вклад в суммарное воздействие на глобальные изменения температуры, а их стабилизирующее влияние на климат превышает суммарное стабилизирующее природное воздействие других регионов. В тоже время для США и Китая природные выбросы незначительны по сравнению с антропогенными.

Для Северной Америки можно выделить ведущий фактор – антропогенные выбросы CO₂, которые вносят больший вклад в глобальное изменение температуры, чем сумма модулей Kt других рассматриваемых потоков парниковых газов. Кроме того, эффект поглощения CO₂ к концу XXI века начинает превышать эффект выбросов метана по всем сценариям, кроме RCP 2.6, а естественные потоки парниковых газов с территории Северной Америки, по расчетам, замедляют потепление в целом. Эти эффекты для Северной Америки становятся еще более выраженными, если рассматривать отдельно Соединенные Штаты и Канаду.

Для США антропогенные выбросы CO₂, по оценкам, являются основным фактором, влияющим на климат, по сравнению с которым потоки других парниковых газов незначительны.

Для Канады, в свою очередь, антропогенные потоки незначительны. Согласно оценкам, основными факторами, влияющими на климат, являются природные потоки CH_4 и CO_2 , которые сопоставимы по величине, но противоположны по направлению.

Таблица 5.2.4 – Потенциал Kt [mK] для антропогенных и естественных эмиссий CO_2 и CH_4

		RCP 2.6			RCP 4.5			RCP 6.0			RCP 8.5		
		Anthropogenic emissions	Natural emissions	Net Kt	Anthropogenic emissions	Natural emissions	Net Kt	Anthropogenic emissions	Natural emissions	Net Kt	Anthropogenic emissions	Natural emissions	Net Kt
Россия	$T_H=2030$	65	-14	51	73	-14	59	70	-14	56	83	-15	68
	$T_H=2050$	68	-24	44	88	-25	63	81	-24	57	123	-26	97
	$T_H=2075$	65	-32	33	87	-35	52	87	-33	54	169	-35	134
	$T_H=2100$	64	-35	29	80	-41	39	91	-38	53	208	-34	174
Китай	$T_H=2030$	185	-13	172	192	-13	179	185	-13	172	215	-13	202
	$T_H=2050$	226	-19	207	283	-19	264	276	-19	257	329	-20	309
	$T_H=2075$	222	-22	200	356	-25	331	395	-24	371	466	-25	441
	$T_H=2100$	205	-23	182	373	-28	345	472	-27	445	565	-26	539
Северная Америка	$T_H=2030$	171	6	177	179	6	185	187	6	193	188	3	191
	$T_H=2050$	189	2	191	226	0	226	243	0	243	262	-4	258
	$T_H=2075$	180	1	181	250	-6	244	279	-5	274	326	-10	316
	$T_H=2100$	166	4	170	256	-6	250	271	-6	265	367	-7	360
США	$T_H=2030$	153	-5	148	160	-5	155	167	-5	162	168	-6	162
	$T_H=2050$	170	-8	162	203	-9	192	218	-9	209	235	-10	225
	$T_H=2075$	162	-9	153	225	-12	213	250	-12	238	293	-14	279
	$T_H=2100$	150	-7	143	230	-13	217	244	-14	230	330	-15	315
Канада	$T_H=2030$	18	11	29	19	11	30	20	11	31	20	9	29
	$T_H=2050$	19	10	29	23	9	32	25	9	34	27	6	33
	$T_H=2075$	18	10	28	25	6	31	29	7	36	33	4	37
	$T_H=2100$	16	11	27	26	7	33	27	8	35	37	8	45

В целом, суммарный вклад в изменение глобальной температуры с 1990 года до конца XXI века антропогенных и природных потоков CO_2 и CH_4 , в зависимости от сценария антропогенного воздействия, составляет 0,03–0,17 К для России, 0,18–0,54 К для Китая и 0,17–0,36 К для Северной Америки (включая 0,14–0,32 К для США и 0,03–0,04 К для Канады), причем для России он прекращает усиление потепления при всех сценариях, кроме RCP 8.5, для Китая – только при RCP 2.6, а для Северной Америки – при RCP 2.6 и RCP 6.0.

5.2.4 ВЫВОДЫ

В соответствии с результатами ОДб МГЭИК метан является вторым по значимости антропогенным парниковым газом по модулю радиационного воздействия ($0,54 \text{ Вт/м}^2$) на климатическую систему после CO_2 ($2,16 \text{ Вт/м}^2$), не считая охлаждающий эффект аэрозолей ($-1,06 \text{ Вт/м}^2$). Его вклад в общий парниковый радиационный форсинг по отношению к доиндустриальному периоду составляет около 16%, и превышает вклад всех вместе взятых галогенизированных газов (12%).

При этом вклад CO_2 составляет по оценкам около 65%, а закиси азота – около 6%. При этом относительный вклад метана в ERF, в отличие от других парниковых газов, немного снижается по сравнению с предыдущими оценочными докладами МГЭИК.

По воздействию на глобальную приповерхностную температуру (GSAT), метан также на втором месте среди антропогенных парниковых газов. По оценкам его вклад в увеличение GSAT составляет $0,28 \text{ }^\circ\text{C}$ по сравнению с $1,01 \text{ }^\circ\text{C}$ у CO_2 , $0,10 \text{ }^\circ\text{C}$ у N_2O и $0,19 \text{ }^\circ\text{C}$ у галогенизированных газов.

С использованием потенциалов GWP и GTP получены оценки сравнительного вклада современных антропогенных эмиссий метана в климатические изменения на различных временных горизонтах. При использовании 100-летнего GTP вклад суммарных современных антропогенных эмиссий метана оценивается всего в 2 раза выше, чем вклад закиси азота, и составляет около 7% от вклада эмиссий CO_2 .

Получены также оценки воздействия на климат антропогенных и естественных потоков CO_2 и CH_4 с территории различных стран Северного полушария (Россия, Китай, США, Канада) с учетом изменяющихся фоновых условий в XXI веке с использованием КМ ИФА РАН.

При принятии решений следует учитывать, что роль естественных потоков парниковых газов в атмосферу из природных экосистем меняется в зависимости от горизонта планирования.

5.3 ОЦЕНКА ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ КЛИМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ К ИСКЛЮЧЕНИЮ ИЗ НИХ ВЫБРОСОВ МЕТАНА В АТМОСФЕРУ ОТ ГАЗОВОЙ ОТРАСЛИ

При оценке климатического отклика от возмущения состояния атмосферы и внешних факторов использовались соответствующие оценки радиационного форсинга.

5.3.1 РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС АТМОСФЕРЫ

В соответствии с исследованиями [1], начиная с 70-х годов прошлого столетия, для радиационных потоков земной системы наблюдается дисбаланс. На верхнюю границу атмосферы приходит радиации больше, чем уходит с нее. При этом (рис. 5.3.1) большая часть, примерно 91%, избыточной энергии поглощается океанами, остальная ее часть поглощается сушей, ледниками и атмосферой.

Для того, чтобы оценить степень воздействия различных факторов, влияющих на радиационный баланс земной системы, используют такое понятие, как радиационный форсинг.

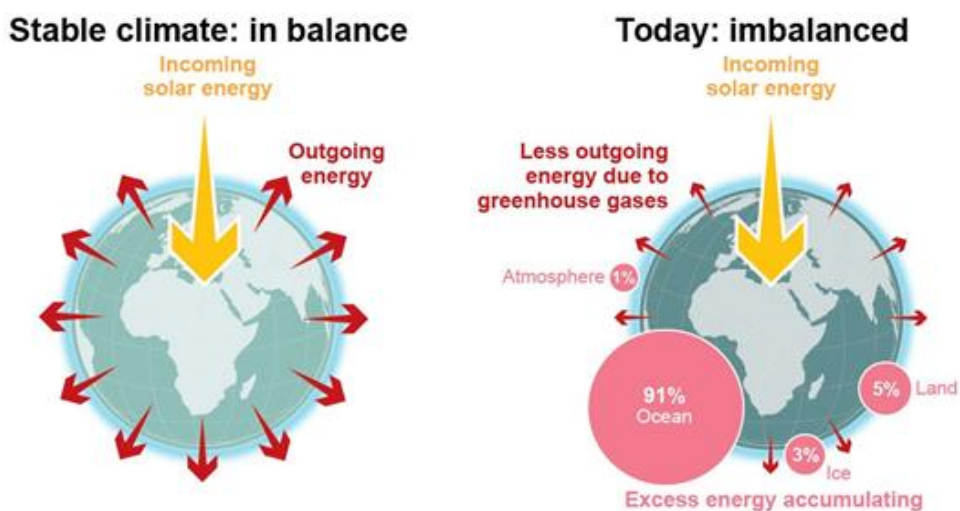


Рисунок 5.3.1 – Радиационный баланс земной системы в стабильном и нестабильном состояниях
(воспроизведено по ООБ МГЭИК, [28])

5.3.2 РАДИАЦИОННЫЙ ФОРСИНГ И ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ КЛИМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ К МАЛЫМ ВОЗМУЩЕНИЯМ

Характеристики радиационного форсинга широко используются в климатических исследованиях, в том числе в отчетах МГЭИК, для оценки вызванной внешними факторами аномалии радиационного баланса (поток приходящей радиации минус поток уходящей) Земной климатической системы на верхней границе атмосферы или тропопаузе [1]. Такие возмущения могут быть вызваны как долгопериодными колебаниями концентрации радиационно

активных газов (например, углекислого газа, аэрозолей), колебаниями приходящей солнечной радиации на верхней границе атмосферы, связанной со светимостью Солнца, или другими факторами, влияющими на поглощение солнечной энергии поверхностью Земли (например, через изменение альbedo поверхности). Такой дисбаланс приводит к дополнительному накоплению или потере энергии Земной системой в зависимости от знака радиационного форсинга и приводит к изменению равновесного состояния климатической системы. РФ вызванный некоторым фактором, например, в результате изменения концентрации углекислого газа, для системы поверхность – тропосфера определяется как аномалия разницы приходящей и уходящей радиации на уровне тропопаузы после установления радиационного равновесия в стратосфере, но при этом температура тропосферы и поверхности не должна меняться.

Оценки радиационного форсинга являются полезным инструментом для определения климатического отклика в первом приближении, например, глобальной температуры поверхности на различные возмущения в радиационном балансе атмосферы, как антропогенные, так и природные [2, 3].

Практическая значимость радиационного форсинга состоит в том, что существует линейное соотношение между величиной глобального форсинга ΔF , аномалией радиационного баланса на верхней границе атмосферы R и изменением глобальной температуры поверхности, вызванной этим форсингом ΔT [4–6].

$$R = \Delta F + \alpha \Delta T. \quad (5.3.1)$$

Предполагается, что коэффициент α – параметр чувствительности климатической системы или коэффициент обратной связи, практически не зависит от природы форсинга (с точностью около 25%). При этом результаты модельных экспериментов показали, что α может существенно меняться для некоторых сильно неоднородных по пространству внешних воздействий, таких как озоновые аномалии или аномалии водяного пара. Показано также, что для воздействий с одинаковой пространственной структурой радиационного форсинга значения параметра α примерно совпадают.

Если земная система находится в состоянии радиационного баланса, то $R = 0$, а изменение равновесной температуры поверхности составит согласно формуле (5.3.1)

$$\Delta T = -\Delta F / \alpha. \quad (5.3.2)$$

Следует учитывать, что радиационный форсинг является лишь одной из характеристик глобального изменения климата и не описывает, например, локальные изменения климата, а также изменения других переменных климатической системы – осадков, облачности и т.д.

При определении разных воздействий целесообразна оценка возможности суммирования радиационного форсинга от каждого из воздействий для получения суммарного отклика от всех воздействий. Как показали численные эксперименты, это возможно, по крайней мере, в контексте вычисления равновесной температуры для воздействия от углекислого газа или аэрозолей [7–9]. Причем линейность сохраняется как в отклике в глобальной температуре, так и в среднесезонной температуре и осадках. В [10, 11] анализ расширен на случай неравновесного климата для воздействий от углекислого газа и сульфатного аэрозоля. В них показано, что линейность сохраняется для температуры поверхности и осадков даже на региональном уровне. Однако, поскольку эти результаты получены только для некоторых видов возмущений, их все же нельзя обобщать на все виды возмущений.

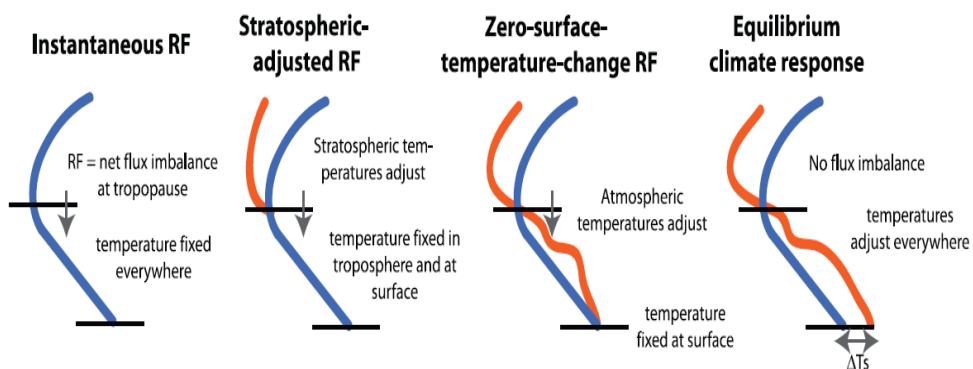


Рисунок 5.3.2 – Схематичное изображение температурных профилей при расчете различных видов радиационного форсинга, слева-направо: мгновенный радиационный форсинг, радиационный форсинг с радиационно-сбалансированной стратосферой, эффективный радиационный форсинг, равновесный отклик системы.

На всех рисунках изображены температурные профили до (синий) и после (красный) отклика системы на внешнее воздействие (воспроизведено по [39])

Радиационный форсинг может быть разных видов.

Если учитывается только изменение уходящего радиационного потока на верхней границе атмосферы, вызванного данным возмущением, то такой форсинг называется мгновенным радиационным форсингом.

Если учитывается, что стратосфера после воздействия должна прийти в термодинамическое равновесие, то такой форсинг называется радиационный форсинг при термодинамически сбалансированной стратосфере.

Если после воздействия в термодинамическом равновесии должна находиться и тропосфера и стратосфера, причем так, что температура поверхности не изменяется, то такой форсинг называется эффективным радиационным форсингом.

Схематично различные виды радиационного форсинга, а также равновесный отклик системы представлены на рис. 5.3.2.

5.3.3 ОЦЕНКИ ЭМИССИИ МЕТАНА В АТМОСФЕРУ ОТ ГАЗОВОЙ ОТРАСЛИ РОССИИ И ЕЕ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ РОЛИ В ГЛОБАЛЬНОЙ ЭМИССИИ МЕТАНА

Глобальные выбросы метана за 2007–2018 гг. по данным обратного моделирования согласно ООБ МГЭИК составляют 576 Мт/год, нижняя и верхняя оценки 550–594 Мт/год соответственно [1]. Согласно отчету ПАО «Газпром» за 2021 год [13] выбросы метана в атмосферу от Газпрома за 2021 г. составляют 981,04 тыс. тонн или 0,21–0,23% от глобальных выбросов.

Важно отметить, что, согласно оценкам, приведенным в [16], антропогенные источники составляют примерно 60% от суммарных выбросов, поэтому доля выбросов ПАО «Газпром» от глобального антропогенного источника метана будет составлять 0,35–0,38%.

На рис. 5.3.3 представлены глобальные источники и стоки метана, а также его концентрация за последние четыре десятилетия. Видно, что источники преобладают над стоками по крайней мере с 1980 года, и поэтому концентрация метана в атмосфере в среднем неуклонно растет за это время с 1625 млрд⁻¹ до 1875 млрд⁻¹.

Наиболее вероятное объяснение роста концентрации метана в атмосфере связано не столько с выбросами метана, сколько с изменениями доступности гидроксильного (ОН) радикала, который расщепляет метан в атмосфере. Количество метана в атмосфере связано с количеством гидроксила. Если глобальные уровни гидроксила снизятся, глобальные концентрации метана в атмосфере увеличатся, даже если выбросы метана останутся постоянными.

По данным NOAA для среднемесячной концентрации метана в атмосфере (рис. 5.3.4) характерное среднее ее значение за 2020 г. составляет 1890 млрд⁻¹.

Можно оценить, какой будет концентрация метана в атмосфере, если из источников метана удалить выбросы от ПАО «Газпром». Это можно осуществить в предположении, что равновесная концентрация метана M пропорциональна его скорости эмиссии E

$$M = CE, \quad (5.3.3)$$

где C - некоторая константа.

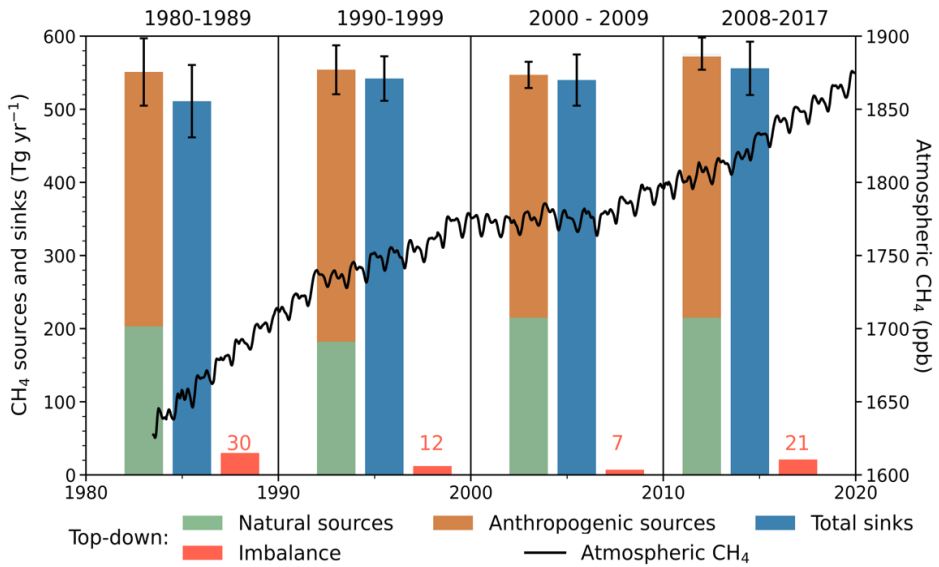


Рисунок 5.3.3 – Глобальные источники и стоки метана в Мт/год (столбики) и концентрация метана, в млрд⁻¹ (черная кривая) за четыре последних десятилетия, полученные с помощью обратного моделирования по данным ООБ МГЭИК

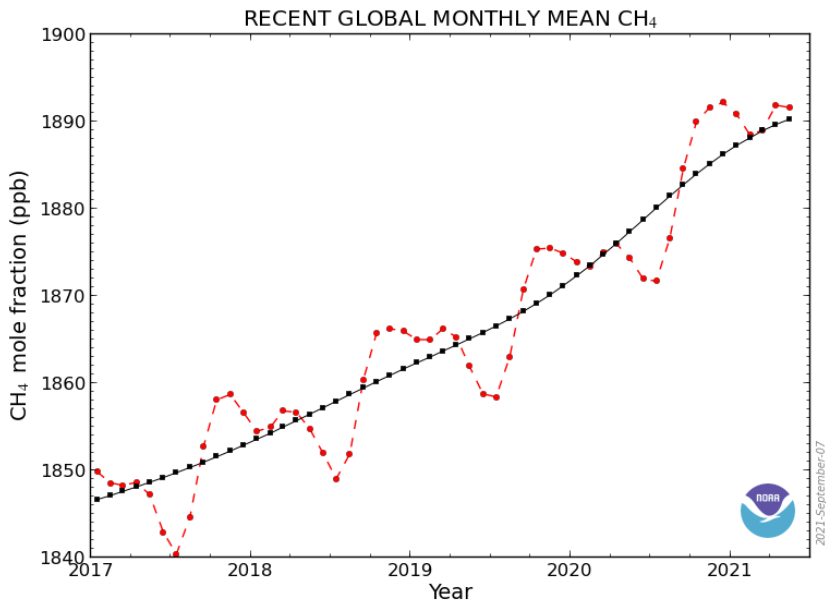


Рисунок 5.3.4 – Глобальная концентрация метана в атмосфере по данным измерений NOAA Global Monitoring Laboratory (воспроизведено по данным Ed Dlugokencky, NOAA/GML (gml.noaa.gov/ccgg/trends_ch4/))

Отсюда следует, что

$$\frac{\Delta M}{M} = \frac{\Delta E}{E}, \quad (5.3.4)$$

или подставляя в формулу (5.3.4) $M = 1890 \text{ млрд}^{-1}$, $\Delta E = 1,22 \text{ Мт/год}$, то для разных значений скорости глобальной эмиссии метана в атмосферу получаются приращения концентрации метана, приведенные в табл. 5.3.1.

Таблица 5.3.1 – Среднегодовые антропогенные выбросы метана, изменение концентрации метана, мгновенный радиационный форсинг, а также удельный мгновенный радиационный форсинг при исключении выбросов от ПАО «Газпром», рассчитанные для разных значений среднегодовой глобальной эмиссии метана

	E , Мт/год	ΔM , млрд ⁻¹	IRF , Вт/м ²	$IRF/\Delta M$ Вт/м ² /млрд ⁻¹
Минимальная оценка глобальных антропогенных выбросов	500	4,79	0,0034	$7,2 \cdot 10^{-4}$
Максимальная оценка глобальных антропогенных выбросов	612	3,91	0,0028	$7,1 \cdot 10^{-4}$

5.3.4 ОПИСАНИЕ КЛИМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ИВМ РАН И ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ С НЕЙ

Для численных экспериментов использована модель климата, разработанная в ИВМ РАН им Г.И. Марчука [14, 15]. Данная версия климатической модели аналогична модели INMCM5, которая участвует в проекте МГЭИК CMIP6, и отличается только более грубым разрешением сферической сетки по горизонтали и вертикали, а также меньшей высотой верхнего уровня в модели атмосферы. Среди наиболее значимых отличий модели INMCM5 от предыдущей версии следует отметить добавление аэрозольного блока, что позволило на вход модели подавать антропогенные эмиссии аэрозолей и их предшественников, а концентрации и оптические свойства аэрозолей рассчитывать, а не предписывать, как это было в предыдущей версии. Кроме того, были заменены параметризации образования облачности и конденсации в атмосферном блоке на более совершенные.

Модель, с которой проводились описываемые численные эксперименты, имеет разрешение в блоке динамики атмосферы и аэрозольном блоке $5 \times 4^\circ$ по долготе и широте и 21 уровень до высоты 31 км, в блоке океана разрешение составляло $2,5 \times 2^\circ$ и 33 уровня.

С климатической моделью ИВМ РАН проведены два модельных эксперимента сроком на 1 год, в которых по-разному рассчитывался прямой радиационный форсинг от изменения концентрации метана в атмосфере. Метан является хорошо перемешиваемым газом в Земной атмосфере, имеет относительно долгое время жизни. Поэтому для целей моделирования климата с хорошей точностью можно считать, что концентрация метана в атмосфере не зависит от пространственных координат и определяется одним числом – его глобальной концентрацией в атмосфере.

В обоих модельных экспериментах концентрация метана в атмосфере задавалась равной $M_0 = 1890$ млрд⁻¹, соответствующей современной концентрации метана в атмосфере. Концентрации других парниковых газов в модельных расчетах также соответствовали их современным значениям.

Следует отметить, что в первом численном эксперименте радиационный форсинг рассчитывался относительно значения концентрации метана

$$M_0 - \Delta M_{min},$$

а во втором относительно

$$M_0 - \Delta M_{max},$$

где $\Delta M_{min}, \Delta M_{max}$ – минимальная и максимальная оценки изменения концентрации метана в связи с выбросами от ПАО «Газпром» в атмосферу, приведенные в табл. 5.3.1.

5.3.5 РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ РАДИАЦИОННОГО ФОРСИНГА И ИХ СРАВНЕНИЕ С ДРУГИМИ ОЦЕНКАМИ

Результаты расчетов среднегодового прямого радиационного форсинга осредненного глобально представлены в табл. 5.3.1.

По данным численных экспериментов его величина будет находиться в пределах $IRF=0,0028-0,0034$ Вт/м². Поля этой величины для двух экспериментов приведены на рис. 5.3.5, 5.3.6. На рис. 5.3.7 приведено поле радиационного форсинга от парниковых газов относительно преиндустриального уровня [3]. Можно отметить качественно согласие в пространственной структуре радиационного форсинга на рис. 5.3.5, 5.3.6 и 5.3.7. Это говорит о том, что чувствительность модели на возмущения метана и всех парниковых газов будут примерно одинаковыми.

Формула для расчета радиационного форсинга для стратосферы, находящейся в радиационном балансе, из отчета МГЭИК ООБ [16] имеет следующий вид

$$RF = (a_3\sqrt{M} + b_3\sqrt{N} + d_3) \cdot (\sqrt{M} - \sqrt{M_0}), \quad (5.3.5)$$

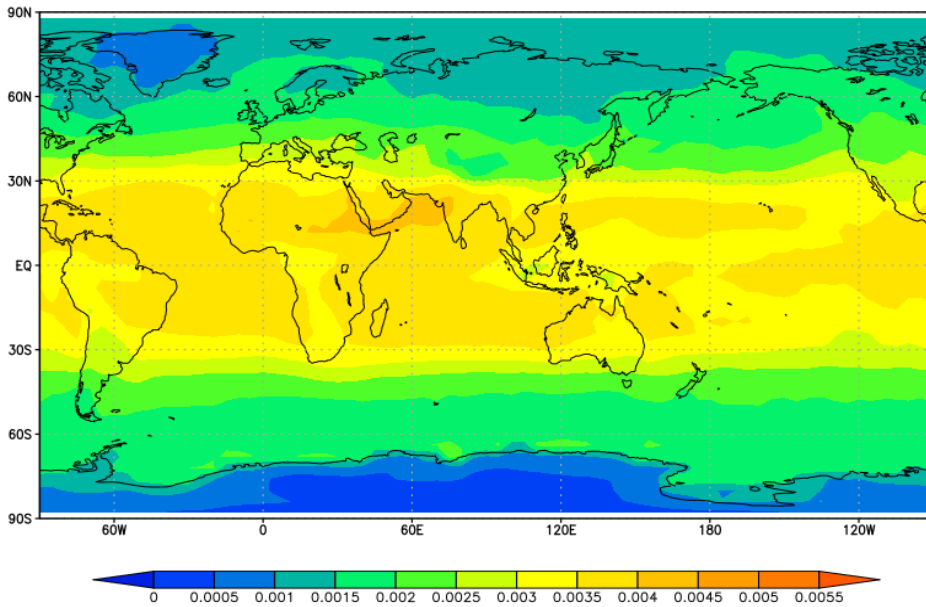


Рисунок 5.3.5 – Поле среднегодового прямого радиационного форсинга ($\text{Вт}/\text{м}^2$) от возмущения концентрации метана в атмосфере, соответствующего минимальной оценке относительной величины выбросов метана ПАО «Газпром»

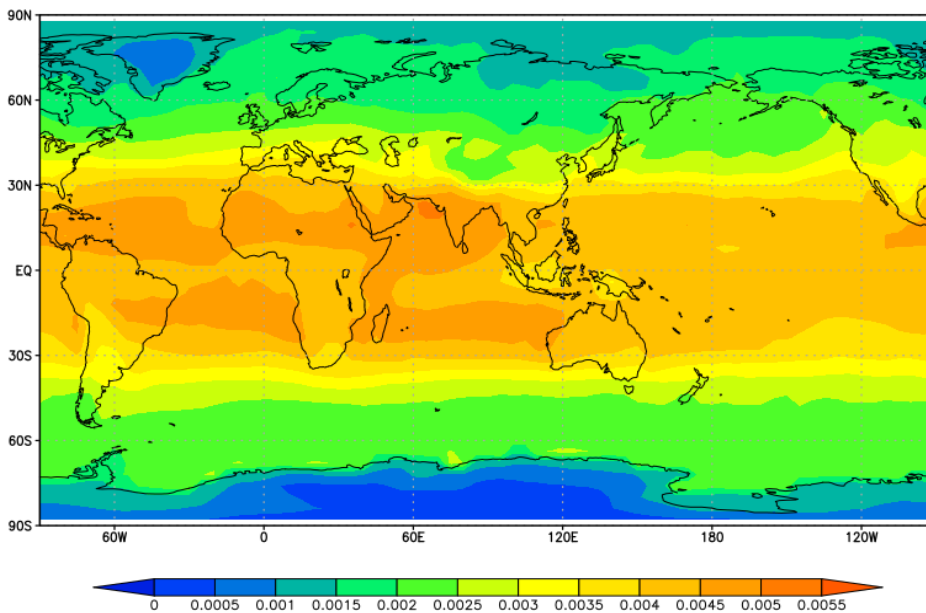


Рисунок 5.3.6 – Поле среднегодового прямого радиационного форсинга ($\text{Вт}/\text{м}^2$) от возмущения концентрации метана в атмосфере, соответствующего максимальной оценке относительной величины выбросов ПАО «Газпром»

где M – концентрация метана (млрд⁻¹), N – концентрация N₂O (млрд⁻¹), M_0 (млрд⁻¹) – референсная концентрация метана, а a_3, b_3, d_3 – константы

$$a_3 = -8.9603 \cdot 10^{-5} \text{Вт/м}^2 \text{млрд}^{-1},$$

$$b_3 = -1.2462 \cdot 10^{-4} \text{Вт/м}^2 \text{млрд}^{-1},$$

$$d_3 = 0.045194 \text{Вт/м}^2 \text{млрд}^{-1/2}.$$

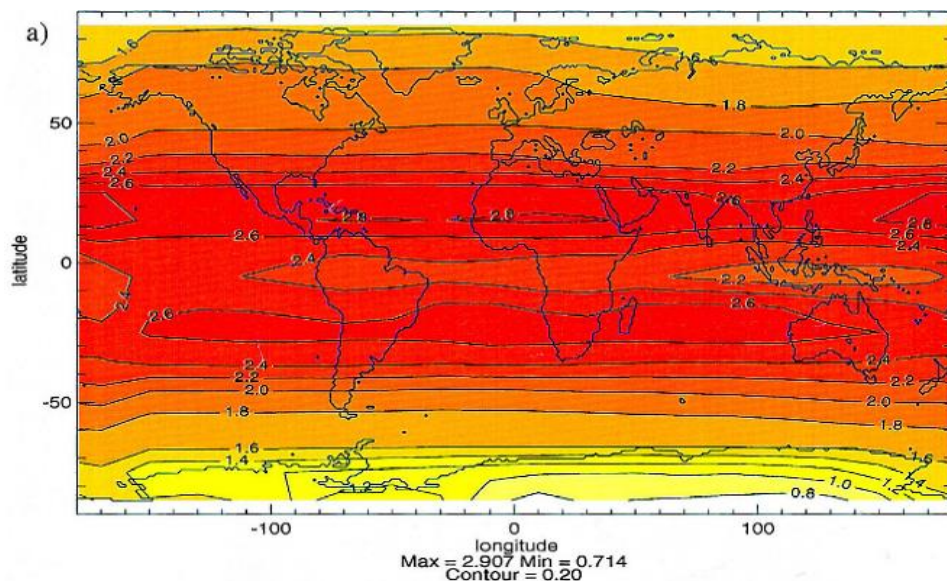


Рисунок 5.3.7 – Поле радиационного форсинга от парниковых газов в 1995г. относительно преиндустриального уровня [3]

По расчетам с использованием упрощенной формулы (5.3.5) для возмущений концентраций метана в атмосфере, соответствующих выбросам ПАО «Газпром» относительно базового уровня $M_0 = 1890$ млрд⁻¹, значения радиационного форсинга получены в диапазоне $RF = 1,7 \cdot 10^{-4} - 2,2 \cdot 10^{-4} \text{Вт/м}^2$. Полученные значения радиационного форсинга 1,5–2 меньше по абсолютной величине, чем по расчетам с использованием климатической модели ИВМ РАН (табл. 5.3.1).

Помимо прямого радиационного эффекта выбросы метана в атмосферу могут оказывать влияние на концентрацию других химических компонент атмосферы через химические реакции. Таким образом, выбросы метана могут оказывать не прямое радиационное воздействие на атмосферу. В [12] приведены значения радиационного форсинга от прямого и не прямых эффектов для основных парниковых газов в атмосфере. Метан в основном оказывает влияние на озон и на водяной пар. Соответствующие величины радиационного форсинга имеют значения 0,57 Вт/м² для прямого эффекта, 0,2 Вт/м² для тропосферного

озона и $0,07 \text{ Вт/м}^2$ для стратосферного водяного пара. Аналогичные величины в [16] составляют $0,37, 0,2, 0,05 \text{ Вт/м}^2$. Согласно приведенным оценкам, прямой радиационный форсинг при учете непрямых эффектов увеличивается примерно на 50–70%. Вертикальное распределение среднезональной скорости радиационного нагрева атмосферы в К/год представлено на рис. 5.3.8, 5.3.9.

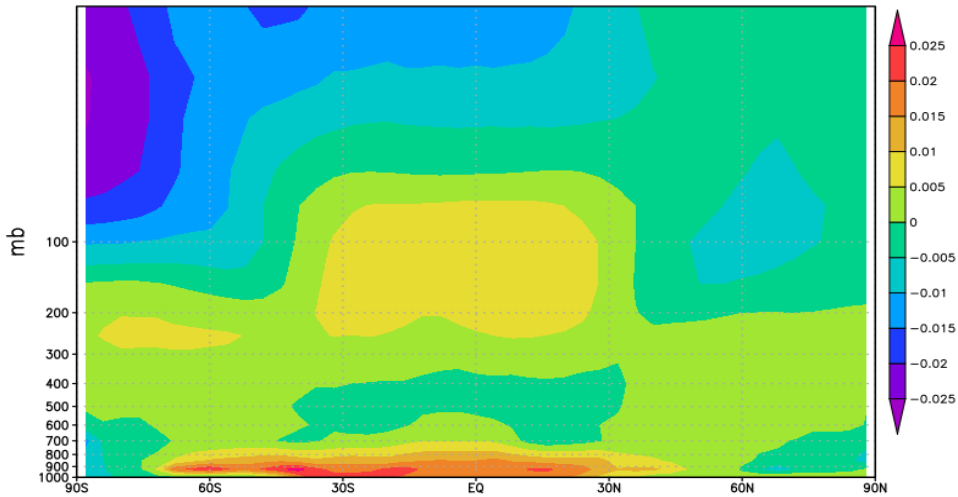


Рисунок 5.3.8 – Поле среднегодового среднезонального нагрева атмосферы (К/год) от возмущения концентрации метана в атмосфере, соответствующего минимальной оценке относительной величины выбросов метана ПАО «Газпром»

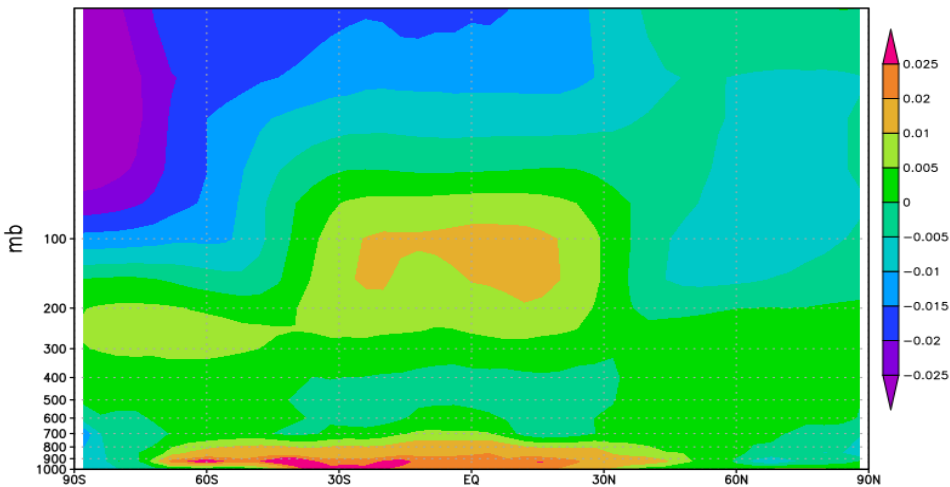


Рисунок 5.3.9 – Поле среднегодового среднезонального нагрева атмосферы (К/год) от возмущения концентрации метана в атмосфере, соответствующего максимальной оценке относительной величины выбросов метана ПАО «Газпром»

5.3.6 ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЯ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ У ПОВЕРХНОСТИ ПОСЛЕ ПРЕКРАЩЕНИЯ ВЫБРОСОВ ПАО «ГАЗПРОМ»

Если принять во внимание, что параметр обратной связи, полученный в эксперименте с удвоением концентрации углекислого газа в атмосфере по данным ОД6 МГЭИК, составляет $\alpha = -1,16 \pm 0,4 \text{Вт}/(\text{м}^2\text{К})$, а оценка радиационного форсинга от выбросов метана с учетом не прямых эффектов –

$$\Delta F = (3,1 \pm 0,03) \times 1,7 \text{мВт}/\text{м}^2 = 5,27 \pm 0,51 \text{мВт}/\text{м}^2,$$

то изменение среднегодовой глобальной равновесной температуры у поверхности при прекращении выбросов метана от ПАО «Газпром», согласно формуле (4.30), составит

$$\Delta T = -(0,003 - 0,0076) \text{К}.$$

Величина отклонения глобальной температуры в результате возмущения концентрации метана в атмосфере намного меньше ее естественной изменчивости. Для выделения такого сигнала на фоне естественной изменчивости необходимы ансамблевые модельные расчеты с тысячами или десятками тысяч членов ансамбля.

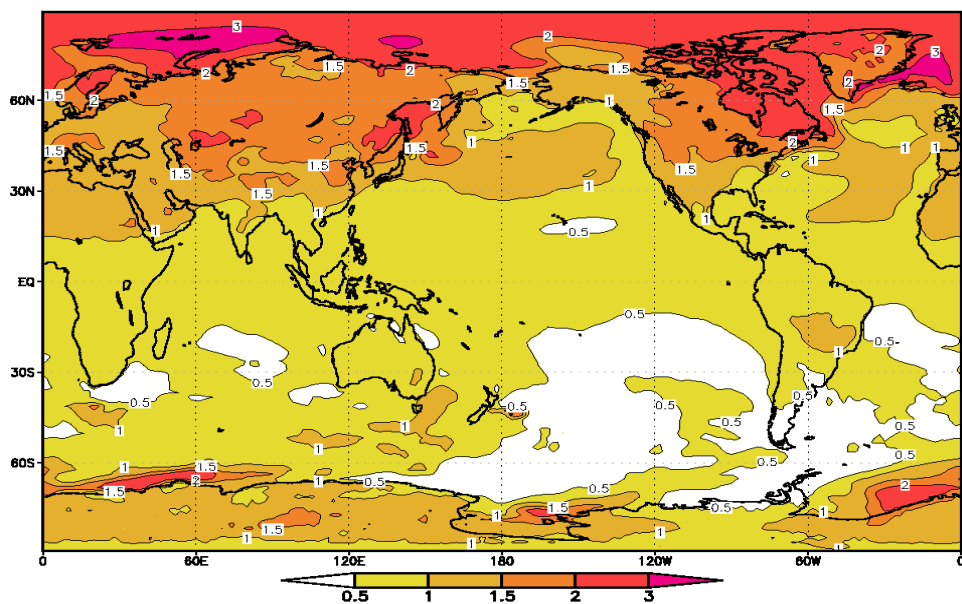


Рисунок 5.3.10 – Отличие среднегодовой приповерхностной температуры (К) в 2071–2100 гг. по сравнению с 1981–2010 гг. для сценария SSP1-2.6 [18]

Поле температурного отклика на отмеченное возмущение можно оценить по расчетам поля температурного отклика на изменение концентрации парниковых газов в XXI веке, с использованием климатической модели INM-CM5 в рамках международного проекта CMIP6 [18]. При сценарии SSP1-2.6 радиационный форсинг к концу XXI столетия $2,6 \text{ Вт/м}^2$, а в рассматриваемом случае – порядка 3 мВт/м^2 . Соответственно, изменения приповерхностной температуры для соответствующего численного эксперимента с возмущением концентрации метана будут примерно в 1000 раз меньше, чем поле на рис. 5.3.10.

5.3.7 ВЫВОДЫ

Согласно полученным оценкам, доля выбросов метана в атмосферу от ПАО «Газпром» в 2021 г. составляет $0,21\text{--}0,23\%$ глобальных выбросов. При этом изменение концентрации метана в атмосфере в случае исключения источника выбросов от ПАО «Газпром» оценено в диапазоне $3,9\text{--}4,8 \text{ млрд}^{-1}$.

С помощью глобальной климатической модели ИВМ РАН проведены численные эксперименты для оценки среднегодового прямого радиационного форсинга атмосферы вызванного соответствующим возмущением концентрации метана, который составил $0,0028\text{--}0,0034 \text{ Вт/м}^2$. Оценено изменение глобальной приповерхностной температуры, связанное с этим радиационным форсингом: $-(0,003\text{--}0,0076) \text{ К}$. Получены соответствующие вертикальные распределения среднезонального радиационного нагрева атмосферы с оценкой изменения поля приповерхностной температуры.

ЛИТЕРАТУРА

К ПОДРАЗДЕЛУ 1.1

1. Елисеев А.В. Глобальный цикл метана: обзор // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2018. Т. 1. С. 52–70.
2. Cicerone R.J., Oremland R.S. Biogeochemical aspects of atmospheric methane // *Glob. Biogeochem. cycles*. 1988. V. 2. № 4. P. 299–327.
3. Wahlen M. The global methane cycle // *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.* 1993. V. 21. P. 407–426.
4. Kirschke S., Bousquet P., Ciais P., Saunois M., Canadell J.G., Dlugokencky E.J., Bergamaschi P., Bergmann D., Blake D.R., Bruhwiler L., Cameron-Smith P., Castaldi S., Chevallier F., Feng L., Fraser A., Heimann M., Hodson E.L., Houweling S., Josse B., Fraser P.J., Krummel P.B., Lamarque J.-F., Langenfelds R.L., Le Quéré C., Naik V., O'Doherty S., Palmer P.I., Pison I., Plummer D., Poulter B., Prinn R.G., Rigby M., Ringeval B., Santini M., Schmidt M., Shindell D.T., Simpson I.J., Spahni R., Steele L.P., Strode S.A., Sudo K., Szopa S., van der Werf G.R., Voulgarakis A., van Weele M., Weiss R.F., Williams J.E., Zeng G. Three decades of global methane sources and sinks // *Nature Geosci.* 2013. V. 6. № 10. P. 813–823.
5. Семенов С.М., Говор И.Л., Уварова Н.Е. Роль метана в современном изменении климата. Москва: ИГКЭ Рогидромета и РАН, 2018, 106 с.
6. Wik M., Varner R.K., Walter Anthony K., MacIntyre S., Bastviken D. Climate-sensitive northern lakes and ponds are critical components of methane release // *Nature Geosci.* 2016. V. 9. № 2. P. 99–105. DOI: 10.1038/ngeo2578.
7. Deemer B.R., Harrison J.A., Li S., Beaulieu J.J., DelSontro T., Barros N., Bezerra-Neto J.F., Powers S.M., dos Santos M.A., Vonk J.A. Greenhouse gas emissions from reservoir water surfaces: A new global synthesis // *BioScience*. 2016. V. 66. № 11. P. 949–964.
8. Malakhova V.V., Eliseev A.V. Uncertainty in temperature and sea level datasets for the Pleistocene glacial cycles: Implications for thermal state of the subsea sediments // *Glob. Planet. Change*. 2020. V. 192. 103249. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2020.103249.
9. Ruppel C.D., Waite W.F. Timescales and processes of methane hydrate formation and breakdown, with application to geologic systems // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2020. V. 125. № 8. e2018JB016459. DOI: 10.1029/2018JB016459.
10. Canadell J.G., Monteiro P.M.S., Costa M. H., Cotrim da Cunha L., Cox P.M., Eliseev A.V., Henson S., Ishii M., Jaccard S., Koven C., Lohila A., Patra P.K., Piao S., Rogelj J., Syampungani S., Zaehle S., Zickfeld K. Global Carbon and other Biogeochemical Cycles and Feedbacks // *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / eds. Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A., Connors S.L., Péan C., Berger S., Caud N., Chen Y., Goldfarb L., Gomis M.I., Huang M., Leitzell K., Lonnoy E., Matthews J.B.R., Maycock T.K., Waterfield T., Yelekçi O., Yu R., Zhou B. Cambridge: Cambridge University Press, 2021. In Press

11. IPCC 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / eds.: Stocker T.F., Qin D., Plattner G.K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P.M. Cambridge/New York: Cambridge Univ. Press, 2013. 1535 p.
12. Dean J.F., Middelburg J.J., Röckmann T., Aerts R., Blauw L.G., Egger M., Jetten M.S.M., Jong A.E.E., Meisel O.H., Rasigraf O., Slomp C.P., Dolman A.J. Methane feedbacks to the global climate system in a warmer world // *Rev. Geophys.* 2018. V. 56. № 1. P. 207–250.
13. Gedney N., Cox P.M., Huntingford C. Climate feedback from wetland methane emissions // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. № 20. L20503.
14. Елисеев А.В., Мохов И.И., Аржанов М.М., Демченко П.Ф., Денисов С.Н. Учет взаимодействия метанового цикла и процессов в болотных экосистемах в климатической модели промежуточной сложности // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана.* 2008. Т. 44. № 2. С. 147–162.
15. Володин Е.М. Цикл метана в модели климата ИВМ РАН // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана.* 2008. Т. 44. № 3. С. 163–170.
16. Денисов С.Н., Елисеев А.В., Мохов И.И. Изменения климата в глобальной модели ИФА РАН с учетом взаимодействия с метановым циклом при антропогенных сценариях семейства RCP // *Метеорология и гидрология.* 2013. № 11. С. 30–41.
17. Stocker B.D., Roth R., Joos F., Spahni R., Steinacher M., Zaehle S., Bouwman L., Xu-Ri, Prentice I.C. Multiple greenhouse-gas feedbacks from the land biosphere under future climate change scenarios // *Nature Climate Change.* 2017. V. 3. № 7. P. 666–672.
18. Денисов С.Н., Елисеев А.В., Мохов И.И. Вклад естественных и антропогенных эмиссий CO₂ и CH₄ в атмосферу с территории России в глобальные изменения климата в XXI веке // *Доклады РАН.* 2019. Т. 488. № 1. С. 74–80.
19. IPCC 2019: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate / eds. Pörtner H.-O., Roberts D.C., Masson-Delmotte V., Zhai P., Tignor M., Poloczanska E., Mintenbeck K., Alegria A., Nicolai M., Okem A., Petzold J., Rama B., Weyer N.M. Cambridge: Cambridge University Press, 2019. In press
20. Елисеев А.В. Глобальный цикл CO₂: основные процессы и взаимодействие с климатом // *Фундаментальная и прикладная климатология.* 2017. Т. 4. С. 9–31.
21. Schneider von Deimling T., Meinshausen M., Levermann A., Huber V., Frieler K., Lawrence D.M., Brovkin V. Estimating the near-surface permafrost-carbon feedback on global warming // *Biogeosciences.* 2012. V. 9. № 2. P. 649–665.
22. Turetsky M.R., Abbott B.W., Jones M.C., Anthony Walter K., Olefeldt D., Schuur E.A.G., Grosse G., Kuhry P., Hugelius G., Koven C., Lawrence D.M., Gibson C., Sannel A.B.K., McGuire A.D. Carbon release through abrupt permafrost thaw // *Nature Geoscience.* 2020. V. 13. № 2. P. 138–143.
23. Naik V., Szopa S., Adhikary B., Artaxo P., Berntsen T., Collins W.D., Fuzzi S., Gallardo L., Kiendler Scharr A., Klimont Z., Liao H., Unger N., Zanis P. Short-Lived Climate Forcers / eds. Masson- Delmotte V., Zhai P., Pirani A., Connors S.L., Péan C., Berger S., Caud N., Chen Y., Goldfarb L., Gomis M.I., Huang M., Leitzell K., Lonnoy E., Matthews J.B.R., Maycock T.K., Waterfield T., Yelekçi O., Yu R., Zhou B. Cambridge: Cambridge University Press, 2021. In Press

24. Saunio M., Stavert A.R., Poulter B., Bousquet P., Canadell J.G., Jackson R.B., Raymond P.A., Dlugokencky E.J., Houweling S., Patra P.K., Ciais P., Arora V.K., Bastviken D., Bergamaschi P., Blake D.R., Brailsford G., Bruhwiler L., Carlson K.M., Carrol M., Castaldi S., Chandra N., Crevoisier C., Crill P.M., Covey K., Curry C.L., Etiope G., Frankenberg C., Gedney N., Hegglin M.I., Höglund-Isaksson L., Hugelius G., Ishizawa M., Ito A., Janssens-Maenhout G., Jensen K.M., Joos F., Kleinen T., Krummel P.B., Langenfelds R.L., Laruelle G.G., Liu L., Machida T., Maksyutov S., McDonald K.C., McNorton J., Miller P.A., Melton J.R., Morino I., Müller J., Murguia-Flores F., Naik V., Niwa Y., Noce S., O'Doherty S., Parker R.J., Peng C., Peng S., Peters G.P., Prigent C., Prinn R., Ramonet M., Regnier P., Riley W.J., Rosentretter J.A., Segers A., Simpson I.J., Shi H., Smith S.J., Steele L.P., Thornton B.F., Tian H., Tohjima Y., Tubiello F.N., Tsuruta A., Viovy N., Voulgarakis A., Weber T.S., van Weele M., van der Werf G.R., Weiss R.F., Worthy D., Wunch D., Yin Y., Yoshida Y., Zhang W., Zhang Z., Zhao Y., Zheng B., Zhu Q., Zhu Q., Zhuang Q. The global methane budget 2000-2017 // *Earth System Science Data*. 2020. V. 12. № 3. P. 1561-1623. DOI: 10.5194/essd-12-1561-2020.

25. Bock M., Schmitt J., Beck J., Seth B., Chappellaz J., Fischer H. Glacial/interglacial wetland, biomass burning, and geologic methane emissions constrained by dual stable isotopic CH₄ ice core records // *Proc. Nat. Acad. Sci.* 2017. V. 114. № 29. P. E5778-E5786. DOI: 10.1073/pnas.1613883114

26. Petrenko V.V., Smith A.M., Schaefer H., Riedel K., Brook E., Baggenstos D., Harth C., Hua Q., Buizert C., Schilt A., Fain X., Mitchell L., Bauska T., Orsi A., Weiss R.F., Severinghaus J.P. Minimal geological methane emissions during the Younger Dryas-Preboreal abrupt warming event // *Nature*. 2017. V. 548. № 7668. P. 443-446. DOI: 10.1038/nature23316

27. Dyonisius M.N., Petrenko V.V., Smith A.M., Hua Q., Yang B., Schmitt J., Beck J., Seth B., Bock M., Hmiel B., Vimont I., Menking J.A., Shackleton S.A., Baggenstos D., Bauska T.K., Rhodes R.H., Sperlich P., Beaudette R., Harth C., Kalk M., Brook E.J., Fischer H., Severinghaus J.P., Weiss R.F. Old carbon reservoirs were not important in the deglacial methane budget // *Science*. 2020. V. 367. № 6480. P. 907-910. DOI: 10.1126/science.aax0504

28. Шахова Н.Е., Юсупов В.А., Салюк А.Н., Космач Д.А., Семилетов И.П. Антропогенный фактор и эмиссия метана на Восточно-Сибирском шельфе // *Доклады РАН*. 2009. Т. 429. № 6. С. 398-401.

29. Shakhova N.N., Semiletov I.I., Salyuk A.A., Yusupov V.V., Kosmach D.D., Gustafsson Ö.Ö. Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Siberian Arctic Shelf // *Science*. 2010. V. 327. № 5970. P. 1246-1250.

30. Сергиенко В.И., Лобковский Л.И., Семилетов И.П., Дударев О.В., Дмитриевский Н.Н., Шахова Н.Е., Романовский Н.Н., Космач Д.А., Никольский Д.Н., Никифоров С.Л., Саломатин А.С., Ананьев Р.А., Росляков А.Г., Салюк А.Н., Карнаух В.В., Черных Д.Б., Тумской В.Е., Юсупов В.И., Куриленко А.В., Чувилин Е.М., Буханов Б.А. Деградация подводной мерзлоты и разрушение гидратов шельфа морей восточной Арктики как возможная причина «метановой катастрофы»: некоторые результаты комплексных исследований 2011 года // *Доклады РАН*. 2012. Т. 446. № 3. С. 330-335.

31. Romanovskii N.N., Hubberten H.W.H.W., Gavrillov A.A., Eliseeva A.A., Topenko G.G. Offshore permafrost and gas hydrate stability zone on the shelf of East Siberian Seas // *Geo-Mar. Lett.* 2005. V. 25. № 2-3. P. 167-182.

32. Malakhova V.V., Eliseev A.V. The role of heat transfer time scale in the evolution of the subsea permafrost and associated methane hydrates stability zone during glacial cycles // *Glob. Planet. Change*. 2017. V. 157. P. 18–25.

33. Harvey L.L., Huang Z.Z. Evaluation of the potential impact of methane clathrate destabilization on future global warming // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. № D2. P. 2905–2926.

34. Hunter S.S., Goldobin D.D., Haywood A.A., Ridgwell A.A., Rees J.J. Sensitivity of the global submarine hydrate inventory to scenarios of future climate change // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 367. P. 105–115.

35. Малахова В.В., Елисеев А.В. Влияние рифтовых зон и термокарстовых озер на формирование субаквальной мерзлоты и зоны стабильности метаногидратов шельфа моря Лаптевых в плейстоцене // *Лед и Снег*. 2018. Т. 58. №2. С. 231–242.

36. Zhang Z., Fluet-Chouinard E., Jensen K., McDonald K., Hugelius G., Gumbrecht T., Carroll M., Prigent C., Bartsch A., Poulter B. Development of the global dataset of Wetland Area and Dynamics for Methane Modeling (WAD2M) // *Earth System Science Data*. 2021. V. 13. № 5. P. 2001–2023. DOI: 10.5194/essd-13-2001-2021.

37. Kirschke S., Bousquet P., Ciais P., Saunois M., Canadell J.G., Dlugokencky E.J., Bergamaschi P., Bergmann D., Blake D.R., Bruhwiler L., Cameron-Smith P., Castaldi S., Chevallier F., Feng L., Fraser A., Heimann M., Hodson E.L., Houweling S., Josse B., Fraser P.J., Krummel P.B., Lamarque J.-F., Langenfelds R.L., Le Quèrè C., Naik V., O'Doherty S., Palmer P.I., Pison I., Plummer D., Poulter B., Prinn R.G., Rigby M., Ringeval B., Santini M., Schmidt M., Shindell D.T., Simpson I.J., Spahni R., Steele L.P., Strode S.A., Sudo K., Szopa S., van der Werf G.R., Voulgarakis A., van Weele M., Weiss R.F., Williams J.E., Zeng G. Three decades of global methane sources and sinks // *Nature Geosci.* 2013. V. 6. № 10. P. 813–823. DOI: 10.1038/ngeo1955.

38. Saunois M., Bousquet P., Poulter B., Peregon A., Ciais P., Canadell J.G., Dlugokencky E.J., Etiope G., Bastviken D., Houweling S., Janssens-Maenhout G., Tubiello F.N., Castaldi S., Jackson R.B., Alexe M., Arora V.K., Beerling D.J., Bergamaschi P., Blake D.R., Brailsford G., Brovkin V., Bruhwiler L., Crevoisier C., Crill P., Covey K., Curry C., Frankenberg C., Gedney N., Höglund-Isaksson L., Ishizawa M., Ito A., Joos F., Kim H.-S., Kleinen T., Krummel P., Lamarque J.-F., Langenfelds R., Locatelli R., Machida T., Maksyutov S., McDonald K.C., Marshall J., Melton J.R., Morino I., Naik V., O'Doherty S., Parmentier F.-J.W., Patra P.K., Peng C., Peng S., Peters G.P., Pison I., Prigent C., Prinn R., Ramonet M., Riley W.J., Saito M., Santini M., Schroeder R., Simpson I.J., Spahni R., Steele P., Takizawa A., Thornton B.F., Tian H., Tohjima Y., Viovy N., Voulgarakis A., van Weele M., van der Werf G.R., Weiss R., Wiedinmyer C., Wilton D.J., Wiltshire A., Worthy D., Wunch D., Xu X., Yoshida Y., Zhang B., Zhang Z., Zhu Q. The global methane budget 2000–2012 // *Earth. System Sci. Data*. 2016. V. 8. № 2. P. 697–751. DOI: 10.5194/essd-8-697-2016.

39. Crippa M., Solazzo E., Huang G., Guizzardi D., Koffi E., Muntean M., Schieberle C., Friedrich R., Janssens-Maenhout G. High resolution temporal profiles in the Emissions Database for Global Atmospheric Research // *Scientific Data*. 2020. V. 7. № 1. 121. DOI: 10.1038/s41597-020-0462-2.

40. Berchet A., Bousquet P., Pison I., Locatelli R., Chevallier F., Paris J.-D., Dlugokencky E.J., Laurila T., Hatakka J., Viisanen Y., Worthy D.E.J., Nisbet E., Fisher R., France J., Lowry D., Ivakhov V., Hermansen O. Atmospheric constraints on the methane

emissions from the East Siberian Shelf // *Atmos. Chem. Phys.* 2016. V. 16. № 6. P. 4147–4157. DOI: 10.5194/acp-16-4147-2016.

41. Thornton B.F., Prytherch J., Andersson K., Brooks I.M., Salisbury D., Tjernstrom M., Crill P.M. Shipborne eddy covariance observations of methane fluxes constrain Arctic sea emissions // *Sci. Adv.* 2020. V. 6. № 5. eaay7934. DOI: 10.1126/sciadv.aay7934.

42. Etiope G., Lassey K.R., Klusman R.W., Boschi E. Reappraisal of the fossil methane budget and related emission from geologic sources // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. № 9. L09037. DOI: 10.1029/2008GL033623.

43. Melton J.R., Wania R., Hodson E.L., Poulter B., Ringeval B., Spahni R., Bohn T., Avis C.A., Beerling D.J., Chen G., Eliseev A.V., Denisov S.N., Hopcroft P.O., Lettenmaier D.P., Riley W.J., Singarayer J.S., Subin Z.M., Tian H., Zürcher S., Brovkin V., van Bodegom P.M., Kleinen T., Yu Z.C., Kaplan J.O. Present state of global wetland extent and wetland methane modelling: conclusions from a model intercomparison project (WETCHIMP) // *Biogeosciences*. 2013. V.10. № 2. P. 753–788.

44. Wania R., Melton J.R., Hodson E.L., Poulter B., Ringeval B., Spahni R., Bohn T., Avis C.A., Chen G., Eliseev A.V., Hopcroft P.O., Riley W.J., Subin Z.M., Tian H., Brovkin V., van Bodegom P.M., Kleinen T., Yu Z.C., Singarayer J.S., Zürcher S., Lettenmaier D.P., Beerling D.J., Denisov S.N., Prigent C., Papa F., Kaplan J.O. Present state of global wetland extent and wetland methane modelling: Methodology of a model intercomparison project (WETCHIMP) // *Geosci. Model Devel.* 2013. V.6. №3. C.617–641.

45. Bohn T.J., Melton J.R., Ito A., Kleinen T., Spahni R., Stocker B.D., Zhang B., Zhu X., Schroeder R., Glagolev M.V., Maksyutov S., Brovkin V., Chen G., Denisov S.N., Eliseev A.V., Gallego-Sala A., McDonald K.C., Rawlins M.A., Riley W.J., Subin Z.M., Tian H., Zhuang Q., Kaplan J.O. WETCHIMP-WSL: intercomparison of wetland methane emissions models over West Siberia // *Biogeosciences*. 2015. V. 12. № 11. C. 3321–3349.

46. Tarnocai, C., Canadell, J. G., Schuur, E. A. G., Kuhry, P., Mazhitova, G., and Zimov, S.: Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region // *Global Biogeochem. Cycles*/ 2009. V. 23. № 2. GB2023. DOI: 10.1029/2008GB003327.

К ПОДРАЗДЕЛУ 1.2

1. Биогеохимический цикл метана в океане / А.Ю. Леин, М.В. Иванов ; отв. ред. А.П. Лисицын ; Ин-т микробиологии им. С.Н. Виноградского РАН. – М.: Наука, 2009. – 576 с.

2. Kennicutt, Mahlon C.; Brooks, James M.; Bidigare, Robert R.; Fay, Roger R.; Wade, Terry L.; McDonald, Thomas J.. Vent type taxa in a hydrocarbon seep region on the Louisiana slope // *Nature*. 1985. V. 317. P. 351–353.

3. Torres M.E., Bohrmann G. (2016) Cold Seeps. In: Harff J., Meschede M., Petersen S., Thiede J. (eds) *Encyclopedia of Marine Geosciences. Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Springer, Dordrecht. https://DOI.org/10.1007/978-94-007-6238-1_153

4. Шнюков Е.Ф., Топачевский И.В. Газовые сипы Мирового океана // *Геология и полезные ископаемые мирового океана*. 2019. Т. 15. № 2. С. 2–15.

5. Люшвин П.В. Метанотрофное таяние льда // *Электронное науч. изд. Альманах пространство и время*. 2013. Т. 2. № 2.

6. Myhre G., Shindell D., Bréon F.M., Collins W., Fuglestedt J., Huang J., Koch D., Lamarque J.F., Lee D., Mendoza B., Nakajima T., Robock A., Stephens G., Takemura T., Zhang, H. (2013), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013.

7. Kirschke S., Bousquet P., Ciais P., Saunois M., Canadell J.G., Dlugokencky E.J., Bergamaschi P., Bergmann D., Blake D.R., Bruhwiler L., Cameron-Smith P., Castaldi S., Chevallier F., Feng L., Fraser A., Heimann M., Hodson E.L., Houweling S., Josse B., Fraser P.J., Krummel P.B., Lamarque J.-F., Langenfelds R.L., Le Quéré C., Naik V., O'Doherty S., Palmer P.I., Pison I., Plummer D., Poulter B., Prinn R.G., Rigby M., Ringeval B., Santini M., Schmidt M., Shindell D.T., Simpson I.J., Spahni R., Steele L.P., Strode S.A., Sudo K., Szopa S., van der Werf G.R., Voulgarakis A., van Weele M., Weiss R.F., Williams J.E., Zeng G. Three decades of global methane sources and sinks // *Nature Geosci.* 2013. V. 6. № 10. P. 813–823.

8. Saunois M., Bousquet P., Poulter B., Peregón A., Ciais P., Canadell J.G., Dlugokencky E.J., Etiope G., Bastviken D., Houweling S., Janssens-Maenhout G., Tubiello F.N., Castaldi S., Jackson R.B., Alexe M., Arora V.K., Beerling D.J., Bergamaschi P., Blake D.R., Brailsford G., Brovkin V., Bruhwiler L., Crevoisier C., Crill P., Covey K., Curry C., Frankenberg C., Gedney N., Höglund-Isaksson L., Ishizawa M., Ito A., Joos F., Kim H.-S., Kleinen T., Krummel P., Lamarque J.-F., Langenfelds R., Locatelli R., Machida T., Maksyutov S., McDonald K.C., Marshall J., Melton J.R., Morino I., Naik V., O'Doherty S., Parmentier F.-J.W., Patra P.K., Peng C., Peng S., Peters G.P., Pison I., Prigent C., Prinn R., Ramonet M., Riley W.J., Saito M., Santini M., Schroeder R., Simpson I.J., Spahni R., Steele P., Takizawa A., Thornton B.F., Tian H., Tohjima Y., Viovy N., Voulgarakis A., van Weele M., van der Werf G.R., Weiss R., Wiedinmyer C., Wilton D.J., Wiltshire A., Worthy D., Wunch D., Xu X., Yoshida Y., Zhang B., Zhang Z., Zhu Q. The global methane budget 2000-2012 // *Earth. System Sci. Data.* 2016. V. 8. № 2. P. 697–751. DOI: 10.5194/essd-8-697-2016.

9. Saunois M., Stavert A.R., Poulter B., Bousquet P., Canadell J.G., Jackson R.B., Raymond P.A., Dlugokencky E.J., Houweling S., Patra P.K., Ciais P., Arora V.K., Bastviken D., Bergamaschi P., Blake D.R., Brailsford G., Bruhwiler L., Carlson K.M., Carrol M., Castaldi S., Chandra N., Crevoisier C., Crill P.M., Covey K., Curry C.L., Etiope G., Frankenberg C., Gedney N., Hegglin M.I., Höglund-Isaksson L., Hugelius G., Ishizawa M., Ito A., Janssens-Maenhout G., Jensen K.M., Joos F., Kleinen T., Krummel P.B., Langenfelds R.L., Laruelle G.G., Liu L., Machida T., Maksyutov S., McDonald K.C., McNorton J., Miller P.A., Melton J.R., Morino I., Müller J., Murguía-Flores F., Naik V., Niwa Y., Noce S., O'Doherty S., Parker R.J., Peng C., Peng S., Peters G.P., Prigent C., Prinn R., Ramonet M., Regnier P., Riley W.J., Rosentretter J.A., Segers A., Simpson I.J., Shi H., Smith S.J., Steele L.P., Thornton B.F., Tian H., Tohjima Y., Tubiello F.N., Tsuruta A., Viovy N., Voulgarakis A., Weber T.S., van Weele M., van der Werf G.R., Weiss R.F., Worthy D., Wunch D., Yin Y., Yoshida Y., Zhang W., Zhang Z., Zhao Y., Zheng B., Zhu Q., Zhu Q., Zhuang Q. The global methane budget 2000-2017 // *Earth System Science Data.* 2020. V. 12. № 3. P. 1561–1623. DOI: 10.5194/essd-12-1561-2020.

10. Shakhova N.N., Semiletov I.I., Salyuk A.A., Yusupov V.V., Kosmach D.D., Gustafsson Ö.Ö. Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Siberian Arctic Shelf // *Science.* 2010. V. 327. № 5970. P. 1246–1250.

11. Shakhova, N., Semiletov, I., Leifer, I., Sergienko, V., Salyuk, A., Kosmach, D., Chernykh, D., Stubbs, C., Nicolsky, D., Tumskey, V. and Gustafsson, Ö.: Ebullition and storm-induced methane release from the East Siberian Arctic Shelf // *Nature Geoscience*. V. 7. P. 64–70. DOI: 10.1038/ngeo2007, 2014.
12. Jakobsson, M.: Hypsometry and volume of the Arctic Ocean and its constituent seas // *Geochem. Geophys. Geosy.* 2002. V. 3. № 5. 1028. DOI: 10.1029/2001GC000302.
13. Frenzel, B., Pécsi, M., Velichko, A. (Eds.) *Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere: Late Pleistocene-Holocene*; Gustav Fischer: Stuttgart, Germany, 1992; 153p.
14. Romanovskii, N.N., Hubberten, H.-W. Results of permafrost modeling of the lowlands and shelf of the Laptev Sea region, Russia // *Permafr. Periglac. Process.* 2001. V. 12. P. 191–202.
15. Мельников П.И., Царев В.П., Дегтярев Б.В., Мизулина Н.Б., Попов А.П., Березняков А.И., Свечников А.М. О генерации углеводородов в толщах многолетнемерзлых пород // *Известия АН СССР, Серия геологическая*, № 2, 1989. С.118–128.
16. Milkov, A. V.: Molecular and stable isotope compositions of natural gas hydrates: A revised global dataset and basic interpretations in the context of geological settings // *Org. Geochem.* 2005. V. 36. P. 681–702.
17. Klauda, J. B. and Sandler, S. I.: Global distribution of methane hydrate in ocean sediment // *Energy Fuels.* 2005. V. 19. P. 459–470.
18. Wallmann K., Pinero E., Burwicz E., Haeckel M., Hensen C., Dale A., and Ruepke L.: The Global Inventory of Methane Hydrate in Marine Sediments // *A Theoretical Approach*, *Energies.* 2012. V. 5. P. 2449–2498.
19. McGinnis D.F., Greinert J., Artemov Y., Beaubien S.E., Wuest A. Fate of rising methane bubbles in stratified waters: How much methane reaches the atmosphere? // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. № C9. C09007.
20. Shakhova, N., Semiletov, I., Gustafsson, O., Sergienko, V., Lobkovsky, L., Dudarev, O., Tumskey, V., Grigoriev, M., Mazurov, A., Salyuk, A., Ananiev R., Koshurnikov A., Kosmach D., Charkin A., Dmitrevsky N., Karnaukh V., Gunar A., Meluzov A., Chernykh D. Current rates and mechanisms of subsea permafrost degradation in the East Siberian Arctic Shelf // *Nat. Commun.* 2017. V. 8. 15872. DOI: 10.1038/ncomms15872.
21. Анисимов О.А., Кокорев В.А. Сравнительный анализ наземных, морских и спутниковых измерений метана в нижней атмосфере Российской части Арктики в условиях изменения климата // *Исследование Земли из космоса.* 2015. № 2. С. 1–14.
22. Dmitrenko I.A., Kirillov S.A., Tremblay B., Kassens H., Anisimov O.A., Lavrov S.A., Razumov S.O., Grigoriev M.N. Recent changes in shelf hydrography in the siberian arctic: Potential for subsea permafrost instability // *J. Geophys. Res.* 2011. № 116. C10027 p. DOI:10.1029/2011JC007218.
23. Petrenko V.V., Etheridge D.M., Weiss R.F., Brook E.J., Schaefer H., Severinghaus J.P., Smith A.M., Lowe D., Hua Q., Riedel K. Methane from the east siberian arctic shelf // *Sci.* 2010. P. 1146–1147.

24. Леин А. Ю., Саввичев А. С., Иванов М. В. Резервуар растворенного метана в водной толще морей Российской Арктики // Докл. Акад. наук. 2011. Т. 441. № 3. С. 369–371.

25. Włodarska-Kowalczyk M., Mazurkiewicz M., Górka B., Michel L.N., Jankowska E. and Zaborska A.: Organic carbon origin, benthic faunal consumption and burial in sediments of northern Atlantic and Arctic fjords (60- 81 ON) // *J. Geophys. Res.: Biogeo.* 2019. V. 124. № 12. DOI: 10.1029/2019JG005140.

26. Crémière, A., Lepland, A., Chand, S., Sahy, D., Condon, D.J., Noble, S. R., Martma, T., Thorsnes, T., Sauer, S. and Brunstad, H.: Timescales of methane seepage on the Norwegian margin following collapse of the Scandinavian Ice Sheet // *Nat. Comms.*, 2016. V. 7. 11509p. DOI: 10.1038/ncomms11509.

27. Portnov, A., Vadakkepuliyambatta, S., Mienert, J. and Hubbard, A.: Ice-sheet-driven methane storage and release in the Arctic // *Nat. Comms.* 2016. V. 7. 10314 p. DOI: 10.1038/ncomms10314.

28. Liira, M., Noormets, R., Sepp, H., Kekišev, O., Maddison, M., and Olausson, S.: Sediment geochemical study of hydrocarbon seeps in Isfjorden and Mohnbukta: a comparison between western and eastern Spitsbergen, Svalbard // *Arktos.* 2019. V. 5. № 1. P. 49 – 62. DOI: 10.1007/s41063-019-00067-7.

29. Hodson A., Nowak A., Senger K., Redeker K., Christiansen H., Jessen S., Hornum M. T., Betlem P., Thornton S., Turchyn A., Olausson S. and Marca A.: Open system pingos as hotspots for sub-permafrost methane emission in Svalbard // *The Cryosphere Discussions.* 2020. P. 1–21. DOI: 10.5194/tc-2020-11.

30. Shakhova, N., Semiletov, I., Sergienko, V., Lobkovsky, L., Yusupov, V., Salyuk, A., Salomatin, A., Chernykh, D., Kosmach, D., Panteleev, G., Nicolsky, D., Samarkin, V., Joye, S., Charkin, A., Dudarev, O., Meluzov, A., and Gustafsson, O.: The East Siberian Arctic Shelf: towards further assessment of permafrost-related methane fluxes and role of sea ice // *Philos. T. R. Soc. S.-A.* 2015. V. 373. 2052 p. DOI: 10.1098/rsta.2014.0451, 2015.

31. Pankratova N., Skorokhod A., Belikov I., Elansky N., Rakitin V., Shtabkin Y., Berezina E. Evidence of atmospheric response to methane emissions from the east Siberian Arctic shelf // *Geography, environment, sustainability.* 2018. V. 11. P. 85–92. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-11-1-85-92>.

32. Shakhova, N., Semiletov, I., Chuvilin, E. Understanding the Permafrost–Hydrate System and Associated Methane Releases in the East Siberian Arctic Shelf // *Geosciences.* 2019. V. 9. № 6. 251 p. DOI: 10.3390/geosciences9060251.

33. Zimov S.A., Voropaev Yu.V., Semiletov I.P. et. al. North Siberian Lakes: a methane source fueled by Pleistocene carbon // *Sci.* 1997. V. 277. P. 800–802.

34. Сергиенко В.И., Семилетов И.П., Шахова Н.Е. Эмиссия метана и углекислого газа на Восточно-Сибирском шельфе – фактор глобальных климатических изменений // *Материалы совместного заседания Совета РАН по координации деятельности региональных отделений и региональных научных центров РАН и научного совета РАН по изучению Арктики и Антарктики.* 31 марта – 2 апреля 2010 г. Архангельск. Екатеринбург. УрО РАН, 2010.

35. McGuire A.D., Anderson L.G., Christensen T.R., Dallimore S., Guo L., Hayes D.J., Heimann M., Lorenson T.D., Macdonald R.W., Roulet N.: *Ecological Monographs*. 2009. V. 79. P. 523–555.
36. Tohjima, Y., Zeng, J., Shirai, T., Niwa, Y., Ishidoya, S., Taketani, F., Sasano, D., Kosugi, N., Kameyama, S., Takashima, H., et al. Estimation of CH₄ emissions from the East Siberian Arctic Shelf based on atmospheric observations aboard the R/V Mirai during fall cruises from 2012 to 2017 // *Polar Science*. 2021. V. 27. 100571 p. DOI: 10.1016/j.polar.2020.100571.
37. Stohl A., Forster C., Frank A., Seibert P., Wotawa G.: Technical note: the Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 6.2 // *Atmos. Chem. Phys.* 2005. V. 5 P. 2461–2474.
38. Thornton B., Geibel M.C., Crill P.M., Humborg C., Mörth C.-M.: Methane fluxes from the sea to the atmosphere across the Siberian shelf seas // *Geophys. Res. Lett.* 2016. V. 43. P. 5869–5877. DOI: 10.1002/2016GL068977
39. Скороход А.И., Панкратова Н.В., Беликов И.Б., Томпсон Р.Л., Новигатский А.Н., Голицын Г.С. Атмосферный метан и его изотопный состав над морями российской Арктики по результатам судовых измерений летом и осенью 2015 года // *Доклады РАН*. 2016. Т. 470. № 5. С. 1–5. DOI: 10.7868/S0869565216290247.
40. Панкратова Н.В., Беликов И.Б., Белоусов В.А., Копейкин В.М., Скороход А.И., Штабкин Ю.А., Малафеев Г.В., Флинт М.В. Наблюдения концентраций метана, озона, черного углерода, оксидов азота, углерода и содержания δ¹³CCH₄ над морями российской Арктики с борта научно-исследовательского судна летом и осенью 2018 года // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 5. С. 685–695.
41. Pataki D. E., Ehleringer J. R., Flanagan L. B., Yakir D., Bowling D. R., Still C. J., Buchmann N., Kaplan J. O., and Berry J. A.: The application and interpretation of Keeling plots in terrestrial carbon cycle research // *Global Biogeochem. Cycles*. 2003. V. 17. 1022 p. DOI: 10.1029/2001GB001850, 1.
42. Silyakova A., P. Jansson, P. Serov, B. Ferré, A. Pavlov, T. Hattermann, C.A. Graves, S.M. Platt, C. Myhre, F. Gründger, H. Niemann, Physical controls of dynamics of methane venting from a shallow seep area west of Svalbard // *Continental Shelf Research*. 2020. V. 194 104030 p. DOI: 10.1016/j.csr.2019.104030.
43. Schneider von Deimling, J., Rehder, G., Greinert, J., McGinnis, D. F., Boetius, A. and Linke, P.: Quantification of seep-related methane gas emissions at Tommeliten, North Sea // *Continental Shelf Research*/ 2011. V. 31. P. 867–878 .
44. Решетников А.И., Макштас А.П. Арктическая гидрометеорологическая обсерватория «Тикси» // *Тр. Гл. геофиз. обсерв. им. А.И. Воейкова / Под ред. В.П. Мелешко*. СПб., 2012. С. 267–283.
45. Yurganov L.N., Carrol, D. and Zhang H.: Ocean stratification and sea-ice cover in Barents and Kara seas modulate sea-air methane flux: satellite evidence // *Earth and Space Science Open Archive*. 2020. V. 18. DOI: 10.1002/essoar.10504047.1.
46. Butz A., Guerlet S., Hasekamp O., Schepers D., Galli A., Aben I., Frankenberg C., Hartmann J. M., Tran H., Kuze A., Keppel-Aleks G., Toon G., Wunch D., Wennberg P., Deutscher N., Griffith D., Macatangay R., Messerschmidt J., Notholt J., and Warneke T.:

Toward accurate CO₂ and CH₄ observations from GOSAT // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. L14812. DOI: 10.1029/2011gl047888.

47. Yurganov L.: Winter-time methane over the Arctic seas: AIRS, IASI, and CrIS data. // NASA Sounder Science Team Meeting, 09.13.2020. URL: https://www.researchgate.net/publication/344631514_Winter-time_methane_over_the_Arctic_seas_AIRS_IASI_and_CrIS_data.

48. Юрганов Л.Н., Лейфер А., Лунд, Майр К. Сезонная и межгодовая изменчивость атмосферного метана над морями Северного Ледовитого океана по спутниковым данным // *Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса.* 2016. Т. 13. №2. С.107–119.

49. Yurganov, Muller-Karger F.E. Leifer I.: Methane increase over the Barents and Kara seas after the autumn pycnocline breakdown: satellite observations // *Advances in Polar Science.* 2019. V. 30. № 4. P. 382–390.

50. Юрганов Л.Н., Лейфер А. Оценки эмиссии метана от некоторых арктических и приарктических районов по данным орбитального интерферометра IASI // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса.* 2016. Т. 13. № 3. С. 173–183.

51. Юрганов Л.Н., Лейфер А., Вадаккепулиямбатта С.. Признаки ускорения возрастания концентрации метана в атмосфере после 2014 года: спутниковые данные для Арктики // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса.* 2017. Т. 14. № 5. С. 248–258.

52. AIRS/AMSU/HSB Version 7 Level 2, Product User Guide. Ed. by Heidar Th. Thrastarson. URL: <http://disc.sci.gsfc.nasa>.

53. Aumann H.H., Chahine M.T., Gautier C., Goldberg M., Kalnay E., McMillin L., Revercomb H., Rosenkranz P.W., Smith W.L., Staelin D., Strow L., Susskind J. AIRS/AMSU/HSB on the Aqua mission: Design, science objectives, data products and processing systems // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2003. V. 41. № 2. P. 253–264.

54. McMillan W.W., Evans K.D., Barnet C.D., Maddy E.S., Sachse G.W., Diskin G.S. AIRS V5 CO retrieval with DACOM in situ measurements // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2011. V. 49. P. 1–12. DOI: 10.1109/TGRS.2011.2106505.

55. Smith N. and Barnet C. D.: CLIMCAPS observing capability for temperature, moisture, and trace gases from AIRS/AMSU and CrIS/ATMS // *Atmos. Meas. Tech.* 2020. V. 13. P. 4437–4459. DOI: 10.5194/amt-13-4437-2020.

56. Yurganov L., Carroll D., Pnyushkov A., et al.: Ocean stratification and sea-ice cover in Barents and Kara seas modulate sea-air methane flux: satellite data // *Adv Polar Sci.* 2021. V. 32. № 2. P. 118–138. DOI: 10.13679/j.advps.2021.0006.

57. Myhre C.L., Ferré B., Platt S.M., Silyakova A., Hermansen O., Allen G., Pisso I., Schmidbauer N., Stohl A., Pitt J., Jansson P., Greinert J., Percival C., Fjaeraa A.M., O’Shea S.J., Gallagher M., Le Breton M., Bower K.N., Bauguitte S.J.B., Dalsøren S., Vadakkepuliambatta S., Fisher R. E., Nisbet E.G., Lowry D., Myhre G., Pyle J.A., Cain M., and Mienert J.: Extensive release of methane from Arctic seabed west of Svalbard during summer 2014 does not influence the atmosphere // *Geophysical Research Letters.* 2016. V. 43 № 9. P. 4624–4631.

58. Ракитин В.С., Еланский Н.Ф., Панкратова Н.В., Скороход А.И., Джола А.В., Штабкин Ю.А., Ван Пусай, Ван Ген Чен., Васильева А.В., Макарова М.В., Гречко Е.И., 2017: Исследование трендов общего содержания СО и СН₄ над Евразией на основе анализа наземных и орбитальных спектроскопических измерений // Оптика атмосферы и океана. 2017. Т. 30. №6. С. 449–456.

59. USEPA: Office of Atmospheric Programs (6207J), Methane and Nitrous Oxide Emissions From Natural Sources, U.S. Environmental Protection Agency, EPA 430-R-10-001, Washington, DC 20460, available at: <http://nepis.epa.gov/>, 2010.

60. Fisher R. E., Sriskantharajah S., Lowry D., Lanoiselle M., Fowler C. M. R., James R. H., Hermansen O., Myhre C. L., Stohl A., Greinert J., Nisbet-Jones P. B. R., Mienert J., and Nisbet E. G.: Arctic methane sources: Isotopic evidence for atmospheric inputs // *Geophys. Res. Lett.* 2021. V. 38. L21803. DOI: 0.1029/2011gl049319.

61. Westbrook G. K., Thatcher K. E., Rohling E. J., Piotrowski A. M., Pälke H., Osborne A. H., Nisbet E. G., Minshull T. A., Lanoisellé M., James R. H., Hühnerbach V., Green D., Fisher R. E., Crocker A. J., Chabert A., Bolton C., Beszczynska-Möller A., Berndt C., and Aquilina A.: Escape of methane gas from the seabed along the West Spitsbergen continental margin // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. L15608. DOI: 10.1029/2009GL039191.

62. James R. H., Bousquet P., Bussmann I., Haeckel M., Kipfer R., Leifer I., Niemann H., Ostrovsky I., Piskozub J., Rehder G., Treude T., Vielstädte L., and Greinert, J.: Effects of climate change on methane emissions from seafloor sediments in the Arctic Ocean: A review // *Limnol. Oceanogr.* 2016. V. 61. P. S283–S299. DOI: 10.1002/lno.10307.

63. Kvenvolden, K. A., Reeburgh, W. S., and Lorenson, T. D.: Attention turns to naturally occurring methane seepages, *EOS*//*Am. Geophys. Un.* 2001. V. 82. P. 457–457.

64. Cicerone R.J., Oremland R.S. Biogeochemical aspects of atmospheric methane // *Glob. Biogeochem. cycles.* 1988. V. 2. № 4. P. 299–327.

65. Berchet A., Bousquet P., Pison I., Locatelli R., Chevallier F., Paris J.-D., Dlugokencky E.J., Laurila T., Hatakka J., Viisanen Y., Worthy D.E.J., Nisbet E., Fisher R., France J., Lowry D., Ivakhov V., Hermansen O. Atmospheric constraints on the methane emissions from the East Siberian Shelf // *Atmos. Chem. Phys.* 2016. V. 16. № 6. P. 4147–4157. DOI: 10.5194/acp-16-4147-2016.

66. Thornton B.F., Prytherch J., Andersson K., Brooks I.M., Salisbury D., Tjernstrom M., Crill P.M. Shipborne eddy covariance observations of methane fluxes constrain Arctic sea emissions // *Sci. Adv.* 2020. V. 6. № 5. eaay7934. DOI: 10.1126/sciadv.aay7934.

67. Малахова В.В. Субаквальная мерзлота арктического шельфа: оценка мощности и площади распространения // «XIII Сибирское совещание и школа молодых ученых по климатологическому мониторингу. Томск. 2019.

68. Wählström I., C. Dieterich P., Pemberton, and Meier H. E. M.: Impact of increasing inflow of warm Atlantic water on the sea-air exchange of carbon dioxide and methane in the Laptev Sea. *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 2016. V.121. DOI: 10.1002/2015JG003307.

69. Archer, D.: A model of the methane cycle, permafrost, and hydrology of the Siberian continental margin // *Biogeosciences.* 2015. V. 12. P. 2953–2974. DOI: 10.5194/bg-12-2953-2015.

70. Yurganov L., Carroll D., Zhang H.: Ocean stratification and sea-ice cover in Barents and Kara seas modulate sea-air methane flux: satellite evidence // *Earth and Space Science*. 2020. 18 p. DOI: 10.1002/essoar.10504047.1 Y2 - 2021/9/4 ER.

71. Etiope G., Lassey K.R., Klusman R.W., Boschi E. Reappraisal of the fossil methane budget and related emission from geologic sources // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. № 9. L09037. DOI: 10.1029/2008GL033623.

72. Ciais P., Sabine C., Bala G., Bopp L., Brovkin V., Canadell J., Chhabra A., DeFries R., Galloway J., Heimann M., Jones C., Le Quéré C., Myneni R. B., Piao S., and Thornton P.: Carbon and Other Biogeochemical Cycles, in: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by: Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and Midgley, P. M., Cambridge University Press, Cambridge, UK, New York, NY, USA, 2013.

73. Kretschmer K., Biastoch A., Rüpke L., and Burwicz E.: Modeling the fate of methane hydrates under global warming // *Global Biogeochem. Cy.* 2015. V. 29. P. 610–625. DOI: 10.1002/2014GB005011.

74. Shakhova N., Semiletov I., Panteleev G.: The distribution of methane on the Siberian Arctic shelves: Implications for the marine methane cycle // *Geophysical Research Letters*. 2005. V. 32. №9. DOI: 10.1029/2005GL022751.

75. Le Quéré C., Buitenhuis E. T., Moriarty R., Alvain S., Aumont O., Bopp L., Chollet S., Enright C., Franklin D. J., Geider R. J., Harrison S. P., Hirst A. G., Larsen S., Legendre L., Platt, T., Prentice I. C., Rivkin R. B., Saille S., Sathyendranath S., Stephens N., Vogt M., and Vallina, S. M.: Role of zooplankton dynamics for Southern Ocean phytoplankton biomass and global biogeochemical cycles // *Biogeosciences*. 2016. V. 13. P. 4111–4133. DOI: 10.5194/bg-13-4111-2016.

76. Buitenhuis E. T., Suntharalingam P., and Le Quéré C.: A new estimate of the ocean to atmosphere methane flux, including the first formal uncertainty estimate. 2020.

77. Weber T., Wiseman N. A., and Kock A.: Global ocean methane emissions dominated by shallow coastal waters // *Nat. Commun.* 2019. V. 10. P. 1–10. DOI: 10.1038/s41467-019-12541-7.

78. Бондур В.Г. Аэрокосмические методы и технологии мониторинга нефтегазоносных территорий и объектов нефтегазового комплекса // *Исследование Земли из космоса*. 2010. № 6. С. 3–17.

79. Бондур В.Г., Кузнецова Т.В. Выявление газовых сипов в акваториях арктических морей с использованием данных дистанционного зондирования // *Исследование Земли из космоса*. 2015. №4. С. 30–43. DOI: 10.7868/S020596141504003X.

80. Бондур В.Г., Кузнецова Т.В. Исследования естественных нефте- и газопроявлений на водной поверхности по космическим изображениям // *Георесурсы, геоэнергетика, геополитика*. 2012. Вып.2(6). С. 1–10. http://oilgasjournal.ru/vol_6/bondur.pdf.

81. Бондур В.Г., Кузнецова Т.В., Воробьев В.Е., Замшин В.В. Выявление газопроявлений на шельфе России по данным космической съемки // *Георесурсы, геоэнергетика, геополитика*. 2014. №1(9). 20 с.

К ПОДРАЗДЕЛУ 1.3

1. Семенов С.М., Говор И.Л., Уварова Н.Е. Роль метана в современном изменении климата. Москва: ИГКЭ Росгидромета и РАН. 2018. 106 с.
2. Cicerone R.J., Oremland R.S. Biogeochemical aspects of atmospheric methane // *Glob. Biogeochem. cycles*. 1988. V. 2. № 4. P. 299–327.
3. Суркова Г.В. Химия атмосферы. М.: МГУ, 2002. 169 с.
4. Елисеев А.В. Глобальный цикл метана: обзор // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2018. Т. 1. С. 52–70.
5. von Schneidmesser E., Monks P.S., Allan J.D., Bruhwiler L., Forster P., Fowler D., Lauer A., Morgan W.T., Paasonen P., Righi M., Sindelarova K., Sutton M.A. Chemistry and the linkages between air quality and climate change // *Chem. Rev.* 2015. V. 115. № 10. P. 3856–3897. DOI: 10.1021/acs.chemrev.5b00089
6. Wiesenburg D.A., Guinasso N.L. Equilibrium solubilities of methane, carbon monoxide, and hydrogen in water and sea water // *J. Chem. Eng. Data*. 1979. V. 24. № 4. P. 356–360.
7. Curry C.L. Modeling the soil consumption of atmospheric methane at the global scale // *Glob. Biogeochem. Cycles*. 2007. V.21. № 4. GB4012. DOI: 10.1029/2006GB002818.
8. Saunio M., Stavert A.R., Poulter B., Bousquet P., Canadell J.G., Jackson R.B., Raymond P.A., Dlugokencky E.J., Houweling S., Patra P.K., Ciais P., Arora V.K., Bastviken D., Bergamaschi P., Blake D.R., Brailsford G., Bruhwiler L., Carlson K.M., Carrol M., Castaldi S., Chandra N., Crevoisier C., Crill P.M., Covey K., Curry C.L., Etiope G., Frankenberg C., Gedney N., Hegglin M.I., Höglund-Isaksson L., Hugelius G., Ishizawa M., Ito A., Janssens-Maenhout G., Jensen K.M., Joos F., Kleinen T., Krummel P.B., Langenfelds R.L., Laruelle G.G., Liu L., Machida T., Maksyutov S., McDonald K.C., McNorton J., Miller P.A., Melton J.R., Morino I., Müller J., Murguía-Flores F., Naik V., Niwa Y., Noce S., O'Doherty S., Parker R.J., Peng C., Peng S., Peters G.P., Prigent C., Prinn R., Ramonet M., Regnier P., Riley W.J., Rosentreter J.A., Segers A., Simpson I.J., Shi H., Smith S.J., Steele L.P., Thornton B.F., Tian H., Tohjima Y., Tubiello F.N., Tsuruta A., Viovy N., Voulgarakis A., Weber T.S., van Weele M., van der Werf G.R., Weiss R.F., Worthy D., Wunch D., Yin Y., Yoshida Y., Zhang W., Zhang Z., Zhao Y., Zheng B., Zhu Q., Zhu Q., Zhuang Q. The global methane budget 2000–2017 // *Earth System Science Data*. 2020. V. 12. № 3. P. 1561–1623. DOI: 10.5194/essd-12-1561-2020.
9. Canadell J.G., Monteiro P.M.S., Costa M. H., Cotrim da Cunha L., Cox P.M., Eliseev A.V., Henson S., Ishii M., Jaccard S., Koven C., Lohila A., Patra P.K., Piao S., Rogelj J., Syampungani S., Zaehle S., Zickfeld K. Global Carbon and other Biogeochemical Cycles and Feedbacks. // *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / eds. Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A., Connors S.L., Péan C., Berger S., Caud N., Chen Y., Goldfarb L., Gomis M.I., Huang M., Leitzell K., Lonnoy E., Matthews J.B.R., Maycock T.K., Waterfield T., Yelekçi O., Yu R., Zhou B. Cambridge: Cambridge University Press, 2021. In Press
10. Naik, V., S. Szopa, B. Adhikary, P. Artaxo, T. Berntsen, W. D. Collins, S. Fuzzi, L. Gallardo, A. Kiendler Scharr, Z. Klimont, H. Liao, N. Unger, P. Zanis, 2021, Short-

Lived Climate Forcers // *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / eds. Masson- Delmotte V., Zhai P., Pirani A., Connors S.L., Péan C., Berger S., Caud N., Chen Y., Goldfarb L., Gomis M.I., Huang M., Leitzell K., Lonnoy E., Matthews J.B.R., Maycock T.K., Waterfield T., Yelekçi O., Yu R., Zhou B. Cambridge: Cambridge University Press, 2021. In Press.

11. Lamarque J.-F., Shindell D.T., Josse B., Young P.J., Cionni I., Eyring V., Bergmann D., Cameron-Smith P., Collins W.J., Doherty R., Dalsoren S., Faluvegi G., Folberth G., Ghan S.J., Horowitz L.W., Lee Y.H., MacKenzie I.A., Nagashima T., Naik V., Plummer D., Righi M., Rumbold S.T., Schulz M., Skeie R.B., Stevenson D.S., Strode S., Sudo K., Szopa S., Voulgarakis A., Zeng G. The Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project (ACCMIP): overview and description of models, simulations and climate diagnostics // *Geoscientific Model Development*. 2013. V. 6. № 1. P. 179–206. DOI: 10.5194/gmd-6-179-2013.

12. Voulgarakis A., Naik V., Lamarque J.-F., Shindell D.T., Young P.J., Prather M.J., Wild O., Field R.D., Bergmann D., Cameron-Smith P., Cionni I., Collins W.J., Dalsøren S.B., Doherty R.M., Eyring V., Faluvegi G., Folberth G.A., Horowitz L.W., Josse B., MacKenzie I.A., Nagashima T., Plummer D.A., Righi M., Rumbold S.T., Stevenson D.S., Strode S.A., Sudo K., Szopa S., Zeng G. Analysis of present day and future OH and methane lifetime in the ACCMIP simulations // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. V. 13. № 5. P. 2563–2587.

13. Naik V., Voulgarakis A., Fiore A.M., Horowitz L.W., Lamarque J.-F., Lin M., Prather M.J., Young P.J., Bergmann D., Cameron-Smith P.J., Cionni I., Collins W.J., Dalsøren S.B., Doherty R., Eyring V., Faluvegi G., Folberth G.A., Josse B., Lee Y.H., MacKenzie I.A., Nagashima T., van Noije T.P.C., Plummer D.A., Righi M., Rumbold S.T., Skeie R., Shindell D.T., Stevenson D.S., Strode S., Sudo K., Szopa S., Zeng G. Preindustrial to present-day changes in tropospheric hydroxyl radical and methane lifetime from the Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project (ACCMIP) // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. V. 13. № 10. P. 5277–5298. DOI: 10.5194/acp-13-5277-2013.

14. Young P.J., Archibald A.T., Bowman K. W., Lamarque J.-F., Naik V., Stevenson D.S., Tilmes S., Voulgarakis A., Wild O., Bergmann D., Cameron-Smith P., Cionni I., Collins W. J., Dalsøren S.B., Doherty R.M., Eyring V., Faluvegi G., Horowitz L.W., Josse B., Lee Y.H., MacKenzie I.A., Nagashima T., Plummer D.A., Righi M., Rumbold S.T., Skeie R.B., Shindell D.T., Strode S.A., Sudo K., Szopa S., Zeng G. Pre-industrial to end 21st century projections of tropospheric ozone from the Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project (ACCMIP) // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. V. 13. № 4. P. 2063–2090, <https://doi.org/10.5194/acp-13-2063-2013>.

15. Lamarque J.-F., Bond T.C., Eyring V., Granier C., Heil A., Klimont Z., Lee D., Liousse C., Mieville A., Owen B., Schultz M.G., Shindell D., Smith S.J., Stehfest E., Van Aardenne J., Cooper O.R., Kainuma M., Mahowald N., McConnell J.R., Naik V., Riahi K., van Vuuren D.P. Historical (1850–2000) gridded anthropogenic and biomass burning emissions of reactive gases and aerosols: methodology and application // *Atmos. Chem. Phys.* 2010. V. 10. № 15. P. 7017–7039. DOI: 10.5194/acp-10-7017-2010.

16. Ciais P., Sabine C., Bala G., Bopp L., Brovkin V., Canadell J., Chhabra A., DeFries R., Galloway J., Heimann M., Jones C., Le Quere C., Myneni R.B., Piao S., Thornton P. Carbon and Other Biogeochemical Cycles // *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / eds. Stocker T.F., Qin D., Plattner G.-K.,

Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P.M. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. P. 465–570.

17. Stevenson D.S., Zhao A., Naik V., O'Connor F.M., Tilmes S., Zeng G., Murray L.T., Collins W.J., Griffiths P.T., Shim S., Horowitz L.W., Sentman L.T., Emmons L. Trends in global tropospheric hydroxyl radical and methane lifetime since 1850 from AerChemMIP // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2020. V. 20. № 21. P. 12905–12920. DOI: 10.5194/acp-20-12905-2020.

18. Osborn T.J., Wigley T.M.L. A simple model for estimating methane concentration and lifetime variations // *Clim. Dyn.* 1994. V. 9. № 4–5. P. 181–193.

19. Holmes C.D. Methane feedback on atmospheric chemistry: Methods, models, and mechanisms // *J. Adv. Mod. Earth. Syst.* 2018. V. 10. № 4. P. 1087–1099.

20. Thornhill G., Collins W., Olivie D., Skeie R.B., Archibald A., Bauer S., Checa-Garcia R., Fiedler S., Folberth G., Gjermundsen A., Horowitz L., Lamarque J.-F., Michou M., Mulcahy J., Nabat P., Naik V., O'Connor F.M., Paulot F., Schulz M., Scott C.E., Séférian R., Smith C., Takemura T., Tilmes S., Tsigaridis K., Weber J. Climate-driven chemistry and aerosol feedbacks in CMIP6 Earth system models // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2021. V. 21. № 2. P. 1105–1126. DOI: 10.5194/acp-21-1105-2021.

21. Yu L., Huang Y., Zhang W., Li T., Sun W. Methane uptake in global forest and grassland soils from 1981 to 2010 // *Science of The Total Environment*. 2017, V. 607–608. P. 1163–1172. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2017.07.082.

22. Ni X., Groffman P.M. Declines in methane uptake in forest soils // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2018. V. 115. № 34. P. 8587–8590. DOI: 10.1073/pnas.1807377115.

23. Wahlen M., The global methane cycle // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1993 V. 21. P. 407–426.

24. Lelieveld J., Crutzen P.J., Dentener F.J. Changing concentration, lifetime and climate forcing of atmospheric methane // *Tellus*. 1998. V. 50B. № 2. P. 128–150.

25. Houweling S., Kaminski T., Dentener F., Lelieveld J., Heimann M. Inverse modeling of methane sources and sinks using the adjoint of a global transport model // *J. Geophys. Res.: Atmospheres*. 1999. V. 104. № D21. P. 26137–26160.

26. Dean J.F., Middelburg J.J., Röckmann T., Aerts R., Blauw L.G., Egger M., Jetten M.S.M., Jong A.E.E., Meisel O.H., Rasigraf O., Slomp C.P., Zandt M.H., Dolman A.J. Methane feedbacks to the global climate system in a warmer world // *Rev. Geophys.* 2018. V. 56. № 1. P. 207–250. DOI: 10.1002/2017RG000559.

К ПОДРАЗДЕЛУ 1.4

1. Киселев А.А., Решетников А.И. Метан в Российской Арктике: результаты наблюдений и расчетов // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2013. № 2(96). С. 5–15.

2. Тимохина А.В., Прокушкин А.С., Панов А.В., Онучин А.А., Хайманн М. Временная изменчивость концентрации CO и CH₄ в атмосфере среднетаежных экосистем Сибири // *Известия РАН. Серия географическая*. 2015. №2. С.112–121.

3. Обзор состояния и загрязнения окружающей среды в Российской Федерации за 2012 год. Росгидромет. 2013. 178 с.

4. Lin, S.-J., Rood R. B. Multidimensional flux form semi-Lagrangian transport schemes // *Mon. Weather Rev.* 1996. V. 124. P. 2046–2070.
5. Lin S.-J., Chao W. C., Sud Y. C., Walker G. K. A class of the van Leer-type transport schemes and its applications to the moisture transport in a General Circulation Model // *Mon. Weather Rev.* 1994. V. 122. P. 1575–1593.
6. Wild O., Zhu X., Prather M. J. Fast-J. Accurate simulation of in- and below-cloud photolysis in tropospheric chemical models // *J. Atmos. Chem.* 2000. V. 37. P. 245–282.
7. Trivitayanurak W., Adams P.J., Spracklen D.V., Carslaw K.S. Tropospheric aerosol microphysics simulation with assimilated meteorology: model description and intermodel comparison // *Atmos. Chem. Phys.* 2008. V. 8. № 12. P. 3149–3168, 2008.
8. D'Andrea S. D., Hakkinen S.A.K., Westervelt D.M., Kuang C., Levin E.J.T., Kanawade V.P., Leaitch W.R., Spracklen D.V., Riipinen I., Pierce J. R. Understanding global secondary organic aerosol amount and size-resolved condensational behavior // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. V. 13. P. 11519–11534. DOI:10.5194/acp-13-11519-11534.
9. Yu F., Luo G., Ma X. Regional and global modeling of aerosol optical properties with a size, composition, and mixing state resolved particle microphysics model // *Atmos. Chem. Phys.* 2012. V. 12. P. 5719–5736. DOI:10.5194/acp-12-5719-2012.
10. Olivier J.G.J., Bouwman A.F., Maas C.W.M. van der, Berdowski J.J.M., Veldt C., Bloos J.P.J., Visschedijk A.J.H., Zandveld P.Y.J., Haverlag J.L. Description of EDGAR Version 2.0: A set of global emission inventories of greenhouse gases and ozone-depleting substances for all anthropogenic and most natural sources on a per country basis and on 1 degree x 1 degree grid. RIVM. Bilthoven. 1996. RIVM Rapport 771060002.
11. Yevich R., Logan J.A. An assesment of biofuel use and burning of agricultural waste in the developing world // *Global Biogeochem. Cycles.* 2003. V. 17. №4. DOI:10.1029/2002GB001952.
12. Bond T.C. Historical emissions of black and organic carbon aerosol from energy related combustion // *Global Biogeochem. Cycles.* 2007. V. 21. P. 1850–2000.
13. Guenther A., Harley P., Wiedinmyer C., Palmer P. I., Geron C. Estimates of global terrestrial isoprene emissions using MEGAN (Model of Emissions of Gases and Aerosols from Nature) // *Atmos. Chem. Phys.* 2006. V. 6. № 11. P. 3181–3210.
14. Parrella J.P., Jacob D.J., Liang Q., Zhang Y., Mickley L.J., Miller B., Evans M.J., Yang X., Pyle J.A., Theys N., Van Roozendaal M. Tropospheric bromine chemistry: implications for present and pre-industrial ozone and mercury // *Atmos. Chem. Phys.* 2012. V. 12. P. 6723–6740.
15. Seinfeld J. H., Pankow, J. F. Organic atmospheric particulate material // *Annual Rev. Chem.* 2003. V. 54. P. 121–140.
16. Henze D. K., Seinfeld J. H. Global secondary organic aerosol from isoprene oxidation // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L09812. DOI:10.1029/2006GL025976.
17. Chung S.H., Seinfeld J.H. Global distribution and climate forcing of carbonaceous aerosols // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107(D19). P. 4407. DOI:10.1029/2001JD001397.
18. Kroll J.H., Ng N.L., Murphy S.M., Flagan R.C., Seinfeld J. H. Secondary organic aerosol formation from isoprene photooxidation // *Environ. Sci. Technol.* 2006. V. 40. P. 1869–1877. DOI:10.1021/es0524301.

- 19 Griffin R.J., Cocker III, D.R., Seinfeld J. H. Incremental Aerosol Reactivity: Application to Aromatic and Biogenic Hydrocarbons // *Environ. Sci. Technol.* 1999. V. 33. P. 2403–2408.
20. Pye H.O.T., Seinfeld J.H. A global perspective on aerosol from low-volatility organic compounds // *Atmos. Chem. Phys.* 2010. V. 10. P. 4377–4401. DOI:10.5194/acp-10-4377-2010.
21. Штабкин Ю.А., Моисеенко К.Б., Скороход А.И., Васильева А.В., Хайманн М. Источники и вариации тропосферного СО в Центральной Сибири: численные эксперименты и наблюдения на высотной мачте ZOTTO // *Изв. РАН. ФАО.* 2016. Т. 52, №1. С. 51–63.
22. Vasileva A., Moiseenko K., Skorokhod A., Belikov I., Kopeikin V., Lavrova O. Emission ratios of trace gases and particles for Siberian forest fires on the basis of mobile ground observations // *Atmos. Chem. Phys.* 2017. V. 17. Iss.20. P. 12303–12325. <https://doi.org/10.5194/acp-17-12303-2017>.
23. Simmonds P.G., Derwent R.G., O'Doherty S., Ryall D.B., Steele L.P. Continuous high-frequency observations of hydrogen at the Mace Head Baseline – atmospheric monitoring station over the 1994–1998 period // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. D10. P. 12105–12121.
24. Ehhalt D.H., Rohrer F. The tropospheric cycle of H₂: A critical review // *Tellus.* 2009. Ser. B. V. 61. P. 500–535.
25. Prather M., Ehhalt D., Dentener F., Derwent R., Dlugokencky E., co-authors. Atmospheric chemistry and greenhouse gases. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (eds. J. T.Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden and co-editors). 2001. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, USA.
26. Schultz M.G., Diehl T., Brasseur G.P., Zittel W. Air pollution and climate-forcing impacts of a global hydrogen economy // *Science.* 2003. V. 302. P. 624–627.
27. Novelli P.C., Lang P.M., Masarie K.A., Hurst D.F., Myers R., Elkins J.W. Molecular hydrogen in the troposphere: Global distribution and budget // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 30427–30444.
28. Trenberth K.F., Guillemot G.J. The total mass of the atmosphere // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 23079–23088.
29. Logan J.A., Prather M.J., Wofsy S.C., McElroy M.B. Tropospheric chemistry: a global perspective // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. P. 7210–7254.
30. Liu S.C., Trainer M., Fehsenfeld F.C., Parrish D.D., Williams E.J., Fahey D.W., Hübler G., Murphy P.C. Ozone production in the rural troposphere and the implications for regional and global ozone distributions // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92. D4. P. 4191–420. DOI:10.1029/JD092iD04p04191.
31. Sander S.P., Friedl R.R., Golden D.M., Kurylo M.J., Moortgat G.K. and co-authors. Chemical kinetics and photochemical data for use in atmospheric studies. 2006. Evaluation No. 15. JPL Publication 06–2. NASA/Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA.

32. Prinn R.G., Weiss R.F., Miller B.R., Huang J., Alyea F.N., co-authors. 1995. Atmospheric trends and lifetime of CH₃CCl₃ and global OH concentrations // *Science*. V. 269. P. 187–192.
33. Eller P., Singh K., Sandu A., Bowman K., Henze D.K., Lee M. Implementation and evaluation of an array of chemical solvers in the Global Chemical Transport Model GEOS-Chem // *Geosci. Model Dev.* 2009. V. 2. P. 89–96. DOI:10.5194/gmd-2-89-2009.
34. Hanna S.R. Confidence limits for air quality model evaluations, as estimated by bootstrap and jackknife resampling methods // *Atmos. Env.* 1989. № 23. P. 1385–1398.
35. Sanderson M.G., Collins W.J., Derwent R.G., Johnson C.E. Simulation of global hydrogen levels using a Lagrangian three-dimensional model // *J. Atmos. Chem.* 2003. V. 46. P. 15–28.
36. ICAO, Manual of the ICAO Standard Atmosphere (extended to 80 kilometres (262 500 feet)), Doc 7488-CD, Third Edition. 1993. ISBN 92-9194-004-6.
37. Schultz M.G., Diehl T., Brasseur G.P., Zittel W. Air pollution and climate-forcing impacts of a global hydrogen economy // *Science*. 2003. V. 302. P. 624–627. DOI: 10.1126/science.1089527. PMID: 14576429.
38. Ocko, I. B. and Hamburg, S. P. Climate consequences of hydrogen leakage, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/acp-2022-91>, in review, 2022.
39. Warwick N., Griffiths P., Keeble J, Archibald A., Pyle J, Shine K. Atmospheric implications of increased Hydrogen use // Department for Business, Energy & Industrial Strategy. University of Cambridge and NCAS, University of Reading. 2022. 75 p. www.gov.uk/government/publications/atmospheric-implications-of-increased-hydrogen-use.

К ПОДРАЗДЕЛУ 2.1

1. Мохов И.И., Елисеев А.В. Моделирование глобальных климатических изменений в XX–XXIII веках при новых сценариях антропогенных воздействий RCP // *Доклады РАН*. 2012. Т. 443. № 6. С. 732–736.
2. IPCC 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds.: Stocker T.F., Qin D., Plattner G.K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P.M. Cambridge/New York: Cambridge Univ. Press. 2013. 1535 p.
3. Анисимов О.А., Величко А.А., Демченко П.Ф., Елисеев А.В., Мохов И.И., Нечаев В.П. Влияние изменений климата на вечную мерзлоту в прошлом, настоящем и будущем // *Изв. АН. Физика атмосферы и океана*. 2004. Т. 38. № 1. С. 25–39.
4. Аржанов М.М., Мохов И.И. Температурные тренды в многолетнемерзлых грунтах Северного полушария: Сравнение модельных расчетов с данными наблюдений // *Доклады РАН*. 2013. Т. 449. № 1. С. 87–92.
5. Павлов А.В., Малкова Г.В. Мелкомасштабное картографирование трендов современных изменений температуры грунтов на севере России // *Криосфера Земли*. 2009. Т. XIII. № 4. С. 32–39.
6. Федосеев С.М. Газовые гидраты криолитозоны // *Наука и образование*. 2006. Т. 41. № 1. С. 22–27.

7. Перлова Е.В., Микляева Е.С., Леонов С.А., Ткачева Е.В., Ухова Ю.А. Газовые гидраты полуострова Ямал и прилегающего шельфа Карского моря как осложняющий фактор освоения региона // Вестник газовой науки. 2017. Т. 31. № 3. С. 255–262.

8. Малахова В.В. Численное моделирование возможного потока метана в атмосферу в результате субмаринной разгрузки флюидов // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22. № 4. Р. 487–492.

9. Shakhova N., Semiletov I., Salyuk A., Yusupov V., Kosmach D., Gustafsson O. Extensive Methane Venting to the Atmosphere from Sediments of the East Siberian Arctic Shelf // Science. 2010. V. 327. P. 1246–1250.

10. Schaefer K., Lantuit H., Romanovsky V.E., Schuur E.A.G., Witt R. The impact of the permafrost carbon feedback on global climate // Environ. Res. Lett. 2014. V. 9. № 8. P. 1–9.

11. Мохов И.И., Безверхний В.А., Карпенко А.А. Диагностика взаимных изменений содержания парниковых газов и температурного режима атмосферы по палеореконструкциям для антарктической станции Восток // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41. № 5. С. 579–592.

12. Мохов И.И., Безверхний В.А., Карпенко А.А. Взаимные изменения температурного режима и содержания парниковых газов в атмосфере по палеореконструкциям для последних 800 тысяч лет / Экстремальные природные явления и катастрофы. Оценка и пути снижения негативных последствий экстремальных природных явлений. Т. 1. М.: ИФЗ РАН, 2010. С. 312–319.

13. Ingolfsson O., Moller O., Lokrantz H. Late Quaternary marine-based Kara Sea ice sheets: a review of terrestrial stratigraphic data highlighting their formation // Polar Research. 2008. V. 27. P. 152–161.

14. Siegert M.J., Dowdeswell J.A. Numerical reconstructions of the Eurasian Ice Sheet and climate during the Late Weichselian // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. P. 1273–1283.

15. Lambeck K., Purcell A., Funde S., Kjaer K.H., Larsen E., Moller P. Constraints on the Late Saalian to early Middle Weichselian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modelling // Boreas. 2006. V. 35. P. 539–575.

16. Gataullin V., Mangerud J., Svendsen J.I. The extent of the Late Weichselian ice sheet in the southeastern Barents Sea // Global and Planetary Change. 2001. V. 31. P. 453–474.

17. Kleman J., Fastook J., Ebert K., Nilsson J., Caballero R. Pre-LGM Northern Hemisphere ice sheet topography // Clim. Past. 2013. V. 9. P. 2365–2378.

18. Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М.: Изд-во МГУ. 1993. 336 с.

19. Chuvilin E., Davletshina D. Formation and accumulation of pore methane hydrates in permafrost: experimental modeling // Geosciences. 2018. V. 8. P. 467–481.

20. Кизяков А.И., Сонюшкин А.В., Лейбман М.О., Зимин М.В., Хомутов А.В. Геоморфологические условия образования воронки газового выброса и динамика этой формы на центральном Ямале // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 2. С. 15–25.

21. Богоявленский В.И., Гарагаш И.А. Обоснование процесса образования кратеров газового выброса в Арктике математическим моделированием // Арктика: экология и экономика. 2015. Т. 19. № 3. С. 12–17.
22. Оленченко В.В., Сеницкий А.И., Антонов Е.Ю., Ельцов И.Н., Кушнаренко О.Н., Плотников А.Е., Потапов В.В., Эпов М.И. Результаты геофизических исследований территории геологического новообразования «Ямальский кратер» // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 4. С. 94–106.
23. Лейбман М.О., Кизяков А.И. Новый природный феномен в зоне вечной мерзлоты // Природа. 2016. № 2. С. 15–24.
24. Kizyakov A., Zimin M., Sonyushkin A., Dvornikov Yu., Khomutov A., Leibman M. Comparison of gas emission crater geomorphodynamics on Yamal and Gydan peninsulas (Russia), based on repeat very-high-resolution stereopairs // Remote Sens. 2017. V. 9. P. 1023–1036.
25. Хименков А.Н., Сергеев Д.О., Власов А.Н., Волков-Богородский Д.Б. Взрывные процессы в области распространения многолетнемерзлых пород – новый вид геокриологической опасности // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2019. № 6. С. 30–41.
26. Buldovicz S.N., Khilimonyuk V.Z., Bychkov A.Y., et al. Cryovolcanism on the Earth: origin of a spectacular crater in the Yamal peninsula // Sci Rep. 2018. V. 8. № 13534.
27. Demidov N., Wetterich S., Verkulich S., Ekaykin A., Meyer H., Anisimov M., Schirmermeister L., Demidov V., Hodson A.J. Geochemical signatures of pingo ice and its origin in Grondalen, west Spitsbergen // The Cryosphere. 2019. V. 13. P. 3155–3169.
28. Demidov V., Wetterich S., Demidov N., Wetterich S., Verkulich S., Koshurnikov A., Gagarin V., Ekaykin A., Terekchov A., Veres A., Kozachek A. Pingo drilling reveals sodium-chloride-dominated massive ice in Grondalen, Spitsbergen // Permafrost and Periglac Process. 2021. V. 24. P. 1–15.
29. Богоявленский В.И., Сизов О.С., Богоявленский И.В., Никонов Р.А. Дистанционное выявление участков поверхностных газопроявлений и газовых выбросов в Арктике: полуостров Ямал // Арктика: экология и экономика. 2016. Т. 23. № 3. С. 4–15.
30. Богоявленский В.И., Ерохин Г.Н., Никонов Р.А., Богоявленский И.В., Брыксин В.М. Изучение зон катастрофических выбросов газа в Арктике на основе пассивного микросейсмического мониторинга (на примере озера Открытие) // Арктика: экология и экономика. 2020. Т. 37. № 1. С. 53–64.
31. Babkina E.A., Leibman M.O., Dvornikov Yu.A., Fakashchuk N.Yu., Khairullin R.R., Khomutov A.V. Activation of cryogenic processes in Central Yamal as a result of regional and local change in climate and thermal state of permafrost // Russ. Meteorol. Hydrol. 2019. V. 44. P. 283–290.
32. Чувилин Е.М., Якушев В.С., Перлова Е.В., Кондаков В.В. Газовая компонента толщ мерзлых пород в пределах Бованенковского газоконденсатного месторождения (полуостров Ямал) // Доклады РАН. 1999. Т. 369. № 4. С. 522–524.
33. Kraev G., Schulze E.-D., Yurova A., Kholodov A., Chuvilin E., Rivkina E. Cryogenic displacement and accumulation of biogenic methane in frozen soils // Atmos. 2017. V. 8. P. 1–19.

34. Schuur E., McGuire A., Schadel C. et al. Climate change and the permafrost carbon feedback // *Nature*. 2015. V. 520. P. 171–179.
35. Walter K.M., Smith L.S., Chaplin F.S.. Methane bubbling from northern lakes present and future contribution to global methane budget // *Phil. Trans. R. Soc.* 2007. V. 365. № 1856. P. 1657–1676.
36. Якушев В.С., Перлова Е.В., Махонина Н.А., Чувилин Е.М., Козлова Е.В. Газовые гидраты в отложениях материков и островов // *Рос. хим. ж.* 2003. Т. XLVII. № 3. С. 80–90.
37. Слагода Е.А., Ермак А.А. Дешифрирование экзогенных процессов типичных тундр полуострова Ямал на примере территории района среднего течения реки Юрибей // *Вестник ТГУ*. 2014. № 4. С. 28–38.
38. Ganopolski A., Calov R., Claussen M. Simulation of the last glacial cycle with a coupled climate ice-sheet model of intermediate complexity // *Clim Past*. 2010. V. 6. № 2. P. 229–244.
39. Glasser N.F., Siegert M.J. Calculating basal temperatures in ice sheets: an Excel spreadsheet method // *Earth Surf. Process. Landforms*. 2002. V. 27. P. 673–680.
40. Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Gogineni P., Miller H. Basal melt at NorthGRIP modeled from borehole, ice-core and radio-echo sounder observations // *Ann Glaciol.* 2003. V. 37. P. 207–212.
41. Greve R. Relation of measured basal temperatures and the spatial distribution of the geothermal heat flux for the Greenland ice sheet // *Ann. Glaciol.* 2005. V. 42. № 1. P. 424–432.
42. Соин Д.А., Скорбогатов В.А. Термобарические условия газонефтеносности северных районов Западной Сибири (суша и шельф) // *Вести газовой науки*. 2013. Т. 16. № 5. С. 59–65.
43. Davies J.H. Global map of solid Earth surface heat flow // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. V. 14. P. 1–15.
44. Chuvilin E.M., Yakushev V.S., Perlova E.V. Gas and gas hydrates in the permafrost of Bovanenkovo gas field, Yamal Peninsula, West Siberia // *Polarforschung*. 1998. V. 68. P. 215–219.
45. Moridis G.J. Numerical studies of gas production from methane hydrates // *Soc. Petrol. Engin J.* 2003. V. 32. № 8. P. 359–370.
46. Majorowicz J.A., Safanda J., Osadetz K. Inferred gas hydrate and permafrost stability history models linked to climate change in the Beaufort-Mackenzie Basin, Arctic Canada // *Clim Past*. 2012. V. 8 № 2. P. 667–682.
47. Dvornikov Yu.A., Leibman M.O., Khomutov A.V. et al. Gas-emission craters of the Yamal and Gydan peninsulas: A proposed mechanism for lake genesis and development of permafrost landscapes // *Permafrost Periglac. Process*. 2019. V. 30. P. 146–162.
48. Kuzin I.L. On the priority in the study of surface gas emissions in Western Siberia // *Geol Geophys.* 1990. V. 3. P. 142–144.
49. Суетнова Е.И. Аккумуляция газовых гидратов в окрестностях подводных грязевых вулканов // *Геофизические исследования*. 2016. Т. 17. № 4. С. 37–46.

50. Суетнова Е.И., Собисевич А.Л., Жостков Р.А. Эволюция скоплений поддонных газовых гидратов, обусловленная некоторыми особенностями фильтрационных процессов в глубинных структурах подводных грязевых вулканов // Актуальные проблемы нефти и газа. 2018. Т. 23. № 4. С. 1–6.
51. Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964. 488 с.
52. Бадю Ю.Б. Влияние газоносных структур на мощность криогенной толщи Ямала // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII. № 3. С. 11–22.
53. Malakhova V.V., Eliseev A.V. The role of heat transfer time scale in the evolution of the subsea permafrost and associated methane hydrates stability zone during glacial cycles // *Global and Planetary Change*. 2017. V. 157. P. 18–25.
54. Аржанов М.М., Елисеев А.В., Демченко П.Ф., Мохов И.И. Моделирование изменений температурного и гидрологического режимов приповерхностной мерзлоты с использованием климатических данных (реанализа) // Криосфера Земли. 2007. Т. XI. № 4. С. 65–69.
55. Аржанов М.М., Елисеев А.В., Демченко П.Ф., Мохов И.И., Хон В.Ч. Моделирование температурного и гидрологического режима водосборов сибирских рек в условиях вечной мерзлоты с использованием данных реанализа // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 1. С. 86–93.
56. Аржанов М.М., Елисеев А.В., Клименко В.В., Мохов И.И., Терешин А.Г. Оценки климатических изменений в Северном полушарии в XXI веке при альтернативных сценариях антропогенного воздействия // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т.48. № 6. С. 643–654.
57. Huybrechts P. Basal temperature conditions of the Greenland ice sheet during the glacial cycles // *Annals of Glaciology*. 1996. V. 23. P. 226–236.
58. Solomina O.N., Bradley R.S., Hodgson D.A., Ivy-Ochs S., Jomelli V., Mackintosh A.M., Nesje A., Owen L.A., Wanner H., Wiles G.S., Young N.E. Holocene glacier fluctuations // *Quaternary Science Reviews*. 2015. V. 111. P. 9–34.
59. Kitover D.C., Van Balen R.T., Vandenberghe J., Roche D.M., Renssen H. LGM permafrost thickness and extent in the northern hemisphere derived from the earth system model iLOVECLIM // *Permafrost and periglacial processes*. 2016. V. 27. P. 31–42.
60. Flint R.F. *Glacial and Pleistocene Geology*. New York: John Wiley and Sons, 1957. 553 pp.
61. Brevik E.C., Reid J.R. Uplift-based limits to the thickness of ice in the Lake Agassiz basin of North Dakota during the Late Wisconsinan // *Geomorphology*. 2000. V. 32. P. 161–169.
62. Conrad P.K., Behn M.D. Constraints on lithosphere net rotation and asthenospheric viscosity from global mantle flow models and seismic anisotropy // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2010. V.11. № 5. P. 5–12.
63. Levitan M.A. Sedimentation rates in the arctic ocean during the last five marine isotope stages // *Oceanology*. 2015. V. 55. №3. P. 425–433.
64. Marcott S.A., Shakun J.D., Clark P.U., Mix A.C. Reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years // *Science*. 2013. V. 339. P. 1198–1201.

65. Аржанов М.М., Мохов И.И., Денисов С.Н. Влияние региональных климатических изменений на устойчивость реликтовых газовых гидратов // Доклады РАН. 2016. Т. 468. № 5. С. 572–574.
66. Melnikov V.P., Nesterov A.N., Reshetnikov A.M., Istomin V.A., Kwon V.G. Stability and growth of gas hydrates below the ice–hydrate–gas equilibrium line on the P – T phase diagram // Chem. Eng. Sci. 2010. V. 65. P. 906–914.
67. Cremiere A., Lepland A., Chand S., Sahy D., Condon D.J., Noble S.R., Martma T., Thorsnes T., Sauer S., Brunstad H. Timescales of methane seepage on the Norwegian margin following collapse of the Scandinavian ice sheet // Nature Communications. 2016. V. 7. P. 11509–11512.
68. Stern L.A., Circone S., Kirby S.H. Anomalous preservation of pure methane hydrate at 1 atm // J. Phys. Chem. 2001. V. 105. P. 1756–1762.
69. Chuvilin E., Bukhanov B., Davletshina D., Grebenkin S., Istomin V. Dissociation and self-preservation of gas hydrates in permafrost // Geosciences. 2018. V. 8. P. 431–442.
70. Laloyaux P., Balmaseda M., Dee D., Mogensen K., Janssen P. A coupled data assimilation system for climate reanalysis // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2016. V. 142. P. 65–78.
71. Бокучава Д.Д., Семенов В.А. Анализ аномалий приземной температуры воздуха в Северном полушарии в течение XX века по данным наблюдений и реанализов // Фундаментальная и прикладная климатология. 2018. Т. 1. С. 28–51.
72. Хантемиров Р.М., Сурнов А.Ю. Изменения температуры лета на Ямале по данным древесных колец / В кн.: Динамика экосистем в голоцене: Материалы второй Российской научной конференции. Екатеринбург, 2010. С. 210–214.
73. Marcott S.A., Shakun J.D., Clark P.U., Mix A.C. A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years // Science. 2013. V. 339. P. 1198–1201.
74. Zhang T. Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: an overview // Reviews of Geophysics. 2005. V. 43. P. 1–23.
75. Kulmala Markku, Lappalainen Hanna K., Petäjä Tuukka, Kerminen Veli-Matti, Viisanen Yrjö, Matvienko Gennady, Melnikov Vladimir, Baklanov Alexander, Bondur Valery, Kasimov Nikolay, Zilitinkevich Sergej. Pan-Eurasian Experiment (PEEX) Program: grand challenges in the Arctic-Boreal context // Geography. Environment. Sustainability. 2016. No. 2(9). P. 5–18. DOI: 10.15356/2071-9388_02v09_2016_01.
76. Богоявленский В.И., Сизов О.С., Никонов Р.А., Богоявленский И.В., Каргина Т.Н. Дегазация Земли в Арктике: генезис природной и антропогенной эмиссии метана // Арктика: экология и экономика. 2020. №3(39). С. 6–22. – DOI: 10.25283/2223-4594-2020-3-6-22.
77. Pugach S.P., Pipko I.I., Shakhova N.E., Shirshin E.A., Perminova I.V., Gustafsson O., Bondur V.G., Ruban A.S., Semiletov I.P. Dissolved organic matter and its optical characteristics in the Laptev and East Siberian seas: spatial distribution and interannual variability (2003–2011) // Ocean Science. 2018. Vol. 14. No. 1. P. 87–103. DOI: 10.5194/os-14-87-2018.

К ПОДРАЗДЕЛЮ 2.2

1. Nisbet E.G. et al., 2019: Very strong atmospheric methane growth in the 4 years 2014–2017: implications for the Paris Agreement // *Global Biogeochemical Cycles*. 2019. V. 33. 2018GB006009.
2. Rice A.L. et al. Atmospheric methane isotopic record favors fossil sources flat in 1980s and 1990s with recent increase // *Proceedings of the NAS*. 2016. V. 113(39). P. 10791–10796.
3. Ferretti D.F. et al. Unexpected changes to the global methane budget over the past 2000 years // *Science*. 2005. V. 309(5741). P. 1714–1717.
4. Ghosh A. et al. Variations in global methane sources and sinks during 1910–2010 // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2015. V. 15(5). P. 2595–2612.
5. Bândă N. et al. Can we explain the observed methane variability after the Mount Pinatubo eruption? *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2016. V. 16(1). P. 195–214.
6. Simpson I.J. et al. Long-term decline of global atmospheric ethane concentrations and implications for methane // *Nature*. 2012. V. 488(7412). P. 490–494.
7. Rigby M. et al. Renewed growth of atmospheric methane. *Geophysical Research Letters*. 2008. V. 35(22). L22805.
8. Dalsøren S.B. et al. Atmospheric methane evolution the last 40 years // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2016. V. 16(5). P. 3099–3126.
9. Nisbet E.G. et al. Rising atmospheric methane: 2007–2014 growth and isotopic shift // *Global Biogeochemical Cycles*. 2016. V. 30(9). P. 1356–1370.
10. Schaefer H. et al. A 21st-century shift from fossil-fuel to biogenic methane emissions indicated by $^{13}\text{CH}_4$ // *Science*. 2016. V. 352(6281). P. 80–84.
11. Schwietzke, S. et al. Upward revision of global fossil fuel methane emissions based on isotope database // *Nature*. 2016. V. 538(7623). P. 88–91.
12. Worden J.R. et al. Reduced biomass burning emissions reconcile conflicting estimates of the post-2006 atmospheric methane budget // *Nature Communications*. 2017. V. 8(1). 2227.
13. Thompson R.L. et al. Variability in atmospheric methane from fossil fuel and microbial sources over the last three decades // *Geophysical Research Letters*. 2018. V. 45(20). P. 11,499–11,508.
14. Jackson R.B. et al. Increasing anthropogenic methane emissions arise equally from agricultural and fossil fuel sources // *Environmental Research Letters*. 2020. V. 15(7). 071002.
15. McNorton J. et al. Attribution of recent increases in atmospheric methane through 3-D inverse modelling // *Atmos. Chem. Phys*. 2018. V. 18(24). P. 18149–18168.
16. Zhao Y. et al. Inter-model comparison of global hydroxyl radical (OH) distributions and their impact on atmospheric methane over the 2000–2016 period // *Atmos. Chem. Phys*. 2019. V. 19. P. 13701–13723.
17. Melton J.R., Wania R., Hodson E.L., Poulter B., Ringeval B., Spahni R., Bohn T., Avis C.A., Beerling D.J., Chen G., Eliseev A.V., Denisov S.N., Hopcroft P.O., Lettenmaier

D.P., Riley W.J., Singarayer J.S., Subin Z.M., Tian H., Zürcher S., Brovkin V., van Bodegom P.M., Kleinen T., Yu Z.C., Kaplan J.O. Present state of global wetland extent and wetland methane modelling: conclusions from a model intercomparison project (WETCHIMP) // *Biogeosciences*. 2013. V. 10. № 2. P. 753–788.

18. Poulter B. et al. Global wetland contribution to 2000–2012 atmospheric methane growth rate dynamics // *Environmental Research Letters*. 2017. V. 12(9). 094013.

19. Bridgman S.D., Cadillo-Quiroz H., Keller J.K., Zhuang Q. Methane emissions from wetlands: 23 biogeochemical, microbial, and modeling perspectives from local to global scales // *Global Change Biology*. 2013. V. 24 19(5). P. 1325–1346.

20. Pangala S.R. et al. Large emissions from floodplain trees close the Amazon methane budget // *Nature*. 2017. V. 552(7684). P. 230–234.

21. Welch B., Gauci V., Sayer E.J. Tree stem bases are sources of CH₄ and N₂O in a tropical forest on upland soil during the dry to wet season transition // *Global Change Biology*. 2019. V. 25(1). P. 361–372.

22. Saunio M., Stavert A.R., Poulter B., Bousquet P., Canadell J.G., Jackson R.B., Raymond P.A., Dlugokencky E.J., Houweling S., Patra P.K., Ciais P., Arora V.K., Bastviken D., Bergamaschi P., Blake D.R., Brailsford G., Bruhwiler L., Carlson K.M., Carrol M., Castaldi S., Chandra N., Crevoisier C., Crill P.M., Covey K., Curry C.L., Etiope G., Frankenberg C., Gedney N., Hegglin M.I., Höglund-Isaksson L., Hugelius G., Ishizawa M., Ito A., Janssens-Maenhout G., Jensen K.M., Joos F., Kleinen T., Krummel P.B., Langenfelds R.L., Laruelle G.G., Liu L., Machida T., Maksyutov S., McDonald K.C., McNorton J., Miller P.A., Melton J.R., Morino I., Müller J., Murguia-Flores F., Naik V., Niwa Y., Noce S., O'Doherty S., Parker R.J., Peng C., Peng S., Peters G.P., Prigent C., Prinn R., Ramonet M., Regnier P., Riley W.J., Rosentretre J.A., Segers A., Simpson I.J., Shi H., Smith S.J., Steele L.P., Thornton B.F., Tian H., Tohjima Y., Tubiello F.N., Tsuruta A., Viovy N., Voulgarakis A., Weber T.S., van Weele M., van der Werf G.R., Weiss R.F., Worthy D., Wunch D., Yin Y., Yoshida Y., Zhang W., Zhang Z., Zhao Y., Zheng B., Zhu Q., Zhu Q., Zhuang Q. The global methane budget 2000–2017 // *Earth System Science Data*. 2020. V. 12. № 3. P. 1561–1623. DOI: 10.5194/essd-12-1561-2020.

23. Dean, J.F. et al. Methane feedbacks to the global climate system in a warmer world // *Reviews of Geophysics*. 2018. V. 56(1). P. 207–250.

24. Gedney N., Cox P.M., Huntingford C. Climate feedback from wetland methane emissions // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L20503.

25. Володин Е.М. Цикл метана в модели климата ИВМ РАН // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2008. Т.44. № 2. С. 163–170.

26. Arneeth, A. et al. Terrestrial biogeochemical feedbacks in the climate system // *Nature Geoscience*. 2010. V. 3(8). P. 525–532.

27. Ringeval, B. et al. Climate-CH₄ feedback from wetlands and its interaction with the climate-CO₂ feedback // *Biogeosciences*. 2011. V. 8(8). P. 2137–2157.

28. Денисов С.Н., Елисеев А.В., Мохов И.И. Изменения климата в глобальной модели ИФА РАН с учетом взаимодействия с метановым циклом при антропогенных сценариях семейства RCP // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 11. С. 30–41.

29. Shindell D.T. et al. Interactive ozone and methane chemistry in GISS-E2 historical and future climate simulations // *Atmos. Chem. and Physics*. 2013. V. 13(5). P. 2653–2689.

30. Stocker B.D. et al. Multiple greenhouse-gas feedbacks from the land biosphere under future climate change 45 scenarios // *Nature Climate Change*. 2013. V. 3(7). P. 666–672.
31. Gedney N., Huntingford C., Comyn-Platt E., Wiltshire A. Significant feedbacks of wetland methane release on climate change and the causes of their uncertainty // *Environmental Research Letters*. 2019. V. 14(8). 84027.
32. Koffi E.N., Bergamaschi P., Alkama R., Cescatti A. An observation-constrained assessment of the climate sensitivity and future trajectories of wetland methane emissions // *Science Advances*. 2020. V. 6(15).
33. Stepanenko V. et al. LAKE 2.0: a model for temperature, methane, carbon dioxide and oxygen dynamics in lakes // *Geoscientific Model Development*. 2016. V. 9(5). P. 1977–2006.
34. Donis, D. et al. Full-scale evaluation of methane production under oxic conditions in a mesotrophic lake // *Nature Communications*. 2017. V. 8(1). 1661.
35. Beaulieu, J.J., T. DelSontro, and J.A. Downing, 2019: Eutrophication will increase methane emissions from lakes and impoundments during the 21st century // *Nature Communications*. 2019. V. 10(1). 1375.
36. Елисеев А.В., Мохов И.И., Аржанов М.М., Демченко П.Ф., Денисов С.Н. Учет взаимодействия метанового цикла и процессов в болотных экосистемах в климатической модели промежуточной сложности // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2008. V. 33344. № 2. P. 147–162.
37. Canadell J.G., Monteiro P.M.S., Costa M.H., L. Cotrim da Cunha, P. M. Cox, A. V. Eliseev, S. Henson, M. Ishii, S. Jaccard, C. Koven, A. Lohila, P. K. Patra, S. Piao, Rogelj J., Syampungani S., Zaehle S., Zickfeld K. 2021, Global Carbon and other Biogeochemical Cycles and Feedbacks / In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press. In Press.
38. Hugelius G. et al. Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps // *Biogeosciences*. 2014. V. 11(23). P. 6573–6593.
39. Strauss J. et al. Deep Yedoma permafrost: A synthesis of depositional characteristics and carbon vulnerability // *Earth-Science Reviews*. 2017. V. 172. P. 75–86.
40. Mishra U. et al. Spatial heterogeneity and environmental predictors of permafrost region soil organic carbon stocks // *Science Advances*. 2021. V 7(9).
41. Schädel C. et al. Circumpolar assessment of permafrost C quality and its vulnerability over time using long-term incubation data // *Global Change Biology*. 2014. V. 20(2). P. 641–652.
42. Bock M. et al. Glacial/interglacial wetland, biomass burning, and geologic methane emissions constrained by dual stable isotopic CH₄ ice core records // *Proceedings of the NAS*. 2017. V. 114(29). P. E5778–E5786.

43. Petrenko V. et al., 2017: Minimal geological methane emissions during the Younger Dryas–Preboreal abrupt warming event // *Nature*. 2017. V. 548(7668). P. 443–446.
44. Dyonisius M.N. et al., 2020: Old carbon reservoirs were not important in the deglacial methane budget // *Science*, 51 367(6480), 907–910.
45. Walter Anthony, K. et al., 2016: Methane emissions proportional to permafrost carbon thawed in Arctic lakes since the 1950s // *Nature Geoscience*, 9(9), 679–682.
46. Anthony K.M.W., Anthony P., Grosse G., Chanton J. Geologic methane seeps along boundaries of Arctic permafrost thaw and melting glaciers // *Nature Geoscience*. 2012. V. 5(6). P. 419–426.
47. Kohnert K., Serafimovich A., Metzger S., Hartmann J., Sachs T. Strong geologic methane emissions from discontinuous terrestrial permafrost in the Mackenzie Delta, Canada // *Scientific Reports*. 2017. V. 7(1). 5828.
48. Thornton B.F., Wik M., Crill P.M. Double-counting challenges the accuracy of high-latitude methane inventories / *Geophys. Res. Lett.* 2016a. V. 43(24). P. 12,569–12,577.
49. Shakhova N. et al., 2014: Ebullition and storm-induced methane release from the East Siberian Arctic shelf // *Nature Geoscience*. 2014. V. 7(1). P. 64–70.
50. Berchet A. et al. Atmospheric constraints on the methane emissions from the East Siberian Shelf // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2016. V. 16(6). P. 4147–4157.
51. Bruhwiler L., F.J.W. Parmentier, P. Crill, M. Leonard, and P.I. Palmer, 2021: The Arctic Carbon Cycle and Its Response to Changing Climate. *Current Climate Change Reports*, 14–34.
52. Patra, P.K. et al., 2016: Regional methane emission estimation based on observed atmospheric concentrations (2002–2012). *Journal of the Meteorological Society of Japan*. Ser. II, 94(1), 91–113.
53. Sweeney, C. et al. No significant increase in long-term CH₄ emissions on North Slope of Alaska despite significant increase in air temperature // *Geophysical Research Letters*. 2016. V. 43(12). P. 6604–6611.
54. Schneider von Deimling T. et al. Observation-based modelling of permafrost carbon fluxes with accounting for 13 deep carbon deposits and thermokarst activity // *Biogeosciences*. 2015. V. 12(11). P. 3469–3488.
55. Turetsky M.R., Abbott B.W., Jones M.C., Anthony Walter K., Olefeldt D., Schuur E.A.G., Grosse G., Kuhry P., Hugelius G., Koven C., Lawrence D.M., Gibson C., Sannel A.B.K., McGuire A.D. Carbon release through abrupt permafrost thaw // *Nature Geoscience*. 2020. V. 13. № 2. P. 138–143.
56. Fung I., John J., Lerner J., Matthews E., Prather M., Steele L.P., Fraser and P.J. Three-dimensional model synthesis of the global methane cycle // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96(D7). P. 13,033–13,065.
57. Bartlett K.B., Harris R. Review and assessment of methane emissions from wetlands // *Chemosphere*. 1993. V. 26. P. 261–320.
58. Crill P.M., Bartlett K.B., Hariss R.C., Gorham E., Verry E.S., Sebacher D.I., Madzar L., Sanner W. CH₄ flux from Minnesota peatlands // *Global Biogeochem. Cycles*. 1988. V. 2. P. 371–384.

59. Moore T. R., Knowles R. CH₄ emissions from fen, bog and swamp peatlands in Quebec // *Biogeochemistry*. 1990. V. 11. P. 45–61.
60. Sebacher D.I., Harriss R.C., Bartlett K. B., Sebacher S.M., Grice S.S. Atmospheric methane sources: Alaskan tundra bogs, and alpine fen and subarctic boreal marsh // *Tellus B*. 1986. V. 38. P. 1–10.
61. Whalen S.C., Reeburgh W.S. A methane flux time series for tundra environments // *Global Biogeochem. Cycles*. 1988. 2. P. P. 399–409.
62. Matthews E., Fung I. Methane emissions from natural wetlands: Global distribution, area, and environmental characteristics of sources // *Global Biogeochem. Cycles*. 1987. V. 1. P. 61–86.
63. Cao M., Marshall S., Gregson K. Global carbon exchange and methane emissions from natural wetlands: Application of a process-based model // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101(D9). P. 14,399–14,414.
64. Christensen T.R., Prentice I.C., Kaplan J., Haxeltine A., Sitch S. Methane flux from northern wetlands and tundra: An ecosystem source modelling approach // *Tellus, Ser. B*. 1996. V. 48. P. 652–661.
65. Bergamaschi P., et al. Satellite cartography of atmospheric methane from SCIAMACHY on board ENVISAT: 2. Evaluation based on inverse model simulations // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. D02304.
66. Wania R., Ross I., Prentice I.C. Implementation and evaluation of a new methane model within a dynamic global vegetation model: LPJ-WHyMe v1.3 // *Geosci. Model Dev. Discuss.* 2010. V. 3. P. 1–59.
67. O'Connor F.M. et al. Possible role of wetlands, permafrost, and methane hydrates in the methane cycle under future climate change // *Rev. Geophys.* 2010. V. 48. RG4005.
68. Zhang Y., Sachs T., Li C., Boike J. Upscaling methane fluxes from closed chambers to eddy covariance based on a permafrost biogeochemistry integrated model // *Global Change Biol.* 2012. V. 18(4). P. 1428–1440.
69. Tarnocai C., Canadell J.G., Schuur E.A.G., Kuhry P., Mazhitova G., Zimov S. Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region // *Global Biogeochem. Cycles*. 2009. V. 23. GB2023.
70. Avis C. A., Weaver A.J., Meissner K.J. Reduction in areal extent of high-latitude wetlands in response to permafrost thaw // *Nat. Geosci.* 2011. V. 4(7). P. 444–448.
71. Schuur E. et al. Expert assessment of vulnerability of permafrost carbon to climate change // *Clim. Change*. 2013. V. 119(2). P. 359–374.
72. Petrescu A.M.R., van Beek L.P.H., van Huissteden J., Prigent C., Sachs T., Corradi C.A.R., Parmentier F. J. W., Dolman A.J. Modeling regional to global CH₄ emissions of boreal and arctic wetlands // *Global Biogeochem. Cycles*. 2010. V. 24. GB4009.
73. van Hulzen J., Segers R., van Bodegom P., Leffelaar P. Temperature effects on soil methane production: An explanation for observed variability // *Soil Biol. Biochem.* 1999. V. 31(14). P. 1919–1929.
74. Whalen S. Biogeochemistry of methane exchange between natural wetlands and the atmosphere // *Environ. Eng. Sci.* 2005. V. 22(1). P. 73–94

75. Lupascu M., Wadham J., Hornibrook E.R., Pancost R. Temperature sensitivity of methane production in the permafrost active layer at Stordalen, Sweden: A comparison with non-permafrost northern wetlands // *Arct. Alp. Res.* 2012. V. 44(4). P. 469–482.
76. Waddington J., Roulet N. Atmosphere-wetland carbon exchanges: Scale dependency of CO₂ and CH₄ exchange on the developmental topography of a peatland // *Global Biogeochem. Cycles.* 1996. V. 10(2). P. 233–245.
77. Comas X., Slater L., Reeve A. Geophysical and hydrological evaluation of two bog complexes in a northern peatland: Implications for the distribution of biogenic gases at the basin scale // *Global Biogeochem. Cycles.* 2005. V. 19. GB4023.
78. Zhao C., Andrews A.E., Bianco L., Eluszkiewicz J., Hirsch A., MacDonald C., Nehrkorn T., Fischer M.L. Atmospheric inverse estimates of methane emissions from central California // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. D16302.
79. Bergamaschi P., et al. Inverse modeling of European CH₄ emissions 2001–2006 // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. D22309.
80. Villani M.G., Bergamaschi P., Krol M., Meirink J.F., Dentener F. Inverse modeling of European CH₄ emissions: Sensitivity to the observational network // *Atmos. Chem. Phys.* 2010. V. 10(3). P. 1249–1267.
81. Kim H.-S., Maksyutov S., Glagolev M.V., Machida T., Patra P.K., Sudo K., Inoue G. Evaluation of methane emissions from West Siberian wetlands based on inverse modeling // *Environ. Res. Lett.* 2011. V. 6(3). 035,201.
82. Chen Y.-H., Prinn R.G. Estimation of atmospheric methane emissions between 1996 and 2001 using a three-dimensional global chemical transport model // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. D10307.
83. Bergamaschi P. et al. Atmospheric CH₄ in the first decade of the 21st century: Inverse modeling analysis using SCIAMACHY satellite retrievals and NOAA surface measurements // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2013. V. 118. P. 7350–7369.
84. Fraser A. et al. Estimating regional methane surface fluxes: The relative importance of surface and GOSAT mole fraction measurements // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. 13(11), 5697–5713.
85. Walter B., Heimann M., Matthews E. Modeling modern methane emissions from natural wetlands: 1. Model description and results // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106(D24). P. 34,189–34,206.
86. Zhuang, Q., J. M. Melillo, W. Kicklighter, R. G. Prinn, A. D., McGuire, P. A. Steudler P.A., Felzer B.S., Hu S. Methane fluxes between terrestrial ecosystems and the atmosphere at northern high latitudes during the past century: A retrospective analysis with a process-based biogeochemistry model // *Global Biogeochem. Cycles.* 2004. V. 18. GB3010.
87. Bohn T.J., Melton J.R., Ito A., Kleinen T., Spahni R., Stocker B.D., Zhang B., Zhu X., Schroeder R., Glagolev M.V., Maksyutov S., Brovkin V., Chen G., Denisov S.N., Eliseev A.V., Gallego-Sala A., McDonald K.C., Rawlins M.A., Riley W.J., Subin Z.M., Tian H., Zhuang Q., Kaplan J.O. WETCHIMP-WSL: intercomparison of wetland methane emissions models over West Siberia // *Biogeosciences.* 2015. V. 12. № 11. P. 3321–3349.

88. Wania R., Melton J.R., Hodson E.L., Poulter B., Ringeval B., Spahni R., Bohn T., Avis C.A., Chen G., Eliseev A.V., Hopcroft P.O., Riley W.J., Subin Z.M., Tian H., Brovkin V., van Bodegom P.M., Kleinen T., Yu Z.C., Singarayer J.S., Zürcher S., Lettenmaier D.P., Beerling D.J., Denisov S.N., Prigent C., Papa F., Kaplan J.O. Present state of global wetland extent and wetland methane modelling: Methodology of a model intercomparison project (WETCHIMP) // *Geosci. Model Devel.* 2013. V. 6. № 3. С.617–641.

89. Денисов С.Н., Елисеев А.В., Мохов И.И., Аржанов М.М. Модельные оценки глобальных и региональных эмиссий метана в атмосферу влажными экосистемами // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2015. Т. 51. № 5. С. 543–549.

90. Денисов С.Н., Елисеев А.В., Мохов И.И. Вклад естественных и антропогенных эмиссий CO₂ и CH₄ в атмосферу с территории России в глобальные изменения климата в XXI веке // *Доклады РАН.* 2019. Т. 488. № 1. С. 74–80.

91. Clark D.B. et al. The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description – Part 2: Carbon fluxes and vegetation dynamics // *Geosci. Model Dev.* 2011. V. 4. P. 701–722.

92. Whiting G.J., Chanton J.P. Greenhouse carbon balance of wetlands: methane emission versus carbon sequestration. // *Tellus.* 2001. V.53B. N. 5. P. 521–528.

93. Los S.O., Collatz G.J., Sellers P.J. et. al. A global 9-year biophysical land-surface data set from NOAA AVHRR data // *J. Hydrometeorology.* 2000. V. 1. N. 2. P. 183–199.

94. Бондур В.Г., Крапивин В.Ф., Савиных В.П. Мониторинг и прогнозирование природных катастроф. – М.: Научный мир, 2009. 692 с.

95. Аэрокосмический мониторинг объектов нефтегазового комплекса // Под ред. Бондура В.Г. – М.: Научный мир, 2012. 558 с.

96. Lappalainen, H. K., Kerminen, V.-M., Petäjä, T., Kurten, T., Baklanov, A., Shvidenko, A., Bäck, J., Vihma, T., Alekseychik, P., Arnold, S., Arshinov, M., Asmi, E., Belan, B., Bobylev, L., Chalov, S., Cheng, Y., Chubarova, N., de Leeuw, G., Ding, A., Dobrolyubov, S., Dubtsov, S., Dyukarev, E., Elansky, N., Eleftheriadis, K., Esau, I., Filatov, N., Flint, M., Fu, C., Glezer, O., Gliko, A., Heimann, M., Holtslag, A. A. M., Hörrak, U., Janhunen, J., Juhola, S., Järvi, L., Järvinen, H., Kanukhina, A., Konstantinov, P., Kotlyakov, V., Kieloaho, A.-J., Komarov, A. S., Kujansuu, J., Kukkonen, I., Kyrö, E., Laaksonen, A., Laurila, T., Lihavainen, H., Lisitzin, A., Mahura, A., Makshtas, A., Mareev, E., Mazon, S., Matishov, D., Melnikov, V., Mikhailov, E., Moisseev, D., Nigmatulin, R., Noe, S. M., Ojala, A., Pihlatie, M., Popovicheva, O., Pumpanen, J., Regerand, T., Repina, I., Shcherbinin, A., Shevchenko, V., Sipilä, M., Skorokhod, A., Spracklen, D. V., Su, H., Subetto, D. A., Sun, J., Terzhevik, A. Y., Timofeyev, Y., Troitskaya, Y., Tynkkynen, V.-P., Kharuk, V. I., Zaytseva, N., Zhang, J., Viisanen, Y., Vesala, T., Hari, P., Hansson, H. C., Matvienko, G. G., Kasimov, N. S., Guo, H., Bondur, V., Zilitinkevich, S., and Kulmala, M.: Pan-Eurasian Experiment (PEEX): Towards a holistic understanding of the feedbacks and interactions in the land–atmosphere–ocean–society continuum in the Northern Eurasian region, *Atmos. Chem. Phys.*, 16, 14421–14461, DOI:10.5194/acp-16-14421-2016, 2016.

97. Pugach S.P., Pipko I.I., Shakhova N.E., Shirshin E.A., Perminova I.V., Gustafsson O., Bondur V.G., Ruban A.S., Semiletov I.P. Dissolved organic matter and its optical characteristics in the Laptev and East Siberian seas: spatial distribution and interannual variability (2003–2011) // *Ocean Science.* 2018. Vol. 14. No. 1. P. 87–103. DOI: 10.5194/os-14-87-2018.

К ПОДРАЗДЕЛУ 2.3

1. Бондур В.Г., Крапивин В.Ф., Савиных В.П. Мониторинг и прогнозирование природных катастроф. – М.: Научный мир, 2009. 692 с.
2. Бондур В.Г. Аэрокосмические методы и технологии мониторинга нефтегазонасыщенных территорий и объектов нефтегазового комплекса // Исследование Земли из космоса. 2010. № 6. С. 3–17.
3. Аэрокосмический мониторинг объектов нефтегазового комплекса // Под редакцией Бондура В.Г. – М.: Научный мир, 2012. 558 с.
4. Бондур В.Г., Кузнецова Т.В. Выявление газовых сипов в акваториях арктических морей с использованием данных дистанционного зондирования // Исследование Земли из космоса. 2015. №4. С.30–43.
5. Бондур В.Г., Кузнецова Т.В. Исследования естественных нефте- и газопроявлений на водной поверхности по космическим изображениям // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. 2012. Вып.2(6). С. 1–10. http://oilgasjournal.ru/vol_6/bondur.pdf
6. Бондур В.Г., Кузнецова Т.В., Воробьев В.Е., Замшин В.В. Выявление газопроявлений на шельфе России по данным космической съемки // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. 2014. №1(9). 20 с.
7. Chuvilin E, Ekimova V, Davletshina D, Sokolova N, Bukhanov B. Evidence of Gas Emissions from Permafrost in the Russian Arctic. *Geosciences*. 2020; 10(10):383. <https://doi.org/10.3390/geosciences10100383>.
8. Богоявленский В.И., Сизов О.С., Никонов Р.А., Богоявленский И.В., Каргина Т.Н. Дегазация Земли в Арктике: генезис природной и антропогенной эмиссии метана // Арктика: экология и экономика. 2020. №3(39). С. 6–22. DOI: 10.25283/2223-4594-2020-3-6-22.
9. Семилетов И.П., Дударев О.В., Дмитриевский Н.Н. и др. Изучение климатической роли деградации подводной мерзлоты как фактора массивированных выбросов основных парниковых газов в атмосферу над Восточно-арктическими морями России (78-й рейс НИС "академик Мстислав Келдыш") // Итоги экспедиционных исследований в 2018 году в Мировом океане, внутренних водах и на архипелаге Шпицберген: Материалы конференции: электронный ресурс, Москва, 18–19 февраля 2019 года. – Москва: Институт морских биологических исследований им. А.О. Ковалевского РАН, 2019. – С. 157–173.
10. Анисимов О.А., Зимов С.А., Володин Е.М., Лавров С.А. Эмиссия метана в криолитозоне России и оценка ее воздействия на глобальный климат // Метеорология и гидрология. – 2020. – № 5. – С. 131–143.
11. Jin, H.; Ma, Q. Impacts of Permafrost Degradation on Carbon Stocks and Emissions under a Warming Climate: A Review. *Atmosphere* 2021, 12, 1425. <https://doi.org/10.3390/atmos12111425>.
12. Natali M, Susan, Holdren P, John, Rogers M, Brendan, Treharne Rachael, Duffy Philip B., Pomerance Rafe, MacDonald Erin Permafrost carbon feedbacks threaten global climate goals. *Proceedings of the National Academy of Sciences* May 2021, 118 (21) e2100163118; DOI: 10.1073/pnas.2100163118.

13. Бондур В.Г., Мохов И.И., Воронова О.С., Ситнов С.А. Космический мониторинг сибирских пожаров и их последствий: особенности аномалий 2019 года и тенденции 20-летних изменений // Доклады РАН. 2020. Т. 492, № 1. С. 99–106. DOI: 10.31857/S2686739720050047.

14. Бондур В.Г., Воронова О.С., Гордо К.А., Зима А.Л. Космический мониторинг изменчивости площадей природных пожаров и эмиссий вредных примесей в атмосферу на территории различных регионов России за 20-летний период / Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 500. № 2. С. 216–222. DOI: 10.31857/S2686739721100042.

15. Бондур В.Г., Гордо К.А. Космический мониторинг площадей, пройденных огнем, и объемов эмиссий вредных примесей при лесных и других природных пожарах на территории Российской Федерации // Исследование Земли из космоса. 2018. № 3. С. 41–55. DOI: 10.7868/S020596141803003X.

16. Köster E., Köster K., Berninger F., Prokushkin A., Aaltonen H., Zhou X., Pumpanen J. Changes in fluxes of carbon dioxide and methane caused by fire in Siberian boreal forest with continuous permafrost. *Journal of Environmental Management*. 2018. 228. 405–415. DOI: 10.1016/j.jenvman.2018.09.051.

17. Ponomarev E.; Masyagina O.; Litvintsev K.; Ponomareva T.; Shvetsov E.; Finnikov K. The Effect of Post-Fire Disturbances on a Seasonally Thawed Layer in the Permafrost Larch Forests of Central Siberia. *Forests* 2020, 11, 790. <https://doi.org/10.3390/f11080790>.

18. Пономарев, Е.И. Мониторинг природных пожаров в Сибири: динамика горимости в современном климате, пространственно-временные закономерности, характеристики и прогнозы: монография / Е. И. Пономарев, В. И. Харук, Е. Г. Швецов; Сибирский федеральный университет, Институт леса им. В. Н. Сукачева Сибирского отделения Российской академии наук – обособленное подразделение ФИЦ КНЦ СО РАН. – Красноярск: Сибирский федеральный университет, 2019. – 220 с. – ISBN 978-5-7638-4111-4.

19. Чевычелов А.П. Лесные пожары в Якутии и их влияние на почвенный покров в аспекте прогнозируемого изменения климата // Вестник Северо-восточного федерального университета им. М.К. Аммосова. Серия: Науки о Земле. 1(13), 2019. С. 55–67.

20. Пономарев Е.И., Пономарева Т.В. Дистанционный мониторинг послепожарных эффектов в криолитозоне Средней Сибири. *Современные проблемы ДЗЗ из космоса*, 15(5), 2018.

21. Li, X.Y., Jin, H.J., Jin, X., et al., 2021. Influences of wildfires on the permafrost environment: a review. *Adv. Clim. Change Res.* 12 (1), 29e47. <https://doi.org/10.1016/j.accre.2020.07.002>.

22. Zhang, Y., Wolfe, S.A., Morse, P.D., et al., 2015. Spatiotemporal impacts of wildfire and climate warming on permafrost across a subarctic region. *Canada. J. Geophys. Res.-Earth*. 120, 2338e2356.

23. Бондур В.Г. Космический мониторинг эмиссий малых газовых компонент и аэрозолей при природных пожарах в России // Исследование Земли из космоса. 2015. №6. С.21–35. DOI: 10.7868/S0205961415060032.

24. Бондур В.Г., Гинзбург А.С. Эмиссия углеродсодержащих газов и аэрозолей от природных пожаров на территории России по данным космического мониторинга // Доклады РАН. 2016. Т. 466. № 4. С. 473–477. DOI: 10.7868/S0869565216040186.
25. Бондур В.Г., Воробьев В.Е. Космический мониторинг импактных районов Арктики // Исследование Земли из космоса. 2015. №4. С. 4–24. DOI: 10.7868/S0205961415040028.
26. Бондур В.Г., Воробьев В.Е., Лукин А.А. Космический мониторинг состояния северных территорий, нарушенных нефтедобычей // Исследование Земли из космоса. 2016. №6. С. 35–44. DOI: 10.7868/S0205961416060014.
27. Nitze, I., Grosse, G., Jones, B.M. et al. Remote sensing quantifies widespread abundance of permafrost region disturbances across the Arctic and Subarctic. *Nat Commun* 9, 5423 (2018). <https://doi.org/10.1038/s41467-018-07663-3>.
28. Бондур В.Г. Космический мониторинг природных пожаров в России в условиях аномальной жары 2010 г. // Исследование Земли из космоса. 2011. № 3. С. 3–13.
29. Бондур В.Г., Воронова О.С., Черепанова Е.В., Цидилина М.Н., Зима А.Л. Пространственно-временной анализ многолетних природных пожаров и эмиссий вредных газов и аэрозолей в России по космическим данным // Исследование Земли из космоса. 2020, № 4. С. 3–17. DOI: 10.31857/S0205961420040028.
30. Анисимов, О.А. Сравнительный анализ наземных, морских и спутниковых измерений метана в нижней атмосфере Российской части Арктики в условиях изменения климата / О.А. Анисимов, В.А. Кокорев // Исследование Земли из космоса. 2015. № 2. С. 20. DOI: 10.7868/S0205961415020037.
31. Zou M, Xiong X, Wu Z, Li S, Zhang Y, Chen L. Increase of Atmospheric Methane Observed from Space-Borne and Ground-Based Measurements. *Remote Sensing*. 2019; 11(8):964. <https://doi.org/10.3390/rs11080964>.
32. Lorente, A., Borsdorff, T., Butz, A., Hasekamp, O., aan de Brugh, J., Schneider, A., Wu, L., Hase, F., Kivi, R., Wunch, D., Pollard, D.F., Shiomi, K., Deutscher, N.M., Velasco, V.A., Roehl, C.M., Wennberg, P.O., Warneke, T., and Landgraf, J.: Methane retrieved from TROPOMI: improvement of the data product and validation of the first 2 years of measurements, *Atmos. Meas. Tech.*, 14, 665–684, <https://doi.org/10.5194/amt-14-665-2021>, 2021.
33. Черепанова Е.В., Феоктистова Н.В., Чудакова М.А. Анализ по космическим данным TROPOMI аномалий концентраций метана над выгоревшими в 2018–2019 гг. территориями бореально-арктической зоны Восточной Сибири // Исследование земли из космоса. 2020. № 5. С. 63–77. DOI: 10.31857/S0205961420050048.
34. Inoue, M., Morino, I., Uchino, O., Nakatsuru, T., Yoshida, Y., Yokota, T., Wunch, D., Wennberg, P. O., Roehl, C. M., Griffith, D. W. T., Velasco, V. A., Deutscher, N. M., Warneke, T., Notholt, J., Robinson, J., Sherlock, V., Hase, F., Blumenstock, T., Rettinger, M., Sussmann, R., Kyrö, E., Kivi, R., Shiomi, K., Kawakami, S., De Mazière, M., Arnold, S. G., Feist, D. G., Barrow, E. A., Barney, J., Dubey, M., Schneider, M., Iraci, L. T., Podolske, J. R., Hillyard, P. W., Machida, T., Sawa, Y., Tsuboi, K., Matsueda, H., Sweeney, C., Tans, P. P., Andrews, A. E., Biraud, S. C., Fukuyama, Y., Pittman, J. V., Kort, E. A., and Tanaka, T.: Bias corrections of GOSAT SWIR XCO₂ and XCH₄ with

TCCON data and their evaluation using aircraft measurement data, Atmos. Meas. Tech., 9, 3491–3512, <https://doi.org/10.5194/amt-9-3491-2016>, 2016.(BIAS CORRECTED).

35. Militino, A.F.; Moradi, M.; Ugarte, M.D. On the Performances of Trend and Change-Point Detection Methods for Remote Sensing Data. Remote Sens. 2020, 12, 1008. <https://doi.org/10.3390/rs12061008>.

К РАЗДЕЛУ 3

1. МГЭИК. Руководящие принципы МГЭИК 2006 года для национальных кадастров парниковых газов // Программа МГЭИК по национальным кадастрам парниковых газов. МГЭИК-ИГЭС-ОЭСР-МЭА, ИГЕС, Япония, 2006.

2. IPCC. 2019 Refinement to the 2006 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories / Calvo Buendia, E., Tanabe, K., Kranjc, A., Baasansuren, J., Fukuda, M., Ngarize, S., Osako, A., Pyrozhenko, Y., Shermanau, P. and Federici, S. (eds). 2019. - Switzerland: IPCC - URL: <https://www.ipcc-nggip.iges.or.jp/public/2019rf/index.html> (дата обращения 2021-03-14).

3. IEA. Methane Tracker Database. – Электрон. дан. – Режим доступа: <https://www.iea.org/articles/methane-tracker-database>. Загл. с экрана. – Яз. англ. Дата обр. 10.10.2021.

4. Национальный доклад о кадастре антропогенных выбросов из источников и абсорбции поглотителями парниковых газов, не регулируемых Монреальским протоколом, за 1990–2019 гг. М.: Росгидромет. 2019. Т. 1–2. <https://unfccc.int/documents/273477>.

5. IEA. Methane Tracker 2020. Methane from oil & gas. – Электрон. дан. – Режим доступа: <https://www.iea.org/reports/methane-tracker-2020/methane-from-oil-gas> - Загл. с экрана. – Яз. англ. Дата обр. 8.10.2021.

6. BP. Statistical Review of World Energy 2020. – Электрон. дан. – Режим доступа: <https://www.bp.com/en/global/corporate/energy-economics/energy-outlook.html>. - Загл. с экрана. – Яз. англ. Дата обр. 12.08.2021.

7. UNFCCC. National Inventory Submissions 2021. – Электрон. дан. – Режим доступа: <https://unfccc.int/ghg-inventories-annex-i-parties/2021#fn2>. – Загл. с экрана. – Яз. англ. Дата обр. 4.10.2021.

8. UNFCCC. GHG Review Tools. Locator. – Электрон. дан. – Режим доступа: <https://rt.unfccc.int/locator> - Загл. с экрана. – Яз. англ.

9. EPA. Inventory of U.S. Greenhouse Gas Emissions and Sinks 1990–2019. – Электрон. дан. – Режим доступа: <https://unfccc.int/documents/272415> - Загл. с экрана. – Яз. англ. Дата обр. 7.09.2021.

10. ECCS. National Inventory Report 1990–2019: Greenhouse Gas Sources and Sinks in Canada. Environment and Climate Change Canada – Электрон. дан. – Режим доступа: <https://unfccc.int/documents/271493>. – Загл. с экрана. – Яз. англ. Дата обр. 26.09.2021.

11. Материалы, предоставленные ПАО «Газпром» / Фонд ФГБУ «ИГКЭ». Рег. № 16-01-2020. М. 2020.

12. Уварова Н.Е., Грабар В.А., Бердин В.Х., М.Л. Гитарский, А.И. Нахутин. Национальные параметры для расчета эмиссии парниковых газов в российском нефтегазовом секторе // Экологический вестник России. 2017. № 11. С. 12–17.

13. Инструкция по заполнению формы федерального государственного статистического наблюдения за эксплуатацией нефтяных скважин (форма № 1-ТЭК (нефть), утвержденной постановлением Госкомстата России по согласованию с Минтопэнерго от 29.05.1996 № 44 / В: Законы, кодексы и нормативно-правовые акты Российской Федерации. URL: <https://legalacts.ru/doc/postanovlenie-goskomstata-rf-ot-29051996-n-44/> Дата обр. 12.10.2021.

14. Попов Н.В., Говор И.Л., Гитарский М.Л. Эмиссия парниковых газов от сжигания попутного нефтяного газа в России // Метеорология и гидрология. 2021. – №5 – С. 54–61.

15. Росстат. Российский статистический ежегодник. 2015: Стат. сб. / Росстат. – Р76. М. 2015. 728 с.

16. Росстат. Российский статистический ежегодник. 2016: Стат. сб. / Росстат. – Р76 М. 2016. 725 с.

17. Росстат. Российский статистический ежегодник. 2019: Стат. сб. / Росстат. – Р76. М. 2019. 708 с.

18. Росстат. Российский статистический ежегодник. 2020: Стат.сб. / Росстат. – Р76. М. 2020. 700 с.

19. Методика расчета выбросов вредных веществ в атмосферу при сжигании попутного нефтяного газа на факельных установках // Научно-исследовательский институт охраны атмосферного воздуха Минприроды РФ. Санкт-Петербург. 1997.

20. Утверждена программа капитального ремонта газопроводов на 2016–2020 годы / ПАО «Газпром». URL: <https://www.gazprom.ru/press/news/2015/october/article249331/>.

21. Минэнерго России. Методические рекомендации по определению и обоснованию технологических потерь природного газа, газового конденсата и попутного газа при добыче, технологически связанных с принятой схемой и технологией месторождения (утв. Минэнерго России 12.04.2018) / Официальный портал Министерства энергетики. URL: <https://minenergo.gov.ru/system/download/523/82879>, Дата обр. 13.10.2021.

22. Материалы. Росстат / Фонд ФГБУ «ИГКЭ» / № 16-04-2021.

23. ГОСТ 30319.1-2015 Межгосударственный стандарт. Газ природный. Методы расчета физических свойств. Общие положения. Электронный фонд правовой и нормативно-технической информации. URL: <https://docs.cntd.ru/document/1200126781>. Дата обращения 13.10.2021.

К ПОДРАЗДЕЛУ 4.1

1. Shine K.P., Fuglestedt J.S., Hailemariam K, Stuber N Alternatives to the global warming potential for comparing climate impacts of emissions of greenhouse gases // Clim Change. 2005. V. 68(3). P. 281–302.

2. Myhre G., Shindell D., Bréon F.-M., Collins W., Fuglestedt J., Huang J., Koch D., Lamarque J.-F., Lee D., Mendoza B., Nakajima T., Robock A., Stephens G., Takemura T., Zhang H.: Anthropogenic and Natural Radiative Forcing / In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by: Stocker T., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., and Midgley P., Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA. 2013.
3. Tol R.S., Berntsen T.K., O'Neill B.C., Fuglestedt J.S., Shine K.P. A unifying framework for metrics for aggregating the climate effect of different emissions // *Environ. Res. Lett.* 2012. V. 7. P. 044006.
4. Fuglestedt J.S., Berntsen T.K., Godal O., Sausen R., Shine K.P., Skodvin T. Metrics of climate change: assessing radiative forcing and emission indices // *Clim. Change.* 2003. V. 58 P. 267–331
5. Forster P., Ramaswamy V., Artaxo P., Berntsen T., Betts R., Fahey, D.W., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D.C., Myhre, G., Nganga, J., Prinn, R., Raga, G., Schulz, M., & Van Dorland, R. Miller, H.L. Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing / In: *Climate Change 2007: the Physical Science Basis Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Ed. S Solomon et al. Cambridge: Cambridge University Press. 2007. P. 129–234.
6. Shine K.P., Berntsen T.K., Fuglestedt J.S., Skeie R.B., Stuber N. Comparing the climate effect of emissions of short- and long-lived climate agents // *Phil Tran Roy Soc A.* 2007. V.365 P. 1903–1914.
7. Jenkins S., Millar R.J., Leach N., Allen M.R. Framing climate goals in terms of cumulative CO₂-forcing-equivalent emissions // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45. P. 2795–2804.
8. Ocko I.B., Hamburg S.P., Jacob D.J., Keith D.W., Keohane N.O., Oppenheimer M., Roy-Mayhew J.D., Schrag D.P., Pacala S.W. Unmask temporal trade-offs in climate policy debates // *Science.* 2017. V. 356. P. 492–493.
9. Allen M.R., Shine K.P., Fuglestedt J.S., Millar R.J., Cain M., Frame D.J., Macey A.H. A solution to the misrepresentations of CO₂-equivalent emissions of short-lived climate pollutants under ambitious mitigation // *NPJ Climate and Atmospheric Science.* 2018. V. 1. P. 16.
10. Fuglestedt J., Rogelj J., Millar R.J., Allen M., Boucher O., Cain M., Forster P.M., Kriegler E., Shindell D. Implications of possible interpretations of ‘greenhouse gas balance’ in the Paris Agreement // *Phil. Trans. R. Soc. A.* 2018. V. 376. P. 20160445.
11. Rogelj J., Den Elzen M., Höhne N., Fransen T., Fekete H., Winkler H., Schaeffer R., Sha F., Riahi K., Meinshausen M. Paris Agreement climate proposals need a boost to keep warming well below 2 C // *Nature.* 2016. V. 534. P. 631–639.
12. Vrontisi Z., Luderer G., Saveyn B., K. Keramidias, A.R. Lara, L. Baumstark, C. Bertram, H. Sytze de Boer, L. Drouet, K. Fragkiadakis, O. Fricko, S. Fujimori, C. Guivarch, A. Kitous, V. Krey, E. Kriegler, E. O Broin, Paroussos L., van Vuuren D. Enhancing global climate policy ambition towards a 1.5 °C stabilization: a short-term multi-model assessment // *Environ. Res. Lett.* 2018. V. 13. P. 044039.

13. Cain M., J. Lynch, M.R. Allen, J.S. Fuglestedt, D.J. Frame and A.H. Macey Improved calculation of warming-equivalent emissions for short-lived climate pollutants // *NPJ Climate and Atmospheric Science*. 2019. V. 2. P. 29.
14. Rogelj J., Fricko O., Meinshausen M., Krey V., Zilliacus J., Riahi K. Understanding the origin of Paris Agreement emission uncertainties // *Nat. Commun*. 2017. V. 8. P. 15748.
15. Houghton, J. T., G. J. Jenkins, and J. J. Ephraums (eds.), 1990: *Climate Change. The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 364 pp.
16. O'Neill, B. The jury is still out on global warming potentials // *Clim. Change*. 2000. V. 44. P. 427–443.
17. Daniel J., S. Solomon, T. Sanford, M. McFarland, J. Fuglestedt, and P. Friedlingstein Limitations of single-basket trading: Lessons from the Montreal Protocol for climate policy // *Clim. Change*. 2012. V. 111. P. 241–248.
18. Tanaka K., O'Neill B., Rokityanskiy D., Obersteiner M., Tol R. Evaluating Global Warming Potentials with historical temperature // *Clim. Change*. 2009. V. 96. P. 443–466.
19. Joos F., Roth R., Fuglestedt J.S., Peters G.P., Enting I.G., von Bloh W., Brovkin V., Burke E.J., Eby M., Edwards N.R., Friedrich T., Frölicher T.L., Halloran P.R., Holden P.B., Jones C., Kleinen T., Mackenzie F.T., Matsumoto K., Meinshausen M., Plattner G.-K., Reisinger A., Segschneider J., Shaffer G., Steinacher M., Strassmann K., Tanaka K., Timmermann A., Weaver A.J. Carbon dioxide and climate impulse response functions for the computation of greenhouse gas metrics: a multi-model analysis // *Atmos. Chem. Phys*. 2013. V. 13. P. 2793–2825.
20. Collins W.J., Sitch S., Boucher O. How vegetation impacts affect climate metrics for ozone precursors // *J. Geophys. Res. Atmos*. 2010. V. 115. P. D23308.
21. Boucher O., Friedlingstein P., Collins B., Shine K.P. The indirect global warming potential and global temperature change potential due to methane oxidation // *Environ. Res. Lett*. 2009. V. 4. P. 044007.
22. Shine K.P., Derwent R.G., Wuebbles D.J., Morcrette J.-J. Radiative Forcing of Climate. In: *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment* [Houghton, J.T., J.G. Jenkins, and J.J. Ephraums (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 1990. P. 41–68.
23. Cui Y.F., Meng J., Wang Q.X., Zhang W.M., Cheng X.Y., Chen W.F. Effects of straw and biochar addition on soil nitrogen, carbon, and super rice yield in cold waterlogged paddy soils of North China // *Journal of Integrative Agriculture*. 2017. V. 16(5). P. 1064–1074.
24. Howard B.S., Hamilton N.E., Diesendorf M., Wiedmann T. Modeling the carbon budget of the Australian 46 electricity sector's transition to renewable energy // *Renewable Energy*. 2018. V. 125. P. 712–728.
25. Forster P., T. Storelvmo, K. Armour, W. Collins, J. L. Dufresne, D. Frame, D. J. Lunt, T. Mauritsen, M. D. Palmer, M. Watanabe, M. Wild, Zhang H. The Earth's Energy Budget, Climate Feedbacks, and Climate Sensitivity / In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A.

Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press. In Press.

26. Allen M.R., J.S. Fuglestedt, K.P. Shine, A. Reisinger, R.T. Pierrehumbert and P.M. Forster New use of global warming potentials to compare cumulative and short-lived climate pollutants // *Nature Climate Change*. 2016. V. 6(8) P. 773–776.

27. Collins W.J., Frame D.J., Fuglestedt J.S., Shine K.P. Stable climate metrics for emissions of short and long-lived species-combining steps and pulses // *Environmental Research Letters*. 2020. V. 15. P. 024018.

28. Pierrehumbert R.T. Short-Lived Climate Pollution // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2014. V. 42(1). P. 341–379.

29. Lynch J., Cain M., Pierrehumbert R., Allen M. Demonstrating GWP*: A means of reporting warming-equivalent emissions that captures the contrasting impacts of short- and long-lived climate pollutants // *Environmental Research Letters*. 2020. V. 15(4). P. 044023.

30. Denison S., Forster P.M., Smith C.J. Guidance on emissions metrics for nationally determined contributions under the Paris Agreement // *Environmental Research Letters*. 2019. V. 14(12). P. 124002.

31. Smith S.M, Lowe J.A., Bowerman N.H.A., Gohar L.K., Huntingford C., Allen M.R. Equivalence of greenhouse-gas emissions for peak temperature limits // *Nat. Clim. Change*. 2012. V. 2. P. 535–538.

32. Мохов И.И., Елисеев А.В. Моделирование глобальных климатических изменений в XX–XXIII веках при новых сценариях антропогенных воздействий RCP // *Доклады РАН*. 2012. Т. 443. № 6. С. 732–736.

33. Eliseev A.V., Mokhov I.I., Chernokulsky A.V. An ensemble approach to simulate CO₂ emissions from natural fires // *Biogeosciences*. 2014. V. 11(12). P. 3205–3223.

34. Денисов С.Н., Елисеев А.В., Мохов И.И., Аржанов М.М. Модельные оценки глобальных и региональных эмиссий метана в атмосферу влажными экосистемами // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2015. Т. 51. № 5. С. 543–549.

35. Елисеев А.В., Мохов И.И., Аржанов М.М., Демченко П.Ф., Денисов С.Н. Взаимодействие метанового цикла и процессов в болотных экосистемах в климатической модели промежуточной сложности // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2008. Т. 44. № 2. С. 147–162.

36. Денисов С.Н., Елисеев А.В., Мохов И.И. Изменения климата в глобальной модели ИФА РАН с учетом взаимодействия с метановым циклом при антропогенных сценариях семейства RCP // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 11. С. 30–41.

37. Денисов С.Н., Елисеев А.В., Мохов И.И. Вклад естественных и антропогенных эмиссий CO₂ и CH₄ в атмосферу с территории России в глобальные изменения климата в XXI веке // *Доклады РАН*. 2019. Т. 488. № 1. С. 74–80.

К ПОДРАЗДЕЛУ 4.2

1. Семенов С.М., Говор И.Л., Уварова Н.Е. Роль метана в современном изменении климата. Москва, 2018, 106 с.

2. Myhre G., D. Shindell F.-M. Bréon W. Collins, J. Fuglestedt, J. Huang, D. Koch, J.-F. Lamarque, D. Lee, B. Mendoza, T. Nakajima, A. Robock, G. Stephens, T. Takemura, Zhang H. 2013: Anthropogenic and Natural Radiative Forcing / In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2013.

3. UNFCCC, 1999. Guidelines for the preparation of national communications by Parties included in Annex I to the Convention, Part I: UNFCCC reporting guidelines on annual inventories (FCCC/CP/1999/7) / In: Review of the implementation of commitments and of other provisions of the Convention/ UNFCCC guidelines on reporting and review. FCCC/CP/1999/7.

4. IPCC SAR, 1996. Climate Change 1995: The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg and K. Maskell (eds.)]. Press Syndicate of the University of Cambridge, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

5. РКИК ООН, 2013. Руководящие принципы РКИК ООН для подготовки национальных сообщений Сторон, включенных в приложение I к Конвенции, часть I: руководящие принципы РКИКООН для представления информации о годовых кадастрах парниковых газов. Приложения I, II и III к решению 24/CP.19 Конференции Сторон. URL: <https://unfccc.int/resource/docs/2013/cop19/rus/10a03r.pdf>

6. Forster P., Ramaswamy V., Artaxo P., T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz, Van Dorland R. Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing / In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2007.

7. Парижское соглашение. Принято на КС-21 РКИК ООН в Париже 12 декабря 2015 года, официально вступило в силу 4 ноября 2016 года. Электронный ресурс. URL: <https://docs.cntd.ru/document/542655698>.

8. РКИК ООН, 2019. Условия, процедуры и руководящие принципы рамок для обеспечения транспарентности действий и поддержки, упомянутых в статье 13 Парижского соглашения / Доклад Конференции Сторон, действующей в качестве совещания Сторон Парижского соглашения, о работе третьей части ее первой сессии, состоявшейся в Катовице 2–15 декабря 2018 года.

9. IPCC, 2021a. Annex VII: Glossary [Matthews, J. B. R., J. S. Fuglestedt, V. Masson-Delmotte, V. Möller, C. Méndez, R. van Diemen, A. Reisinger, S. Semenov (ed.)]. In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press. In Press.

10. Stocker T.F., Qin D., Plattner G.-K., L.V. Alexander, S.K. Allen, N.L. Bindoff, F.-M. Bréon, J.A. Church, U. Cubasch, S. Emori, P. Forster, P. Friedlingstein, N. Gillett, J.M. Gregory, D.L. Hartmann, E. Jansen, B. Kirtman, R. Knutti, K. Krishna Kumar, P. Lemke, J. Marotzke, V. Masson-Delmotte, G.A. Meehl, I.I. Mokhov, S. Piao, V. Ramaswamy, D. Randall, M. Rhein, M. Rojas, C. Sabine, D. Shindell, L.D. Talley, D.G. Vaughan and Xie S.-P. Technical Summary / In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

11. IPCC, 2021b. Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press. In Press.

12. Forster P., T. Storelvmo, K. Armour, W. Collins, J. L. Dufresne, D. Frame, D. J. Lunt, T. Mauritsen, M. D. Palmer, M. Watanabe, M. Wild, Zhang H. The Earth's Energy Budget, Climate Feedbacks, and Climate Sensitivity / In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press. In Press.

13. НДК, 2021. Национальный доклад о кадастре антропогенных выбросов из источников и абсорбции поглотителями парниковых газов, не регулируемых Монреальским протоколом за 1990–2019 гг. Часть 1. Москва. 2021. 459 с.

К ПОДРАЗДЕЛУ 5.1

1. Chen D., Rojas M., Samset B.H., Cobb K., Diongue Niang A., Edwards P., Emori S., Faria S.H., Hawkins E., Hope P., Huybrechts P., Meinshausen M., Mustafa S.K., Plattner G.K., Tréguier A.M. Framing, Context, and Methods / In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A., Connors S.L., Péan C., Berger S., Caud N., Chen Y., Goldfarb L., Gomis M.I., Huang M., Leitzell K., Lonnoy E., Matthews J.B.R., Maycock T.K., Waterfield T., Yelekçi O., Yu R., Zhou B. (eds.) Cambridge: Cambridge University Press, 2021. In Press.

2. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Т. I. Изменения климата / ред. Мелешко В.П., Груза Г.В., Зайцев А.С. и др., М.: Росгидромет, 2008, 228 с.

3. Summary for Policymakers // *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / eds. Masson- Delmotte V., Zhai P., Pirani A., Connors S.L., Péan C., Berger S., Caud N., Chen Y., Goldfarb L., Gomis M.I., Huang M., Leitzell K., Lonnoy E., Matthews J.B.R., Maycock T.K., Waterfield T., Yelekçi O., Yu R., Zhou B. Cambridge: Cambridge University Press, 2021. In Press.

4. Елисеев А.В. Основные понятия устойчивости и предсказуемости крупномасштабных атмосферных процессов: учебно-методическое пособие. Казань: Издательство Казанского университета, 2017. 23 с.
5. Мохов И.И., Демченко П.Ф., Елисеев А.В., Хон В.Ч., Хворостьянов Д.В. Оценки глобальных и региональных изменений климата в XIX–XXI веках на основе модели ИФА РАН с учетом антропогенных воздействий // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. № 5. С. 629–642.
6. Мохов И.И., Елисеев А.В., Демченко П.Ф., Хон В.Ч., Акперов М.Г., Аржанов М.М., Карпенко А.А., Тихонов В.А., Чернокульский А.В. Климатические изменения и их оценки с использованием глобальной модели ИФА РАН // Доклады РАН. 2005. Т. 402. № 2. С. 243–247.
7. Мохов И.И., Елисеев А.В. Моделирование глобальных климатических изменений в XX–XXIII веках при новых сценариях антропогенных воздействий RCP // Доклады РАН. 2012. Т. 443. № 6. С. 732–736.
8. Елисеев А.В., Мохов И.И., Чернокульский А.В. Влияние низовых и торфяных пожаров на эмиссии CO₂ в атмосферу // Доклады РАН. 2014. Т. 459. № 4. С. 496–500.
9. Елисеев А.В., Чжан М., Гизатуллин Р.Д., Алтухова А.В., Переведенцев Ю.П., Скороход А.И. Влияние сернистого газа в атмосфере на наземный углеродный цикл // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 1. С. 41–53.
10. Елисеев А.В., Плосков А.Н., Чернокульский А.В., Мохов И.И. Связь частоты молний со статистическими характеристиками конвективной активности в атмосфере // Доклады РАН. 2019. Т. 485. № 1. С. 76–82.
11. Мохов И.И., Елисеев А.В., Гурьянов В.В. Модельные оценки глобальных и региональных изменений климата в голоцене // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 490. № 1. С. 27–32.
12. Forster P., Storelvmo T., Armour K., Collins W., Dufresne J.L., Frame D., Lunt D.J., Mauritsen T., Palmer M.D., Watanabe M., Wild M., Zhang H., The Earth's Energy Budget, Climate Feedbacks, and Climate Sensitivity // Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Masson- Delmotte V., Zhai P., Pirani A., Connors S.L., Péan C., Berger S., Caud N., Chen Y., Goldfarb L., Gomis M.I., Huang M., Leitzell K., Lonnoy E., Matthews J.B.R., Maycock T.K., Waterfield T., Yelekçi O., Yu R., Zhou B. Cambridge: Cambridge University Press, 2021. In Press
13. Etminan M., Myhre G., Highwood E.J., Shine K.P. Radiative forcing of carbon dioxide, methane, and nitrous oxide: A significant revision of the methane radiative forcing // Geophys. Res. Lett. 2016. V. 43. № 24. P. 12614–12623.
14. Liu Z., Mehran A., Phillips T.J., AghaKouchak A. Seasonal and regional biases in CMIP5 precipitation simulations // Clim. Res. 2014. V. 60. № 1. P. 35–50.
15. Meehl G.A., Senior C.A., Eyring V., Flato G., Lamarque J.-F., Stouffer R.J., Taylor K.E., Schlund M. Context for interpreting equilibrium climate sensitivity and transient climate response from the CMIP6 Earth system models // Sci. Adv. 2020. V. 6. № 26. eaba1981. DOI: 10.1126/sciadv.aba1981.
16. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / eds.:

Stocker T.F., Qin D., Plattner G.K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P.M. Cambridge/New York: Cambridge University Press, 2013. 1535 p.

17. Климат Арктики: процессы и изменения. Под ред. И.И. Мохова и В.А. Семенова. М.: Физматкнига. 2022. 360 с.

18. Мохов И.И. Изменения климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования // Вестник РАН. 2022. Т. 92. № 1. С. 3–14.

19. Semenov V.A., Latif M., Dommenget D., Keenlyside N.S., Strehz A., Martin T., Park W. The impact of North Atlantic-Arctic multidecadal variability on Northern Hemisphere surface air temperature // J. Climate. 2010. V. 23. № 21. P. 5668–5677.

20. Семенов В.А., Чернокульский А.В., Соломина О.Н. Влияние Атлантического долгопериодного колебания на формирование засух в северной Евразии // Доклады РАН. 2016. Т. 471. № 3. С. 354–357.

21. Семенов С.М., Говор И.Л., Уварова Н.Е. Роль метана в современном изменении климата. М.: ИГКЭ Росгидромета и РАН, 2018, 106 с.

К ПОДРАЗДЕЛУ 5.2

1. Giorgetta, M.A., Jungclaus, J., Reick, C. H., Legutke, S., Bader, J., Böttinger, M., et al. Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in MPI-ESM simulations for the Coupled Model Intercomparison Project phase 5 // Journal of Advances in Modeling Earth Systems. 2013. V. 5(3). P. 572–597.

2. Tebaldi C., Arblaster J.M. Pattern scaling: Its strengths and limitations, and an update on the latest model simulations // Climatic Change. 2014. V. 122. P. 459–471.

3. Seneviratne S.I., Donat M.G., Pitman A.J., Knutti R., Wilby R.L. Allowable CO2 emissions based on regional and impact-related climate targets // Nature. 2016. V. 529. P. 477–483.

4. Smith C.J. Kramer R.J., Myhre G., Forster P.M., Soden B.J., Andrews, T., et al. Understanding Rapid Adjustments to Diverse Forcing Agents // Geophysical Research Letters. 2018. V. 45. P. 12.023–12.031.

5. Brown P.T., Li W., Li L., Ming Y. Top-of-atmosphere radiative contribution to unforced decadal global temperature variability in climate models // Geophysical Research Letters. 2014. V. 41(14). P. 5175–5183.

6. Palmer M.D., McNeall D.J. Internal variability of Earth's energy budget simulated by CMIP5 climate models // Environmental Research Letters. 2014. V. 9(3). P. 34016.

7. Trenberth K.E., Fasullo J.T., Balmaseda M.A. Earth's Energy Imbalance // Journal of Climate. 2014. V. 27(9). P. 3129–3144.

8. von Schuckmann K., Palmer M., Trenberth K. et al. An imperative to monitor Earth's energy imbalance // Nature Climate Change. 2016. V. 6(2). P. 138–144.

9. von Schuckmann K., Cheng L., Palmer M.D., Hansen J., Tassone C., V. Aich, S. Adusumilli, H. Beltrami, T. Boyer, F.J. Cuesta-Valero, D. Desbruyères, C. Domingues, A. García-García, P. Gentine, J. Gilson, M. Gorfer, L. Haimberger, M. Ishii, G.C. Johnson, R. Killick, B.A. King, G. Kirchengast, N. Kolodziejczyk, J. Lyman, B. Marzeion, M. Mayer,

M. Monier, D.P. Monselesan, S. Purkey, D. Roemmich, A. Schweiger, S.I. Seneviratne, A. Shepherd, D.A. Slater, A.K. Steiner, F. Straneo, M. Timmermans, Wijffels S.E. Heat stored in the Earth system: where does the energy go? // *Earth System Science Data*. 2020. V. 12(3). P. 2013–2041.

10. Hansen J., Nazarenko L., R. Ruedy, M. Sato, J. Willis, A. Del Genio, D. Koch, A. Lacis, K. Lo, S. Menon, T. Novakov, J. Perlwitz, G. Russell, G.A. Schmidt, N. Tausnev Earth's energy imbalance: Confirmation and implications // *Science*. 2005. V. 308(5727) P. 1431–1435

11. Forster P., Storelvmo T., Armour K., W. Collins, J. L. Dufresne, D. Frame, D. J. Lunt, T. Mauritsen, M. D. Palmer, M. Watanabe, M. Wild, Zhang H. The Earth's Energy Budget, Climate Feedbacks, and Climate Sensitivity / In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press. In Press.

12. Myhre G., Shindell D., Bréon F.-M., Collins W., Fuglestedt J., Huang J., Koch D., Lamarque J.-F., Lee D., Mendoza B., Nakajima T., Robock A., Stephens G., Takemura T., and Zhang H.: Anthropogenic and Natural Radiative Forcing / In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by: Stocker T., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., and Midgley P., Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 2013. P. 659–740.

13. Gulev S.K., Thorne P.W., Ahn J., F. J. Dentener, C. M. Domingues, S. Gerland, D. Gong, D. S. Kaufman, H. C. Nnamchi, J. Quaas, J. A. Rivera, S. Sathyendranath, S. L. Smith, B. Trewin, K. von Shuckmann, Vose R.S. Changing State of the Climate System. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press. In Press.

14. Shine, K.P.P., R.P.P. Allan, W.J.J. Collins, and J.S.S. Fuglestedt Metrics for linking emissions of gases and aerosols to global precipitation changes // *Earth System Dynamics*. 2015. V. 6(2). P. 525–540.

15. Allen M.R., J.S. Fuglestedt, K.P. Shine, A. Reisinger, R.T. Pierrehumbert and P.M. Forster New use of global warming potentials to compare cumulative and short-lived climate pollutants // *Nature Climate Change*. 2016. V. 6(8) P. 773–776.

16. Collins, W.J., D.J. Frame, J.S. Fuglestedt, and K.P. Shine Stable climate metrics for emissions of short and long-lived species-combining steps and pulses // *Environmental Research Letters*. 2020. V. 15. P. 024018.

17. Thornhill, G.D., W.J. Collins, R.J. Kramer, D. Olivié, R.B. Skeie, F.M. O'Connor, N.L. Abraham, R. Checa-Garcia, S.E. Bauer, M. Deushi, L.K. Emmons, P.M. Forster, L.W. Horowitz, B. Johnson, J. Keeble, J. Lamarque, M. Michou, M.J. Mills, J.P. Mulcahy, G. Myhre, P. Nabat, V. Naik, N. Oshima, M. Schulz, C.J. Smith, T. Takemura, S. Tilmes, T.

Wu, G. Zeng, and J. Zhang Effective radiative forcing from emissions of reactive gases and aerosols-A multi-model comparison // *Atm. Chem. and Phys.* 2021. V. 21(2). P. 853–874.

18. Мохов И.И. Российские климатические исследования в 2015–2018 гг. // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана.* 2020. Т. 56. № 4. С. 1–21.

19. Shine K.P., Fuglested J.S., Hailemariam K, Stuber N Alternatives to the global warming potential for comparing climate impacts of emissions of greenhouse gases // *Clim Change.* 2005. V. 68(3). P. 281–302.

20. Кароль И.Л., Киселев А.А., Фролькис В.А. Индексы факторов, формирующих разномасштабные изменения климата // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана.* 2011. Т. 47. № 4. С. 451–466.

21. Smith S.M., Lowe J.A., Bowerman N.H.A., Gohar L.K., Huntingford C., Allen M.R. Equivalence of greenhouse-gas emissions for peak temperature limits // *Nat. Clim. Change.* 2012. V. 2. P. 535–538.

22. Shine K.P., Berntsen T.K., Fuglested J.S., Skeie R.B., Stuber N. Comparing the climate effect of emissions of short- and long-lived climate agents // *Phil Tran Roy Soc A.* 2007. V. 365. P. 1903–1914.

23. Мохов И.И., Елисеев А.В. Моделирование глобальных климатических изменений в XX–XXIII веках при новых сценариях антропогенных воздействий RCP // *Доклады РАН.* 2012. Т. 443. № 6. С. 732.

24. Eliseev A.V., Mokhov I.I., Chernokulsky A.V. An ensemble approach to simulate CO₂ emissions from natural fires // *Biogeosciences.* 2014. V. 11(12) P. 3205–3223.

25. Денисов С.Н., Елисеев А.В., Мохов И.И., Аржанов М.М. Модельные оценки глобальных и региональных эмиссий метана в атмосферу влажными экосистемами // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана.* 2015. Т. 51. № 5. С. 543.

26. Claussen M., Mysak L.A., Weaver A.J., Crucifix M., Fichet T., Loutre M.-F., Weber S.L., Alcamo J., Alexeev V.A., Berger A., Calov R., Ganopolski A., Goosse H., Lohmann G., Lunkeit F., Mokhov I.I., Petoukhov V., Stone P., Wang Z. Earth system models of intermediate complexity: closing the gap in the spectrum of climate system models // *Clim Dyn.* 2002. V. 18. P. 579–586.

27. MacDougall A.H., Frölicher T.L., Jones C.D., J. Rogelj, H.D. Matthews, K. Zickfeld, V.K. Arora, N.J. Barrett, V. Brovkin, F.A. Burger, M. Eby, A.V. Eliseev, T. Hajima, P.B. Holden, A. Jeltsch-Thömmes, C. Koven, N. Mengis, L. Menviel, M. Michou, I.I. Mokhov, A. Oka, J. Schwinger, R. Séférian, G. Shaffer, A. Sokolov, K. Tachiiri, J. Tjiputra, A. Wiltshire, Ziehn T. Is there warming in the pipeline? A multi-model analysis of the Zero Emissions Commitment from CO₂ // *Biogeosciences.* 2020. V. 17(11) P. 2987–3016. DOI: 10.5194/bg-17-2987-2020.

28. Елисеев А.В., Мохов И.И., Аржанов М.М., Демченко П.Ф., Денисов С.Н. Взаимодействие метанового цикла и процессов в болотных экосистемах в климатической модели промежуточной сложности // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана.* 2008. Т. 44. № 2. С. 147–162.

29. Денисов С.Н., Елисеев А.В., Мохов И.И. Изменения климата в глобальной модели ИФА РАН с учетом взаимодействия с метановым циклом при антропогенных сценариях семейства RCP // *Метеорология и гидрология.* 2013. № 11. С. 30–41.

30. Денисов С.Н., Елисеев А.В., Мохов И.И. Вклад естественных и антропогенных эмиссий CO₂ и CH₄ в атмосферу с территории России в глобальные изменения климата в XXI веке // Доклады РАН. Науки о Земле. 2019. Т. 488. № 1. С. 74–80.

31. Dolman AJ, Shvidenko A, Schepaschenko D, Ciais P, Tchepakova N, Chen T, van der Molen MK, Belelli Marchesini L, Maximov TC, Maksyutov S, Schulze E-D An estimate of the terrestrial carbon budget of Russia using inventory-based, eddy covariance and inversion methods // *Biogeosci.* 2012. V. 9. P. 5323–5340.

32. Zhang W, Jansson C, Miller PA, Smith B, Samuelsson P Biogeophysical feedbacks enhance the Arctic terrestrial carbon sink in regional Earth system dynamics // *Biogeosci.* 2014. V. 11. P. 5503–5519.

33. Piao S, Fang J, Ciais P, Peylin P, Y. Huang Y, Sitch S, Wang T The carbon balance of terrestrial ecosystems in China // *Nature.* 2009. V. 458. P. 1009–1013.

34. Tian H, X. Xu X, Lu C, Liu M, Ren W, Chen G, Melillo J, Liu J Net exchanges of CO₂, CH₄, and N₂O between China's terrestrial ecosystems and the atmosphere and their contributions to global climate warming // *J Geophys Res-Biogeosci.* 2011. V. 116. P. G02011.

35. Tian H, Chen G, Lu C. Xu X, Ren W, Zhang B, Banger K, Tao B, Pan S, Liu M, Zhang C, Bruhwiler L, Wofsy S. Global methane and nitrous oxide emissions from terrestrial ecosystems due to multiple environmental changes // *Ecosyst Health Sustain.* 2015. V.1. P. 1–20.

36. Pacala SW, Hurtt GC, Baker D, Peylin P, Houghton RA, Birdsey RA, Heath L, Sundquist ET, Stallard RF, Ciais P, Moorcroft P, Caspersen JP, Shevliakova E, Moore B, Kohlmaier G, Holland E, Gloor M, Harmon ME, Fan S-M, Sarmiento JL, Goodale CL, Schimel D, Field CB Consistent land- and atmosphere-based U.S. carbon sink estimates // *Science.* 2001. V. 292(5525). P. 2316–2320.

37. Xiao J., Zhuang Q., Law B.E., Baldocchi D.D., Chen J., Richardson A.D. et al. Assessing net ecosystem carbon exchange of US terrestrial ecosystems by integrating eddy covariance flux measurements and satellite observations // *Agricult Forest Meteorol.* 2011. V. 151(1). P. 60–69.

К ПОДРАЗДЕЛУ 5.3

1. Forster, P., Storelvmo T., Armour K., Collins W., Dufresne J.-L., Frame D., Lunt D.J., Mauritsen T., Palmer M.D., Watanabe M., Wild M., Zhang H. The Earth's Energy Budget, Climate Feedbacks, and Climate Sensitivity // *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / eds. Masson- Delmotte V., Zhai P., Pirani A., Connors S.L., Péan C., Berger S., Caud N., Chen Y., Goldfarb L., Gomis M.I., Huang M., Leitzell K., Lonnoy E., Matthews J.B.R., Maycock T.K., Waterfield T., Yelekçi O., Yu R., Zhou B.* Cambridge: Cambridge University Press, 2021. In Press.

2. IPCC. *Climate Change 1995: The Science of Climate Change.* Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / eds. Houghton, J.T., Meira Filho L.G., Callander B.A., Harris N., Kattenberg A., Maskell K.. Cambridge: Cambridge University Press, 1996.

3. Shine, K.P., Forster P.M. The effects of human activity on radiative forcing of climate change: a review of recent developments // *Global and Planetary Change*. 1999. V. 20. №4. P. 205–225. DOI: 10.1016/S0921-8181(99)00017-X.

4. Dickinson R.E. Modeling climate changes due to carbon dioxide increase / In: *Carbon Dioxide Review* W. C. Clark, Ed., Oxford University Press, New York, NY, P. 101–133.

5. WMO. Atmospheric Ozone: 1985, Global Ozone Research and Monitoring Project // Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization, 1986. Report No.16, Chapter 15.

6. Cess, R.D., Zhang M.-H., Potter G.L., Barker H.W., Colman R.A., Dazlich D.A., Del Genio A.D., Esch M., Fraser J.R., Galin V., Gates W.L., Hack J.J., Ingram W.J., Kiehl J.T., Lacis A.A., Le Treut H., Li Z.-X., Liang X.Z., Mahfouf J.-F., McAvaney B.J., Meleshko K.P., Morcrette J.-J., Randall D.A., Roeckner E., Royer J.-F., Sokolov A.P., Sporyshev P.V., Taylor K.E., Wang W.-C., Wetherald R.T. Uncertainties in CO₂ radiative forcing in atmospheric general circulation models // *Science*. 1993. V. 262. P. 1252-1255. DOI: 0.1126/science.262.5137.1252.

7. Cox S.J., Wang W.-C., Schwartz S.E. Climate response to forcings by sulfate aerosols and greenhouse gases // *Geophys. Res. Lett.* 1995. V. 22 № 18, 2509–2512. DOI: 10.1029/95GL02477.

8. Roeckner E., Siebert T., Feichter J. Climatic response to anthropogenic sulfate forcing simulated with a general circulation model // *Aerosol Forcing of Climate* / eds. Charlson, R. Heintzenberg J. John Wiley and Sons, 1994. P. 349–362.

9. Taylor K.E., Penner J.E. Response of the climate system to atmospheric aerosols and greenhouse gases // *Nature*. 1994. V. 369. P. 734–737. DOI: 10.1038/369734a0.

10. Ramaswamy V., Chen C.-T. Linear additivity of climate response for combined albedo and greenhouse perturbations // *Geophys. Res. Lett.* 1997. V. 24. №5. P. 567–570. DOI: 10.1029/97GL00248.

11. Haywood, J., Stouffer R., Wetherald R., Manabe S., Ramaswamy V. Transient response of a coupled model to estimated changes in greenhouse gas and sulfate concentrations // *Geophys. Res. Lett.* 1997. V. 24. №11. P. 1335–1338. DOI: 10.1029/97GL01163.

12. Forster P., Ramaswamy V., Artaxo P., Berntsen T., Betts R., Fahey D.W., Haywood J., Lean J., Lowe D.C., Myhre G., Nganga J., Prinn R., Raga G., M. Schulz and R. Van Dorland Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing // *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / eds. Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Miller H.L. NY: Cambridge University Press, 2007.

13. Экологический отчет ПАО «Газпром» за 2021 год.

14. Володин Е.М., Мортиков Е.В., Кострыкин С.В., Галин В.Я., Лыкосов В.Н., Грицун А.С., Дианский Н.А., Гусев А.В., Яковлев Н.Г. Воспроизведение современного климата в новой версии климатической модели ИВМ РАН // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2017. Т. 53. № 2. С. 164–178. DOI: 10.31857/S0002351520030128.

15. Volodin E.M., Mortikov E.V., Kostykin S.V., Galin V.Y., Lykossov V.N., Gritsun A.S., Diansky N.A., Gusev A.V., Iakovlev N.G. Simulation of the present-day climate with the climate model INMCM5 // *Climate Dynamics*. 2017. V. 49. P. 3715–3734. DOI: 10.1007/s00382-017-3539-7.

16. Smith C., Nicholls Z.R.J., Armour K., Collins W., Forster P., Meinshausen M., Palmer M.D., Watanabe M. The Earth's Energy Budget, Climate Feedbacks, and Climate Sensitivity Supplementary Material / In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / eds. Masson- Delmotte V., Zhai P., Pirani A., Connors S.L., Péan C., Berger S., Caud N., Chen Y., Goldfarb L., Gomis M.I., Huang M., Leitzell K., Lonnoy E., Matthews J.B.R., Maycock T.K., Waterfield T., Yelekçi O., Yu R., Zhou B., 2021. In press.

17. Holmes C.D., Prather M.J., Søvde O.A., Myhre G. Future methane, hydroxyl, and their uncertainties: key climate and emission parameters for future predictions // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. V. 13. №1. P. 285–302. DOI: 10.5194/acp-13-285-2013.

18. Володин Е.М., Грицун А. С. Воспроизведение возможных будущих изменений климата в XXI веке с помощью модели климата INM-CM5 // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2020. Т. 56. № 3. С. 255–266. DOI: 10.31857/S0002351520030128.

**МЕТАН И КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ:
НАУЧНЫЕ ПРОБЛЕМЫ
И ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ**

Формат 70x100 1/16
Гарнитура Times
Усл.-п. л. 31,53. Уч.-изд. л. 20,06
Тираж 500 экз.

Издатель – Российская академия наук

Публикуется в авторской редакции

Отпечатано в экспериментальной цифровой типографии РАН

Издается по решению Научно-издательского совета
Российской академии наук (НИСО РАН) от 01.02.2022 г.
и распространяется бесплатно