



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра метеорологических прогнозов

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(магистерская диссертация)

На тему: «Анализ факторов, влияющих на температурно-влажностный
режим средней и верхней атмосферы»

Исполнитель Соколов Арсений Викторович
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель кандидат физико-математических наук
(ученая степень, ученое звание)
Савенкова Елена Николаевна
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»
Заведующий кафедрой

(подпись)

кандидат физико-математических наук, доцент
(ученая степень, ученое звание)

Анискина Ольга Георгиевна
(фамилия, имя, отчество)

«24» мая 2025 г.

Санкт-Петербург
2025

Содержание

ВВЕДЕНИЕ	3
1. ИЗУЧЕНИЕ ВЫСОКИХ СЛОЁВ АТМОСФЕРЫ	5
1.1. Циркуляционные особенности газовой оболочки Земли	5
1.2. Спутниковые методы в космическом природопользовании	20
2. МЕТОДОЛОГИЯ И МАТЕРИАЛЫ.....	44
2.1. Зондирование атмосферы методом прозрачности.....	44
2.2. Спектрометр AIM/SOFIE	45
2.3. Параметризация теплового воздействия серебристых облаков	49
3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ	55
3.1. Тестовые расчеты.....	55
3.2. Оценка теплового воздействия	62
3.3. Включение параметризации в численную модель	72
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	75
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	77

ВВЕДЕНИЕ

Работа посвящена разработке параметризации нагрева мезопаузы за счет поглощения потоков ИК радиации кристаллами серебристых облаков (РМС), главной особенностью которой является учёт теплофизических свойств льда и взаимодействия облачных частиц с окружающей средой. Параметризация использует вертикальные профили температуры и водяного пара в слое 80–90 км летних полушарий, восстановленные из измерений солнечного излучения спектрометром SOFIE. Данная параметризация позволяет рассчитать вклад РМС в термический баланс мезосферы-нижней термосферы (МНТ). Расчёты произведены для 12 облачных сезонов в Северном полушарии и 7 сезонов – Южном за период от –40 до –70 дня до летнего солнцестояния. Полученные результаты показывают, что РМС могут оказывать существенный вклад в тепловой баланс верхней атмосферы, сопоставимый с нагревом, вызванным диссипацией гравитационных волн. В обоих полушариях максимальный нагрев, вызываемый сублимированным мезосферным водяным паром, достигает значений 10–12 К/сут, а медианные значения сохраняются в диапазоне 4.19–4.36 К/сут. Главные различия заключаются в высотном распределении максимальных значений нагрева – в Северном полушарии они распределены в слое 81–82 км, в то время как в Южном полушарии они сосредоточены ближе к 84–85 км. Наиболее интенсивный нагрев наблюдается на нижней границе зоны минимальных температур (< 150 К) и постепенно ослабевает с высотой. От года к году нагрев меняется слабо, что может быть обусловлено общим малым, статистически незначимым трендом в изменчивости параметров РМС (4.08 г/км²/год среднемесячного IWC для июля Северного полушарии). Полученные сведения могут использоваться в моделях глобальной атмосферной циркуляции с целью изучения цепочки обратных связей, обеспечивающей охлаждение приполярной МНТ выше слоя РМС.

Цель: количественно оценить нагрев воздуха в верхней мезосфере за счет теплового воздействия серебристых облаков

Задачи:

1. Включить параметризацию нагрева мезопаузы за счет переизлучения кристаллами серебристых облаков приходящего земного (10-14 мкм) и солнечного (3 мкм) инфракрасного излучения в нульмерную (zero-dimensional; 0-D) модель серебристых облаков;
2. С привлечением радиозатменных данных о температуре, давлении и влажности в полярной верхней атмосфере произвести количественную оценку интенсивности нагрева за несколько облачных сезонов в обоих полушариях;
3. Сравнить результаты в Северном и Южном полушариях (СП и ЮП, соответственно) между собой

1. ИЗУЧЕНИЕ ВЫСОКИХ СЛОЁВ АТМОСФЕРЫ

1.1. Циркуляционные особенности газовой оболочки Земли

Продолжающееся изменение климата, обусловленное антропогенными выбросами парниковых газов (метан, водяной пар и диоксид углерода; рис. 1) и соответствующим повышением температуры воздуха в тропосфере, также оказывает влияние на общую циркуляцию атмосферы. Например, ежегодное сокращение площади морского льда в Северном Ледовитом океане обуславливает повышение приземной температуры воздуха, что, в свою очередь, приводит к разрушению стратосферного полярного вихря из-за усиления активности вертикально-распространяющихся планетарных волн.

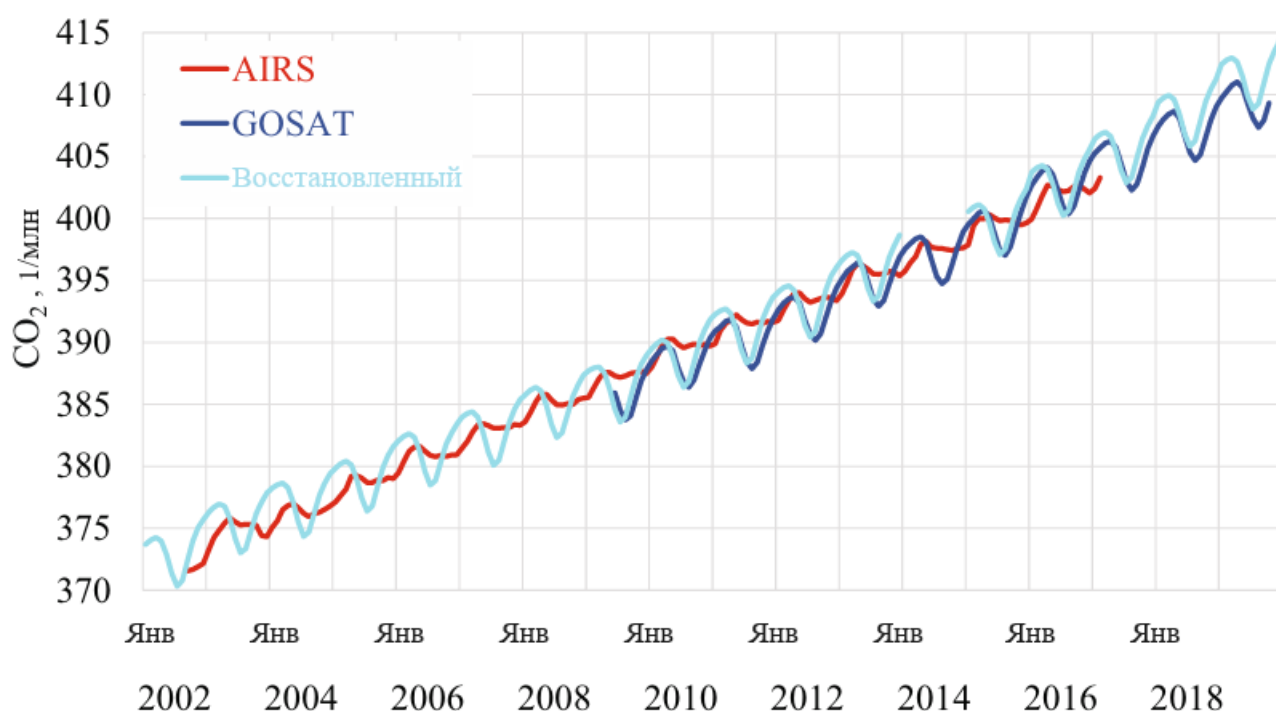


Рисунок 1 - Изменения концентрации диоксида углерода по данным спутниковых измерений. Адаптировано из [5]

Следует учитывать, что не только антропогенные факторы влияют на вышеупомянутые изменения. Так, трендовые вариации влагосодержания

атмосферы над Мировым океаном, – хорошо известного климатообразующего фактора, – зависят преимущественно от вертикального влагообмена океана с атмосферой, а влияние влагосодержания атмосферы на повышение температуры воздуха приводного слоя океана выражается через парниковый эффект.

Изменение характеристик в тропосфере не может не сказываться на высоких слоях атмосферы. Из данных инструментальных измерений, в частности, с природоресурсных космических аппаратов, прослеживается положительный тренд повышения концентрации водяного пара во всей толще атмосферы. Максимальные значения тренда приходятся на стратосферу тропических широт. Положительные значения также сохраняются в мезосфере обоих полушарий. Наличие водяного пара в высоких слоях атмосферы обусловлено как диффузией влаги из тропосферы, так и разрушением молекул метана в мезосфере, вызванным воздействием солнечного излучения.

Вместе с тем, в мезосфере и нижней термосфере (50–110 км) наблюдается понижение температуры, сопровождаемое отрицательным трендом, значения которого могут достигать нескольких градусов за десятилетие. Понижение температуры в летний период намного интенсивнее по сравнению зимой, причем, в Северном полушарии значение тренда намного выше, чем в Южном.

Понижение температуры и рост концентрации водяного пара в мезосфере и нижней термосфере к концу XXI века прогнозируется также и многими численными моделями общей циркуляции атмосферы для жёстких сценариев антропогенных выбросов парниковых газов (shared socioeconomic pathway; SSP3–7.0 и SSP4–8.5). В условиях щадящих сценариев (SSP1–2.6 и SSP2–4.5) прогнозируется незначительное повышение температуры и уменьшение содержания водяного пара.

Однако, как для SSP2–4.5, так и для SSP4–8.5 к концу столетия прогнозируется усиление остаточной меридиональной циркуляции, особенно в отдельных областях стратосферы. Прогнозируемый положительный тренд

минимальных значений общего содержания озона, интерпретируемый, как частичное восстановление озонового слоя, также внесёт свой вклад в изменение атмосферной циркуляции.

Эти изменения скажутся на многих метеорологических величинах, в частности, на облачности. Рост температуры в тропосфере приведёт к усилению интенсивности испарения с поверхности Мирового океана, что обуславливает увеличение балла облачности. В таком случае возникает цепочка положительной обратной связи, ведь облачность задерживает уходящую длинноволновую радиацию, что, в свою очередь, дополнительно нагревает нижнюю атмосферу.

К 2100 г. прогнозируется повышение общего балла тропосферной облачности (над сушей), однако её вертикальное развитие будет существенно слабее текущего, что приведёт к менее интенсивным осадкам в будущем.

Такие вариации могут сказаться и на активности планетарных волн, в частности, атмосферных приливов, амплитуды которых модулируются за счет выделения скрытого тепла при выпадении конвективных осадков в тропиках.

Именно планетарные волны, зарождающиеся в нижней тропосфере (например, вследствие долготных неоднородностей подстилающей поверхности или температурных контрастов над сушей и океаном) сказываются на общей циркуляции средней и верхней атмосферы. Уменьшение плотности воздуха с высотой обуславливает рост амплитуды волны, необходимый для компенсации малой плотности. Однако, увеличение амплитуды приводит к разрушению планетарных волн, в результате которого окружающая среда поглощает энергию колебаний. Передача импульса от волны к среднему потоку вызывает его возмущения и таким образом возникают остаточные циркуляции (например, циркуляция Брюера–Добсона; рис. 2).

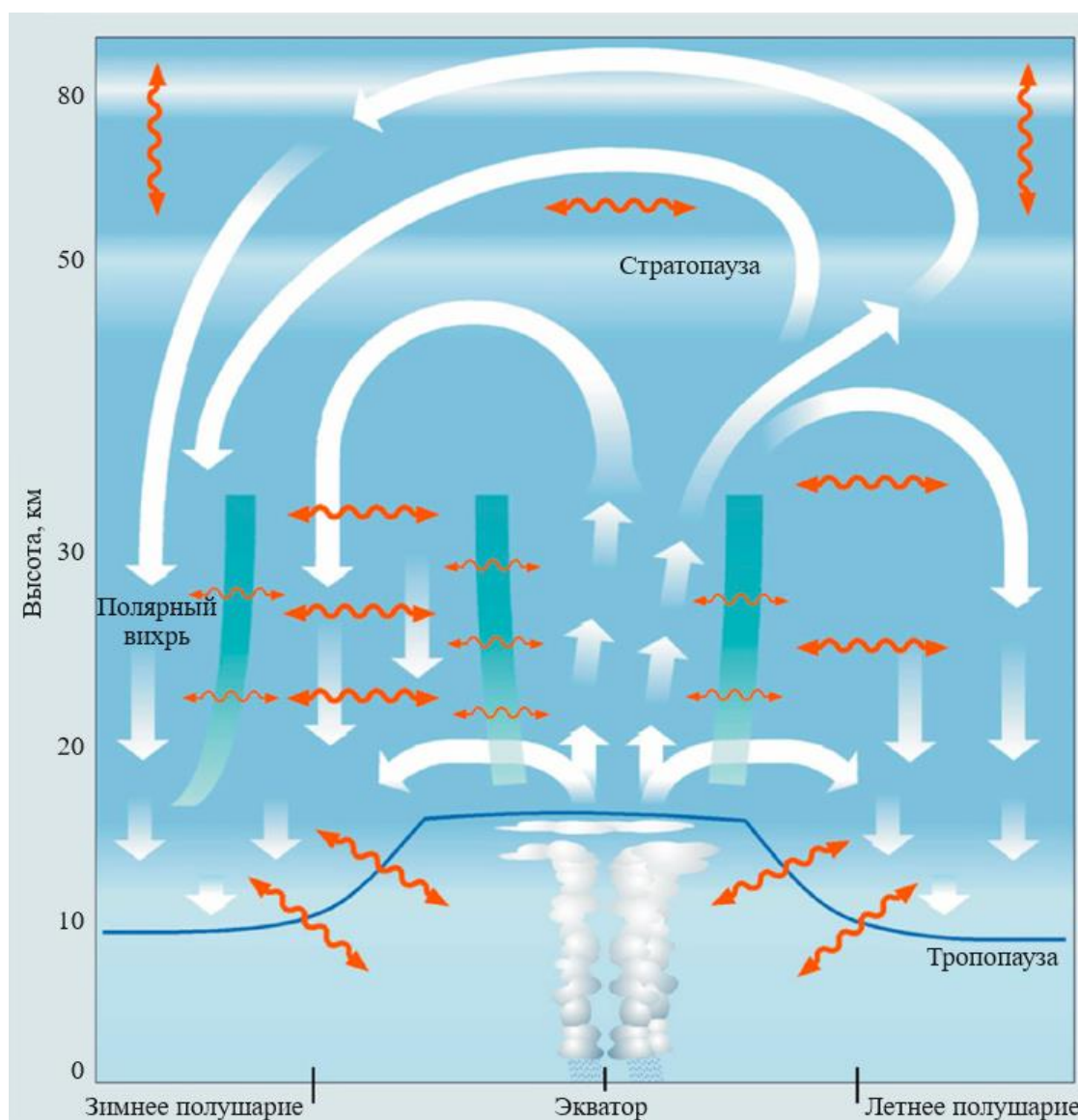


Рисунок 2 - Схема циркуляции Брюера–Добсона. Белыми стрелками изображена функция потока массы, как представление распространения остаточной меридиональной циркуляции. Адаптировано из [3]

Как уже отмечалось выше, нелинейное взаимодействие планетарных волн в зимней стратосфере вызывает внезапные стратосферные потепления, – нагрев атмосферы за счёт трения слоёв воздуха, – и расщепление или полное разрушение стратосферного полярного вихря, обуславливая тем самым весенние перестройки стратосферной циркуляции. Разрушение же волн на

рассматриваемых пространственно-временных диапазонах приводит к остаточной циркуляции от экватора к зимнему полушарию.

Следует принять во внимание факт, что остаточные циркуляции влияют не только на стратосферу. Хорошо известно, что выше 100 км строение атмосферы обусловлено диффузионным распределением газов. По мере увеличения высоты, температурный режим воздушной оболочки земли обуславливается преимущественно ультрафиолетовым солнечным излучением за счет ионизации частиц воздуха (молекул азота, атомарных кислорода, гелия и водорода) и передачи им энергии. Однако, ниже гомосферы, в мезосфере, на режим ветра и тепловой баланс также оказывает влияние остаточная циркуляция, направленная от летнего полушария к зимнему. Её причиной тоже служит разрушение и диссипация волн (гравитационных).

Большой интерес представляет изучение влияния на состояние нижней и верхней атмосферы таких процессов, как ВСП и связанных с ним ПВ. Известно, например, что ВСП могут вызывать в арктических морях затрудняющие судоходство волны холода. Или же, связанное с разрушением стратосферного полярного вихря поднятие стратопauзы и заток из нижележащих слоёв в мезосферу и нижнюю термосферу большого количества NO.

Уменьшение разности температур между сушей и океаном или же любые другие вариации, приводящие к изменению теплового баланса нижней атмосферы, скажутся на поведении остаточных циркуляций и, как следствие, состоянии мезосферы и нижней термосферы.

Упомянутые изменения в общем содержании озона, а также изменения температуры внутри стратосферного полярного вихря скажутся на объёме полярных стратосферных облаков, возникающих в случае озоновых дыр, когда температура в стратосфере достигает своих минимальных значений.

Уже сейчас наблюдаются положительные тренды в характеристиках серебристых облаков. Так, по данным измерений с природоресурсных

космических аппаратов, с конца 1979 по 2013 гг. существует положительный тренд роста содержания льда в серебристых облаках, который обусловлен преимущественно понижением температуры и увеличением содержания водяного пара на высотах 80–85 км летом в обоих полушариях. Более того, серебристые облака (рис. 3), существующие в высоких широтах, стали чаще наблюдаться в умеренных, и к концу века численными моделями прогнозируется сохранение этой тенденции. Также существует вероятность того, что эти облака будут формироваться ниже обычно регистрируемых различными методами высот.



Рисунок 3 - Серебристые облака над г. Санкт-Петербург, 29.08.2023

В мезосфере и нижней термосфере (МНТ; слой 60–110 км), основной формой движения являются планетарные волны, чьи амплитуды достигают на

этих высотах максимальных значений, вследствие уменьшения плотности воздуха с высотой. Именно в МНТ происходит модуляция планетарных волн термическими приливами, обеспечивающая возможность для проникновения первых в термосферу. Здесь же окончательно диссипируют гравитационные волны орографического происхождения [24], а также большая часть спектра внутренних гравитационных волн (ВГВ). Помимо прочего, МНТ обладает уникальной особенностью: в мезопаузе летнего полушария температура воздуха опускается до сверхнизких значений (< 150 K). Одним из важных источников объективной информации о динамических процессах в высоких слоях атмосферы служат серебристые облака, образующиеся в слое 80–85 км летнего полушария при упомянутых температурах и сравнительно малых концентрациях водяного пара (3–6 ppmv). РМС существуют с мая по август в Северном полушарии, в Южном – с ноября по февраль. Наблюдение облачных полей позволяет изучать возмущения атмосферы разных пространственно-временных масштабов: как внутренние гравитационные волны (ВГВ) [2, 8], так и планетарные волны, и атмосферные приливы [45].

Особенности остаточной меридиональной циркуляции [22], приводящие к охлаждению летней МНТ за счёт адиабатического выхолаживания [21], и наличие в высоких слоях атмосферы продуктов сгорания метеоров (Fe, Ni и др.), служащих ядрами конденсации, приводят к гетерогенному формированию ледяных кристаллов, чьи размеры варьируются в диапазоне 20–80 нм. По площади облачные поля занимают практически всю полярную шапку и наблюдаются с земли, как правило, в высоких широтах (65–70°). Информация о микрофизических характеристиках NLC неоднократно подтверждалась данными спутниковых измерений [6, 15]. Т.н. серебристые облака несколько различаются по оптическим характеристикам и способу наблюдений. Наблюдаемые с земли существуют с июля по август в Северном полушарии в широтном поясе 60–80° с. ш. и заметны на фоне сумеречного неба, подсвеченные светом заходящего/восходящего Солнца. Другие же традиционно наблюдаются

во всей полярной области летнего полушария из космоса различными космическими аппаратами в широком диапазоне спектра солнечного излучения.

Однако, по результатам наземных измерений в умеренных широтах, с 1968 по 2018 гг. тренд яркости серебристых облаков чрезвычайно мал и статистически незначим. Такие разногласия в трендах могут являться поводом для дискуссий.

Следует также отметить роль 11-летнего солнечного цикла в формировании общей циркуляции атмосферы и степени его вовлечённости в этот механизм в зависимости от климатических изменений. Уже сейчас составляются прогнозы потоков солнечного излучения на разных длинах волн, например 10.7 см (F10.7; рис. 4), позволяющие дать приближённые оценки зависящих от этих потоков атмосферных параметров. Вообще говоря, Солнце – основной источник энергии на Земле, и, как уже отмечалось выше, на температуру средней и верхней атмосферы оказывают влияние потоки ультрафиолетового излучения. Вклад солнечной активности часто прослеживается в многолетних трендах температуры нижней термосферы (в особенности – летней). Однако, хорошо известно, что на циркуляцию средней и верхней атмосферы солнце оказывает незначительное влияние.

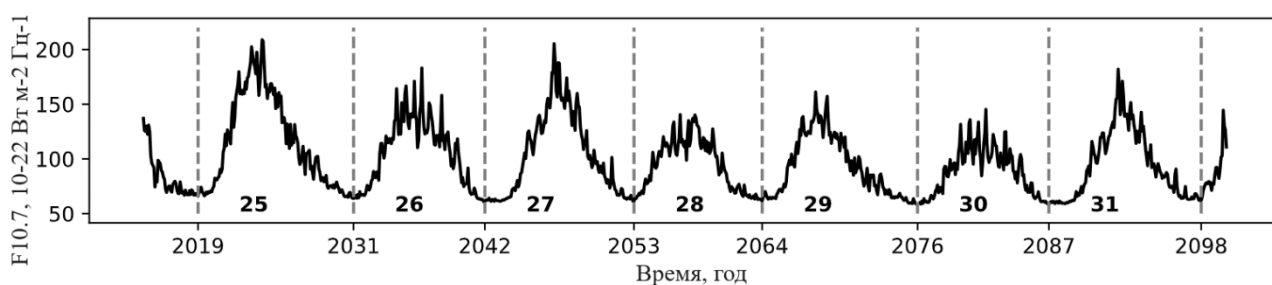


Рисунок 4 - Прогноз индекса F10.7. Цифрами обозначены номера циклов солнечной активности, штриховыми линиями – годы солнечного минимума.

Адаптировано из [49]

Так, например, в годы максимума солнечной активности, летняя полярная мезосфера практически не испытывает значительных изменений, обуславливаемых остаточной меридиональной циркуляцией, а гораздо больший эффект, приводящий к остыванию этого региона, вызван фильтрацией планетарных волн в зимней стратосфере и межполушарным взаимодействием. Однако, в летнем Южном полушарии отклик на солнечную активность выражен несколько сильнее.

Схожая ситуация наблюдается и в отклике на 11-летний солнечный цикл характеристик серебристых облаков (количество водяного пара, яркость облаков и их количество). В высоких слоях атмосферы разрушение молекул водяного пара происходит преимущественно в результате фотодиссоциации под влиянием ультрафиолетовых солнечных лучей. В теории, при слабых потоках ультрафиолетового излучения, водяного пара в мезосфере должно быть больше, что должно приводить к увеличению количества серебристых облаков и их яркости. Однако, между солнечной цикличностью и вариациями характеристик серебристых облаков существует временной сдвиг 1–3 года. В работе [37] проведён анализ различных характеристик серебристых облаков, полученных из наземных наблюдений за 40 лет (1962–2001 гг). Исходя из результатов статистического анализа авторы утверждают, что период вариаций яркости NLC на 1–1.5 года короче 11-летней вариации потока F10.7. Вместе с тем, выделяют колебания с периодом 2–5 лет, которые могут быть обусловлены взаимодействиями между атмосферными слоями и межполушарными неоднородностями. Вдобавок, наблюдения серебристых облаков из космоса также позволяют анализировать долговременную изменчивость их характеристик. Так, УФ излучение с длинами волн 250–300 нм, полностью поглощаемое молекулами O_3 в стратосфере, при наличии серебристых облаков, рассеивается «назад» от облачного слоя и может быть зарегистрировано специально предназначенным сенсором на космическом аппарате и преобразовано в гидродинамическую характеристику. По такой методике

авторами DeLand и Thomas [10] получены и проанализированы временные ряды содержания льда в облаках (IWC – Ice Water Content) с 1979 по 2013 гг из данных лимбовых измерений сенсорами SBUV (Solar Backscatter Ultraviolet) и SBUV/2. До конца прошлого столетия (1979–1997 гг) значение IWC в ярких облаках медленно повышалось, но с 1998 г остаётся практически неизменным. Отклик солнечной активности за её 24 цикл в сигнале серебристых облаков Северного полушария выражен гораздо слабее, чем в предыдущих циклах. Однако, в Южном полушарии облака сильнее подвержены влиянию вариаций потоков солнечного излучения.

Однако, серебристые облака всё ещё остаются не до конца изученными и особый интерес представляет совершенствование методов и средств для их исследования. Большое количество работ посвящено изучению свойств серебристых облаков с космических аппаратов [10]. Использование спектрометров, радиометров, фотометров и сканеров, установленных на космических платформах, позволяет оценивать не только пространственную структуру и тренды, присущие серебристым облакам, но и их микрофизические характеристики [4]. Невозможность существующих измерительных систем (космических аппаратов, радаров, метеорологических ракет и др.) давать исчерпывающую информацию о высоких слоях атмосферы затрудняет её изучение, в связи с чем моделирование природных процессов на этих высотах и, в частности, серебристых облаков имеет приоритетный характер.

Так, например, в работе [6] с привлечением данных космических аппаратов изучаются фоновые условия окружающей среды, в которых формируются и существуют серебристые облака. Авторы рассчитали среднюю скорость сублимации и оценили содержание льда в облаке. Сопоставимые результаты, но уже на основе модельных данных, получены в работе [1], где исследуется взаимодействие между продуктами сгорания метеоров и атмосферой. Также следует учитывать свойства ядер конденсации, которые зависят от типа химического элемента. Авторы работы [12, 30] провели ряд лабораторных

опытов по воспроизведению условий окружающей серебристые облака среды и получили сведения о необходимых для облакообразования условий.

Такие рассуждения наводят на мысль о том, что воздушная оболочка земли является сложной системой, где один механизм воздействия не может в одиночку обуславливать все процессы. Лишь комбинированный эффект от процессов разных пространственно-временных масштабов вносит свой вклад в общее состояние атмосферы.

Планетарные волны имеют разные пространственно-временные масштабы и источники генерации. Выше уже отмечалось, что глобальные (т. е., занимающие слой атмосферы над всей площадью планеты или в некотором широтном поясе) волны возникают преимущественно либо из-за температурных контрастов, возникающих, между океаном и сушей, либо вследствие гравитационного и теплового воздействий Солнца и Луны. Помимо таких волн, в атмосфере существуют также собственные колебания, которые присущи всякой колебательной механической системе. В земной атмосфере существует большое разнообразие движений мезо- и макромасштаба, каждое из которых имеет свои пространственную конфигурацию и период колебаний. В результате совпадения двух последних характеристик этих движений, как источника внешнего воздействия, с теми же собственными колебаниями атмосферы, возникает резонанс, обуславливающий перекачку энергии от источника колебания в энергию колебаний атмосферы, как механической системы.

Волны, распространяющиеся (т. н. «бегущие») на запад (восток) и имеющие периоды 5, 10, 16 (4, 7, 12) суток (т. е., гребень волны перемещается вдоль круга широты за определённое время) оказывают значительный вклад в циркуляцию высоких слоёв атмосферы, что сказывается, например, на серебристых облаках, существующих в летнем полушарии. После прохождения волны, температура мезосферы может измениться на 5 или даже 10 градусов, что способно привести к полному разрушению, или, наоборот, возникновению серебристых облаков, или, как минимум, повлиять на их яркость. Хорошо

известно, что при прохождении ложбины 5-дневной волны, когда температура воздуха существенно понижается, где-то в последних числах мая, в области отрицательных температурных аномалий возникают необходимые для существования серебристых облаков условия, и именно волна является «спусковым механизмом» начала их образования в отдельные годы.

Волновое возмущение представляет собой суперпозицию элементарных волн (моды Хаффа), которые характеризуются пространственной конфигурацией полей гидродинамических величин. Этим конфигурациям соответствуют свои функции Хаффа, которые представляют собой решение приливного уравнения Лапласа. На рис. 5 для примера показаны безразмерные функции Хаффа для возмущения полей геопотенциальной высоты и компонент скорости ветра для 2-, 5, 10- и 16-дневной волн, доминирующих в мезосфере и нижней термосфере.

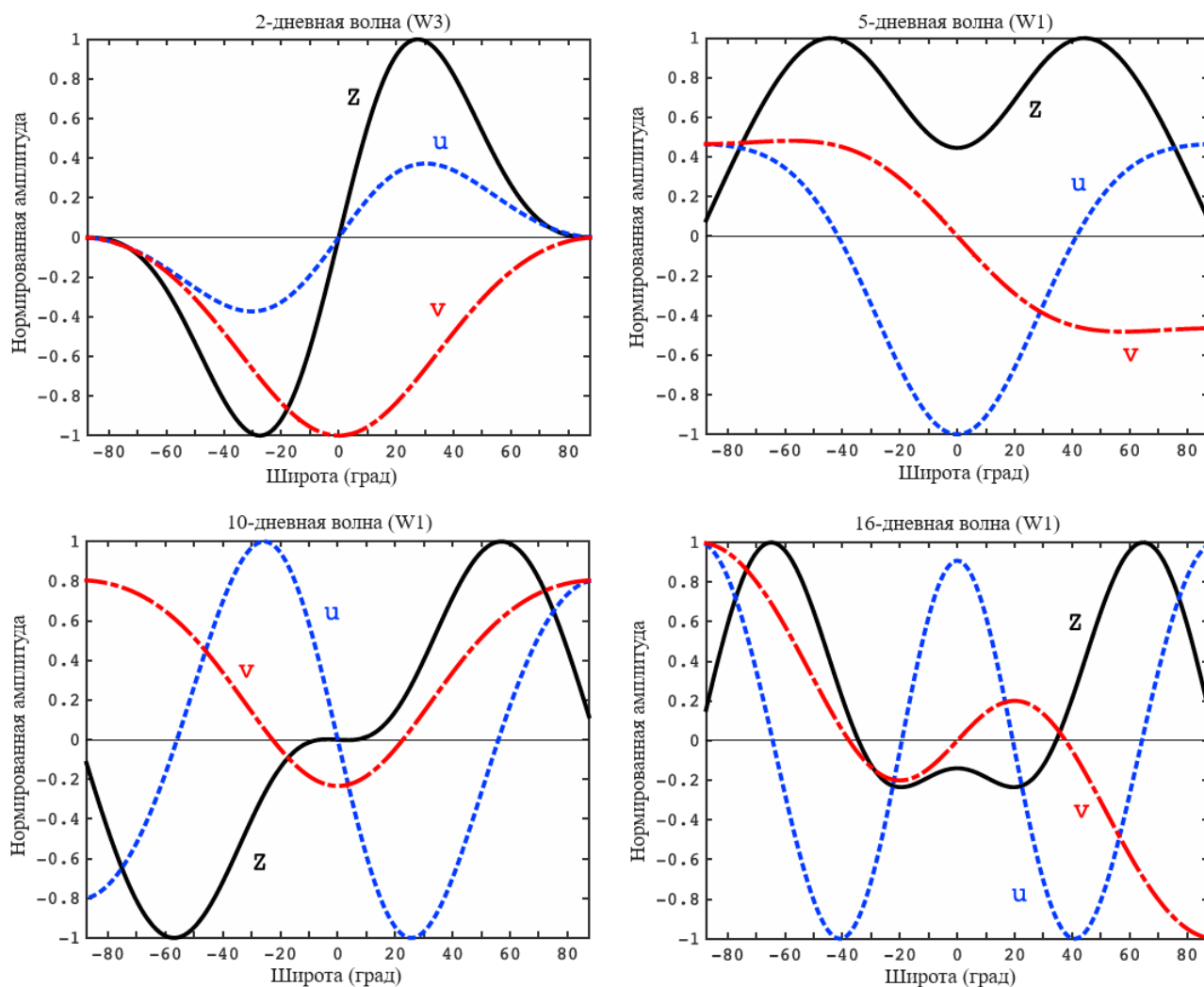


Рисунок 5 - Моды Хаффа для возмущения полей геопотенциальной высоты (сплошная кривая), меридионального и зонального ветра (пунктирная и штрихпунктирная кривые, соответственно). Адаптировано из [42]

2- и 5-дневная планетарные волны, играющие главную роль в динамике летней полярной МНТ, также оказывают влияние и на РМС, в частности, на их яркость. В работе [9] авторы исследовали полярную мезопаузу Северного полушария летом 2007 и 2008 гг, и установили, что колебания температуры, вызванные этими планетарными волнами, достигали значений 2.5–3 К, а их максимум приходился на слой 80–110 км. Thuraiarajah и соавторы [45], анализируя данные измерений Aura/MLS и AIM/CIPS в Северном полушарии за 16 лет (2007–2022 гг), обнаружили, что, если на старте сезона РМС (~15–28 мая)

усиливается 5-дневная бегущая на запад планетарная волна с волновым числом 1, то в её холодной ложбине сформируются первые облачные поля. Однако, вклад этих волн в изменчивость PMC/NLC не сравним с вкладом, вносимым внутренними гравитационными волнами, имеющими горизонтальные масштабы 10–100 км, и из-за которых возмущения температуры могут меняться от нескольких до десятков градусов.

Планетарные волны тоже чувствительны к уровню солнечной активности, особенно в термосфере, выше 100 км. Для объяснения причин этого обстоятельства, сначала следует понять, как волны могут существовать в слое 100–300 км, если от нижней границы гомосферы начинается область, в которой происходит диссипация волн. Однако, волны в термосфере могут генерироваться как за счёт гравитационного и теплового воздействий небесных тел, что уже отмечалось выше, так и в результате нелинейных взаимодействий волна-волна и волна-средний поток.

Подводя некоторый итог вышесказанному, можно заключить следующее. Параметры земной атмосферы испытывают разного масштаба вариации как во времени, так и в пространстве. Причины таких вариаций могут быть либо естественными, либо же вынужденными. Быстрыми вариациями атмосферных параметров могут служить, например, гравитационные волны, суточные и полусуточные лунные и солнечные приливы, 5-, 10-, и 16-дневные планетарные волны (собственные колебания атмосферы). Долгопериодными вариациями являются, например, квазидвухлетняя цикличность и 11-летний солнечный цикл.

Чтобы фиксировать и оценивать эти вариации, разработано великое многообразие методов сбора, хранения и статистической оценки информации о состоянии атмосферы. Так, безальтернативным способом изучения средней и верхней атмосферы является дистанционное зондирование Земли как из космоса, так и наземные. К первым можно отнести микроволновые радиометры, масс-

спектрометры, регистрирующие химический состав атмосферы. Ко вторым относятся наземные лидары, радиозонды, радиолокаторы.

Однако, в исследовательских целях не всегда удаётся применять вышеупомянутые технологии. Для полного представления о состоянии атмосферы были разработаны модели, позволяющие воспроизводить состояние атмосферы в конкретный момент времени при конкретных условиях.

Вследствие весьма ограниченных возможностей проведения инструментальных измерений (даже на природоресурсных космических аппаратах) на высотах более 120 км, главным источником информации о термосфере служат численные модели общей циркуляции атмосферы и ионосферы. Однако, достоверно установлено, что при высокой солнечной активности, амплитуды бегущих волн в термосфере заметно ниже, чем при низкой и хорошо прослеживаются в полях скорости компонент ветра, температуры воздуха и геопотенциальной высоты. Это обусловлено ростом ионного трения и вертикального градиента температуры воздуха во время высокой солнечной активности, что препятствует вертикальному распространению и усилению амплитуд волн.

Поскольку воздействие РМС на окружающую среду исследовано не до конца, изучение таких процессов может оказаться важным в понимании циркуляционных особенностей и химии высоких слоёв атмосферы. Несмотря на уже известные закономерности, различными авторами постоянно открываются новые подробности о свойствах летней мезопаузы обеих полушарий. В работе [42] описана взаимосвязь высыхания мезопаузы, обусловленного сублимацией водяного пара, с истощением атомарного водорода (H) на 95 км в умеренных и высоких широтах. Авторы полагают, что РМС могут играть ключевую роль в циркуляции H в высокие слои атмосферы.

1.2. Спутниковые методы в космическом природопользовании

Вполне очевидно, что самый надёжный и вариативный источник информации о состоянии высоких слоёв атмосферы – это дистанционное зондирование Земли из космоса. Его основы были заложены к концу 1950-х годов, а активное применение пришлось на начало 1960-х – как раз в годы активного развития космических программ СССР, США и ряда некоторых других стран – Восточной Европы, Японии и др. Помимо выхода человека в открытый космос, полёта вокруг Земли или продолжительного нахождения в околоземном космическом пространстве, а также решения задач навигации и коммуникации, было решено применять спутниковые технологии для дистанционного изучения атмосферы, лито- и гидросферы (не говоря уже про изучение ближнего и дальнего космоса). Разнообразие методов и средств зондирования земной атмосферы обусловлено, во-первых, спектром электромагнитного излучения, который распростёрся от жёстких рентгеновских и гамма-лучей (единицы и десятки ангстрем, где $1 \text{ ангстрем} = 10^{-4} \text{ мкм}$) до микроволнового и радио диапазонов (миллиметровые и сантиметровые длины волн), во-вторых, геометрией наблюдений (например, в надири и под углами к надиру и лимбовыми), в третьих, физикой процесса – сенсор может либо принимать рассеянное «назад» излучение Солнца, принимать уходящее тепловое излучение исследуемого объекта (пассивные методы зондирования) или, в случае радиолокационных наблюдений, принимать отраженный посланный сигнал (активные методы зондирования).

На рис. 6 представлена кривая пропускания атмосферы для длин волн 0–15 мкм, т. е. рентгеновского, ультрафиолетового, видимого, ближнего-, среднего- и дальнего (теплого) участков спектра электромагнитного излучения. Рисунок не отражает поведения кривой пропускания в микроволновом и радиодиапазоне.

В коротковолновой части спектра работают фотометры и телевизионные системы, регистрирующие отражённое или рассеянное солнечное излучение от поверхности земли/океана/облаков или от слоя атмосферы.

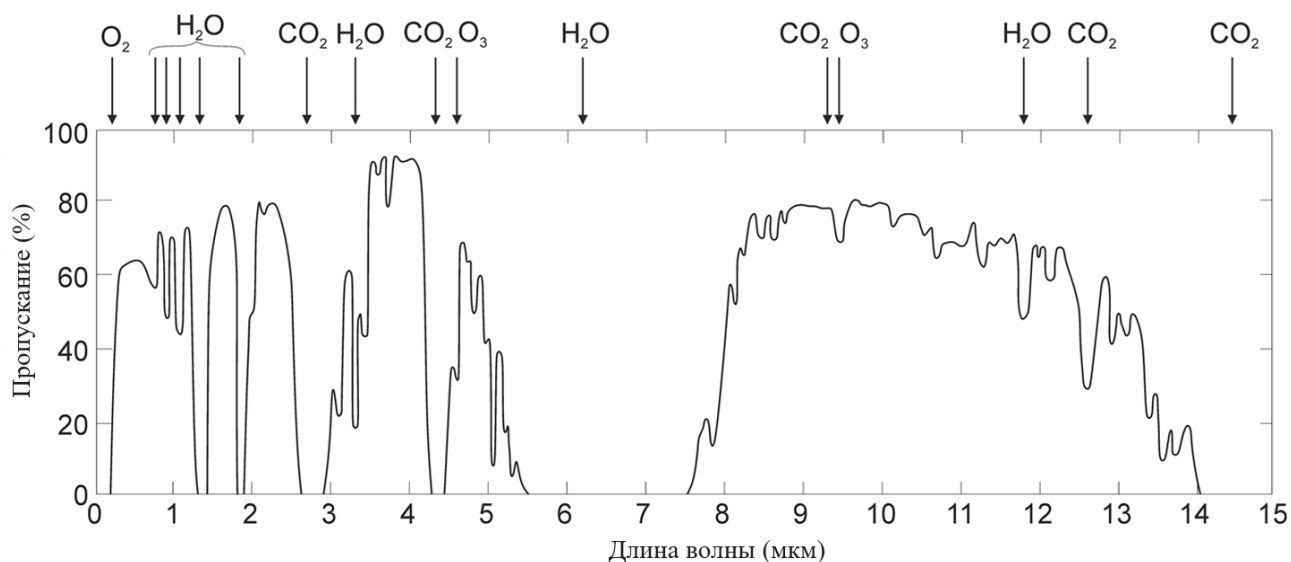


Рисунок 6 - Кривая пропускания атмосферы в диапазоне длин волн 0–15 мкм и молекулы газов, отвечающие за поглощение излучения. Адаптировано из [28]

Для регистрации электромагнитного излучения на разных длинах волн определёнными методами используются специализированные сенсоры: радиометры, спектрометры, фотометры, спектрометры-интерферометры, а также радары, в частности, с синтезированной апертурой. Фотометры, установленные на космических аппаратах, регистрируют солнечное излучение, рассеянное атмосферой в, как правило, ультрафиолетовом и видимом участках спектра. На рис. 7 представлена схема, на которой показано распределение спутниковых сенсоров и восстанавливаемых гидродинамических характеристик применительно к океанографии.

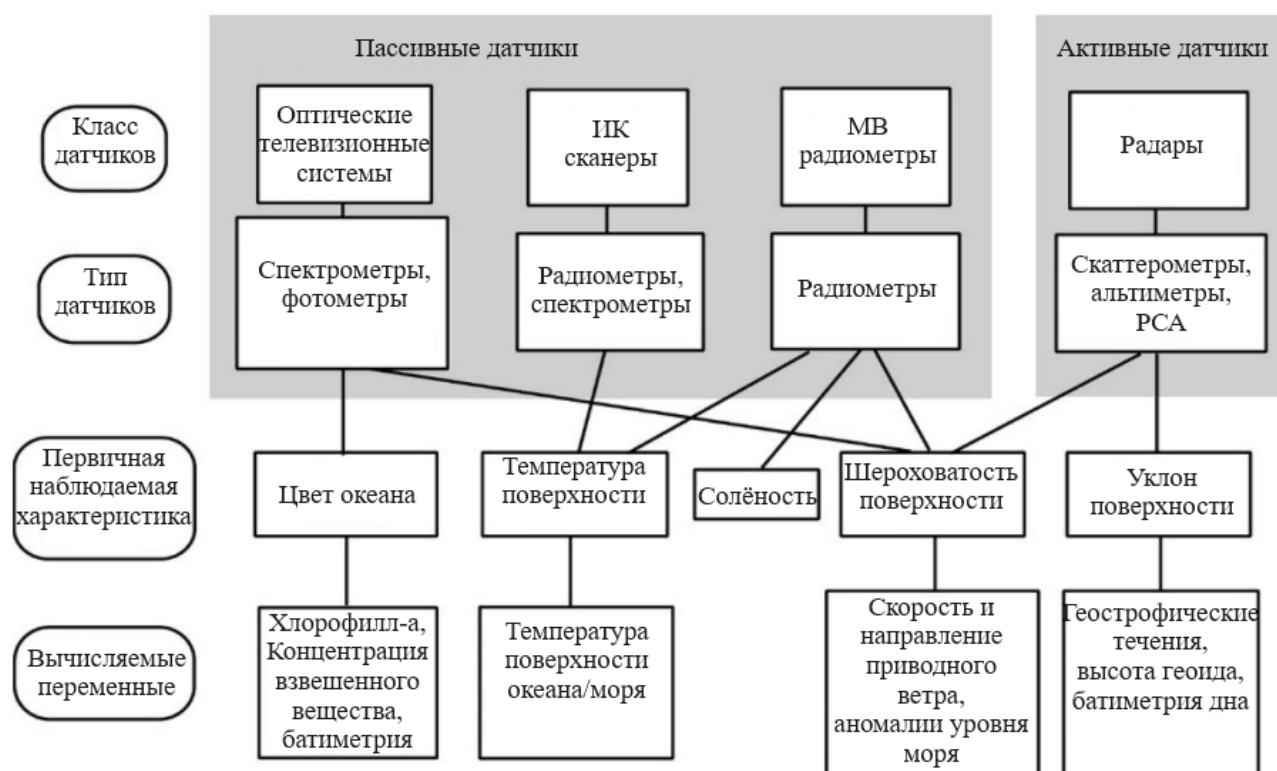


Рисунок 7 - Схематичное представление спектральных диапазонов, соответствующих им сенсоров и восстанавливаемых продуктов, применительно к океанографии. Адаптировано из [36]

Измерения ультрафиолетового излучения позволяют восстанавливать, например, вертикальные профили содержания трёхатомного кислорода – озона (O_3) до изобарических поверхностей 1–0.1 гПа включительно (т. е., до высот 50–65 км, соответственно). Современная аппаратура и схемы восстановления гидродинамических параметров атмосферы позволяют определять содержание O_3 даже на изобарической поверхности 0.01 гПа (80 км) и выше. Хотя, для измерений мезосферного озона уместнее использовать спектрометры. Однако, для изучения и понимания химии атмосферы важно знать не только содержание O_3 , но и распределение во времени и пространстве прочих аэрозолей и газов: NO_2 , SO_2 , H_2O (водяной пар), $HCHO$ (формальдегид), NO_3 , CH_4 (метан), O_2 , CO_2 и др. Само собой разумеется, что спутниковые сенсоры предоставляют эти сведения метеорологическим и научным организациям уже без малого 70 лет.

Различия же в качестве этой информации обуславливаются совершенствованием точности измерительной аппаратуры и алгоритмов восстановления измеряемых параметров.

Некоторые сенсоры устанавливаются на космические аппараты уже не одно десятилетие. Например, фотометр BUV (Backscatter Ultra Violet), впервые установленный в 1978 на космический аппарат NASA Nimbus-7, почти сразу же получил обновление в виде фотометра SBUV (Solar Backscatter Ultra Violet) и, уже несколько позже, SBUV/2, которые устанавливались на спутниках серии NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) вплоть до NOAA-19, который эксплуатировался до 2013 г включительно. Все фотометры регистрировали рассеянное «назад» солнечное излучение от атмосферного лимба и использовались для восстановления вертикального профиля объёмного отношения смеси O_3 в диапазоне высот 50–1 гПа. Измерения покрывали за сутки всю земную поверхность до нескольких раз, а сведения о содержании стратосферного озона позволяли восстанавливать полное его содержание. В 2011 г на смену SBUV пришёл сенсор OMPS (Ozone Mapping and Profiling Suite), впервые установленный на космический аппарат Suomi-NPP, а позже – на спутники NOAA-20 и NOAA-21. Этот сенсор является полноценным развитием BUV/SBUV, поэтому, считается, что он полноправно продолжает ряд наблюдений, начатый в 1978 г.

Другим примером сенсора, устанавливаемого на борту космической платформы и имеющего продолжительный ряд наблюдений, является спектрометр SAGE (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment). Первая модель SAGE функционировала на борту спутника Applications Explorer Mission-B (AEM-B) с 1979 по 1981 гг. Сенсор также принимал рассеянное солнечное излучение в ультрафиолетовой и видимой частях спектра (385–450, 600 и 1000 нм), данные о котором использовались для восстановления коэффициентов экстинкции (коэффициентов ослабления электромагнитного излучения звезды атмосферным аэрозолем) и вертикальных профилей некоторых газов, в

частности, O_3 , от 0.5 до 40 км и диапазоне широт 79° ю. ш. – 79° с. ш.. Уже в октябре 1984 г был введен в эксплуатацию сенсор SAGE-II на космическом аппарате Earth Radiation Budget Satellite (ERBS), который продолжал осуществлять измерения до осени 2005 г. Вместе с тем, в 2001 г увидел свет сенсор нового поколения – SAGE-III, который был установлен на борту спутника «Метеор-3М», принадлежащего «Роскосмосу». Отличительная особенность новой версии инструмента – возможность восстановления не только коэффициентов экстинкции и отдельных газовых составляющих, но и температуры и H_2O на высотах до 70 и 50 км, соответственно. Также SAGE-II/SAGE-III измерял уже не только ослабленное атмосферой солнечное излучение, но и излучение Луны. Сильно изменился пространственный охват – измерения охватывали диапазон широт $50-30^\circ$ с. ш. и $30-50^\circ$ ю. ш. К сожалению, SAGE-II и SAGE-III были выведены из эксплуатации в один год – 2005. Миссия продолжилась лишь в 2017 г – когда инструмент SAGE-III был размещен на борту Международной Космической Станции (МКС). На текущий момент, спектрометр, являющийся модификацией версии, установленной на «Метеор-3М» продолжает функционировать и ожидается, что он продолжит работу вплоть до затопления МКС в 2028–2030 гг.

Миссия ERBS/SAGE-II является одной из самых продолжительных в истории космического землеведения, ряд наблюдений которой охватывает немногим более 20 лет. За это время было восстановлено несколько сотен тысяч вертикальных профилей гидродинамических параметров атмосферы, позволивших детально изучить и лучше понять химию и динамику стратосферы, поведение газовых примесей и аэрозолей. В большинстве же случаев, многие миссии служат лишь несколько лет, чему причиной служат либо неполадки измерительной аппаратуры, либо космических аппаратов. Следует принимать во внимание, что, когда спутник находится на высоте 500-700 (очень часто – выше) над поверхностью Земли, «починить» отдельную его часть не представляется возможным. Конечно, известны эксперименты по поддержанию

работоспособности отдельных космических телескопов и обсерваторий, вроде James Webb или Hubble, когда целые экспедиции направлялись на починку этих космических платформ. И, само собой, настройка аппаратуры возможна и на орбитальных космических станциях, будь то МКС или «Салют»/«Мир», т.к. на них находятся космонавты, которые отвечают не только за благосостояние самой станции, но и её научной аппаратуры. Экипажи станций постоянно меняются, на борт доставляются новые приборы (как в случае с МКС/SAGE-III). В случае неисправности отдельных элементов космического аппарата, помогает переустановка или перенастройка программного обеспечения, которую возможно осуществить из центра управления полётами, отвечающего за данный спутник. Так, например, был «спасён» космический аппарат NASA Aeronomy of Ice in the Mesosphere (AIM). Спустя короткое время после вывода на орбиту и введения спутника в эксплуатацию, ученые столкнулись с проблемами, связанными с передачей собираемой сенсорами информации. И именно после тонкой настройки программного обеспечения, несмотря на снижение скорости передачи, удалось сохранить 99% получаемых сведений о характеристиках средней и верхней атмосферы.

Не всегда есть возможность запускать несколько космических аппаратов с одинаковой аппаратурой, что обусловлено, в частности отсутствием финансирования. Помимо ныне существующих серий Meteosat (Meteorological Satellite) и GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite), первые спутники которых были запущены в 1977 и 1975 годах, соответственно, и в меньшей степени представляющие интерес для изучения средней и верхней атмосферы, самыми продолжительными также являются упомянутые ранее NOAA и «Метеор». Однако, аппаратура спутников серии «Метеор» в меньшей степени подходит для исследования высоких слоёв атмосферы, т.к. диапазон высот измерений ограничен верхней тропосферой и нижней стратосферой. Однако, немаловажным является факт измерения гелиофизических

характеристик, позволяющих лучше понять природу солнечно-земных связей, сказывающихся, в свою очередь, на ионосфере и термосфере.

В иных случаях, отдельные образцы научной аппаратуры являются уникальными, не имеющими аналогов или модификаций. Хорошим примером является спектрометр Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars (GOMOS) на борту спутника Envisat (Environmental Satellite). GOMOS регистрировал поток излучения, идущий сквозь земную атмосферу от мерцающей звезды (Альфа Центавра, Сириус и др.), что позволяло восстанавливать вертикальные профили температуры, O_3 и некоторых малых газовых составляющих. Запущенный в 2005 г, Envisat был выведен из эксплуатации в 2012 г из-за сбоя в работе солнечной батареи и ряд наблюдений уникальной миссии был прерван, едва охватывая 7 десятилетий. К сожалению, на текущий момент у этого сенсора отсутствуют аналоги. Хотя, на заре космического землеведения измерения яркости мерцающих звёзд проводились достаточно часто на разных спутниковых платформах, в том числе и на орбитальных космических станциях.

Однако, и среди сенсоров, нацеленных на измерение средней и верхней атмосферы есть такие, данные которых охватывают не одно десятилетие. Одним из таких является Microwave Limb Sounder (MLS), размещенный на борту спутника Aura. Данные этого радиометра поступают с июля 2004 г по настоящее время, а измерения охватывают высоты от 10 до 115 км и покрывают почти весь земной шар (82° ю. ш. – 82° с. ш.). За сутки же накапливается около 3500 вертикальных профилей температуры, объемного отношения смеси водяного пара и некоторых газовых составляющих. Такая конфигурация измерений позволяет оценивать не только химический состав, но и динамические характеристики всей атмосферы, в частности, планетарные волны, изучать взаимодействие слоёв, внезапные стратосферные потепления и иные процессы, протекающие в земной атмосфере.

MLS является развитием одноимённого радиометра, установленного на борту Upper Atmosphere Research Satellite (UARS), который эксплуатировался с

1991 по 2005 гг. Если, как и в случае с SAGE, объединить ряды наблюдений с двух сканеров, то общая продолжительность полученного ряда окажется практически непрерывным, будет охватывать три декады, который берёт начало в 1990-х годах и является практически непрерывным.

На рис. 8 показана продолжительность рядов измерений различных спутниковых приборов, сканирующих атмосферный лимб. Среди прочих на рисунке представлены оба радиометра MLS, все четыре спектрометра SAGE и упомянутый ранее GOMOS. Несмотря на то, что на рис. 8 представлены далеко не все существовавшие сканеры атмосферного лимба, можно заключить, что объединённый ряд наблюдений при такой геометрии сканирования охватывает уже более четырёх десятилетий.

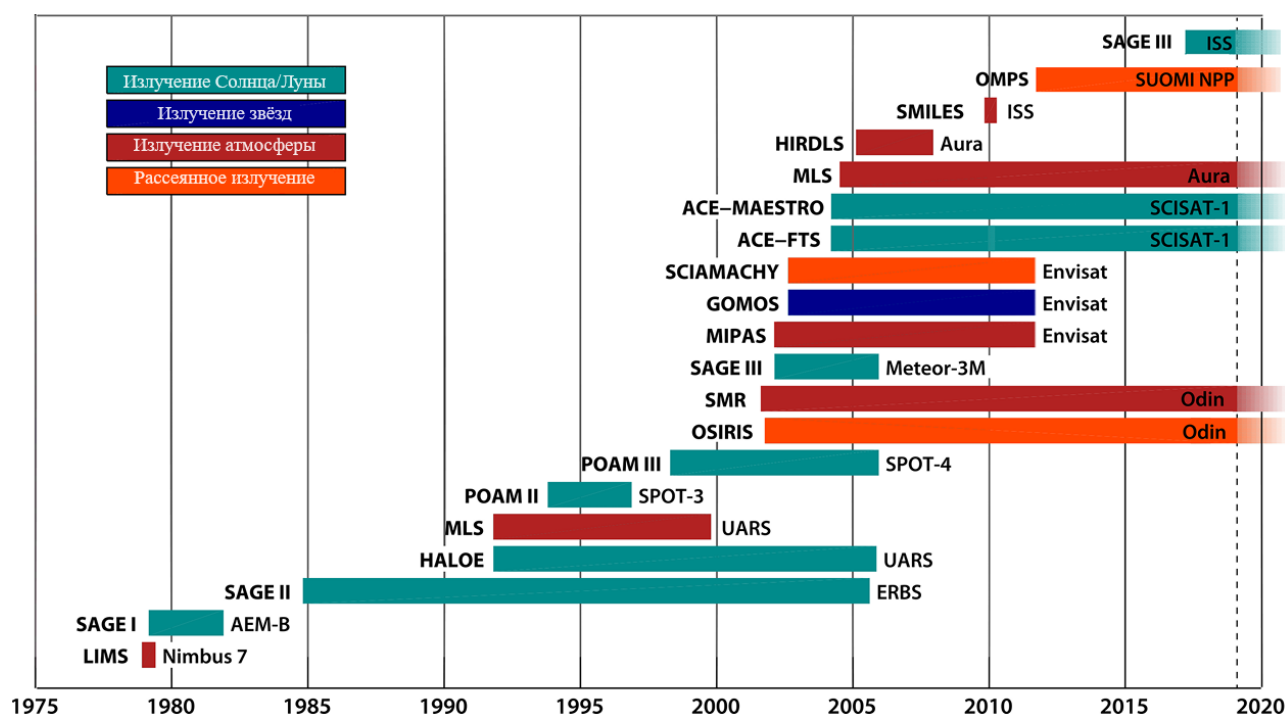


Рисунок 8. Продолжительность эксплуатации отдельных спутниковых датчиков, регистрирующих различные типы излучения атмосферного лимба.

Адаптировано из [17]

Собранная информация усваивалась в численных моделях верхней атмосферы и ионосферы, в климатических моделях, при изучении химии и динамики мезосферы и нижней термосферы и др. Благодаря такому источнику информации, ученые имеют достаточно сведений, чтобы описать протекающие в высоких слоях атмосферы процессы.

Одним из наиболее универсальных методов изучения высоких слоёв ионосферы, а именно, ионосферы, является радиозатменное зондирование, получившее широкое распространение в космическом землеведение в последние десятилетия. В связи с созданием межспутниковых радиотрасс появилась возможность осуществлять затменное зондирование ионосферы и атмосферы в разных районах Земли. Этот метод использует данные изменений амплитуды и фазы двух когерентных сигналов дециметровых радиоволн при заходе спутника–приемника за лимб Земли относительно спутника-излучателя. Вариации амплитуды и фазы сигналов при изменении высоты лучевой линии позволяют определять высотные профили различных характеристик ионосферы и атмосферы. На рис. 9 схематично представлен принцип радиозатменного зондирования.

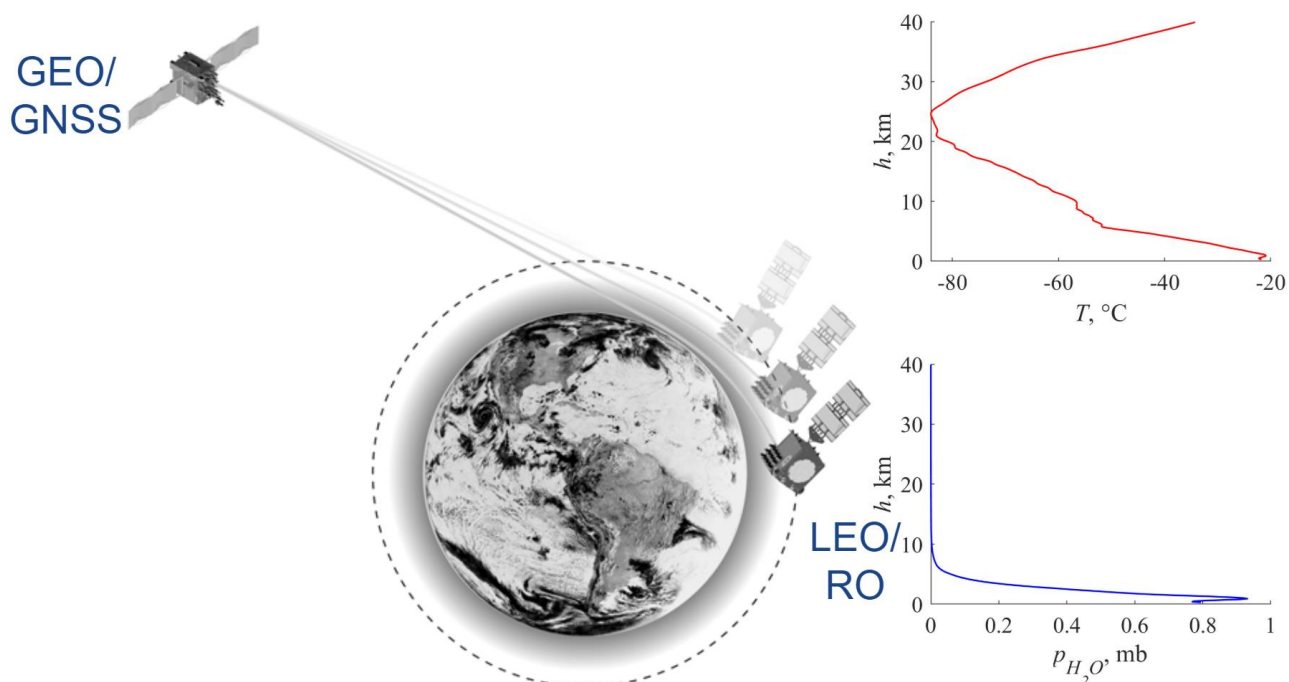


Рисунок 9 - Пояснение принципа работы РЗ-метода на примере эксперимента Formosat-7/COSMIC-2. Вертикальные профили построены по измерениям MetOp-A/GRAS

Активно развиваться методы радиозатменного просвечивания атмосферы начали в конце 90-х годов. На текущий момент насчитывается уже более нескольких десятков миссий, в число которых входят целые космические группировки, предназначенные для изучения переменных ионосферы. Более того, такой метод применяется также при изучении атмосфер других планет.

Таблица 1 - Некоторые космические аппараты ГНС, осуществляющие радиозатменное просвечивание ионосферы

Наим. эксп.	Годы экпл.	РЗ-данные	Высота КА	Солн.-синх.	Высота РЗ-зонд.	Зонд./сут	Широтн. охват

COSMIC	2006- 2018	2006- 2018	525, 810	нет	~130 км	750	полн.
MetOp-A	2006- 2022	2007- 2022	820	да	~85 км	730	полн.
C/NOFS	2008- 2015	2010- 2015	640-380	нет	~170	290	<25° с.ш./ ю.ш.

Планируемое развитие РЗ-методов неизбежно встретится с ограничениями самого способа получения первичной информации. Поэтому необходимо дополнительно рассмотреть возможные ошибки восстановления и интерпретации данных, получаемых РЗ-методом.

Развиваются методы анализа радиозатменных данных. Их применение позволит достигать существенно более высокого вертикального разрешения, составляющего десятки метров.

Непрерывно осуществляется развитие новых средств космического земледения, направленных, в частности, на изучение высоких слоёв атмосферы. Повсеместно (на предприятиях "Роскосмоса", NASA, ESA, JAXA и др.) разрабатываются новые образцы измерительные аппаратуры, позволяющие дать наиболее оптимальную оценку состояния зондируемой среды. Внедряются новые алгоритмы восстановления параметров окружающей среды из таких первичных измеренных данных, как СПЭЯ (спектральная энергетическая яркость)/КСЯ (коэффициент спектральной яркости). Внедряются целые орбитальные группировки космических аппаратов, например, проект "Ионосфера-М" (рис. 10), включающий в себя 4 спутника и ряд ионозондов, предназначенных для проведения гелиогеофизических измерений в ионосфере и около околоземном космическом пространстве.



Рисунок 10 - «Ионосфера-М» (макет), ИКИ РАН, Москва

В таблице 2 перечислены передовые запущенные и ожидаемые (по состоянию на весну 2025 г) миссии дистанционного зондирования мезосферы и нижней термосферы (нижней ионосферы). В таблицу включены эксперименты космических агентств из ведущих в области дистанционного мониторинга окружающей среды стран.

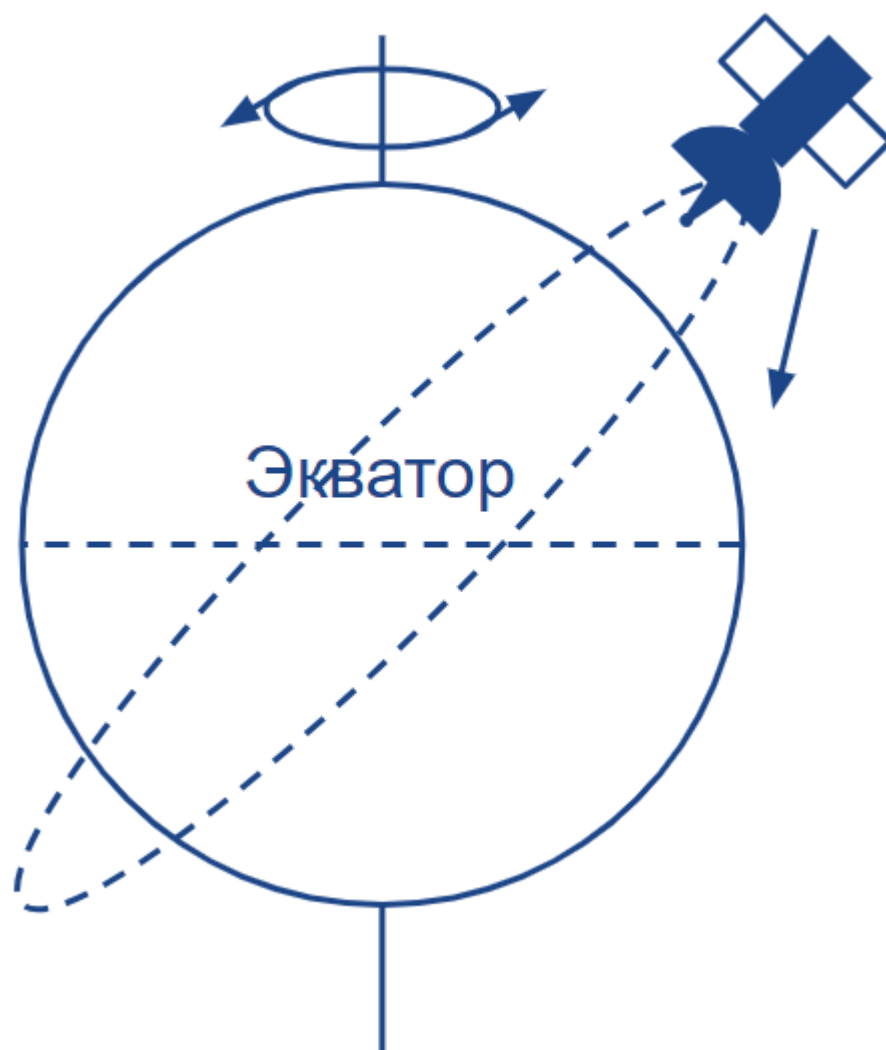
Таблица 2 - Эксплуатируемые и ожидаемые миссии по изучению околоземного космического пространства

Наим. проекта	Статус/Год нач. экспл.

CSES-01	Экспл./2018
MetOp-C	Экспл./2018
COSMIC-2	Эксп./2019
CSES-02	Ожид./2024
Ионосфера-М	Ожид./2024-2025

При дистанционном изучении геосфер из космоса целесообразно выводить спутниковые платформы на один из двух видов спутниковых орбит - низкоорбитальную (Low Earth Orbit – LEO) и геостационарную (Geostationary Earth Orbit – GEO). Первый тип орбит предусматривает удаление космического аппарата на 600-1500 км от земной поверхности, при этом, за счёт быстрого движения спутника по орбите (на совершение полного витка вокруг планеты уходит ~100 минут), за сутки измерениями покрываются все широтные пояса на всех долготах. Так, например, упомянутым ранее датчиком MLS, что установлен на борту полярно-орбитального гелиосинхронного космического аппарата Aura, за сутки восстанавливается в среднем 3500 вертикальных профилей, что обеспечивает глобальное покрытие измерениями поверхности планеты. Особенности орбиты предусмотрено проведение измерений в области радиусом 150 км дважды в сутки - в ночное и дневное местное солнечное время (Local Time), что позволяет оценивать вариации гидродинамических характеристик атмосферы "в точке" даже на полусуточном и суточном масштабах. На рисунке 11а схематично представлено движение космического аппарата по гелиосинхронной приполярной орбите. На рисунке 11б представлены наземные треки (проекция положения спутника на земную поверхность) на нисходящих и одном восходящем витках.

а)



б)

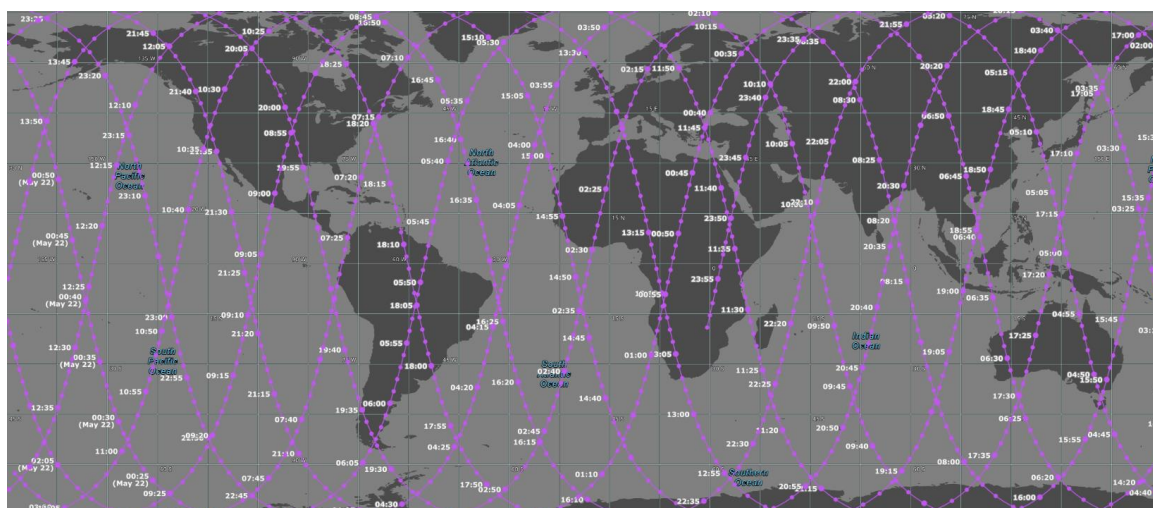


Рисунок 11 - Схема полёта LEO-спутника и типовые проекции орбит спутника Aura на земную поверхность [52]

Геостационарные космические аппараты находятся на удалении 36 тыс км от земной поверхности. Их аппаратура не предназначена для изучения мезосферы или термосферы, однако, специальная аппаратура позволяет собирать информацию о гелиофизических параметрах, например, потоках солнечного излучения - таких, которые напрямую влияют на высокие слои атмосферы - магнитосферу, ионосферу и термосферу. Также эти спутники служат передатчиками сигнала в радиозатменных экспериментах. Но, следует заметить, что существуют алгоритмы выявления серебристых облаков из сигналов, принимаемых датчиком, например, Himavari-8. Схематическое представление вышеупомянутых орбит показано на рисунке 12.

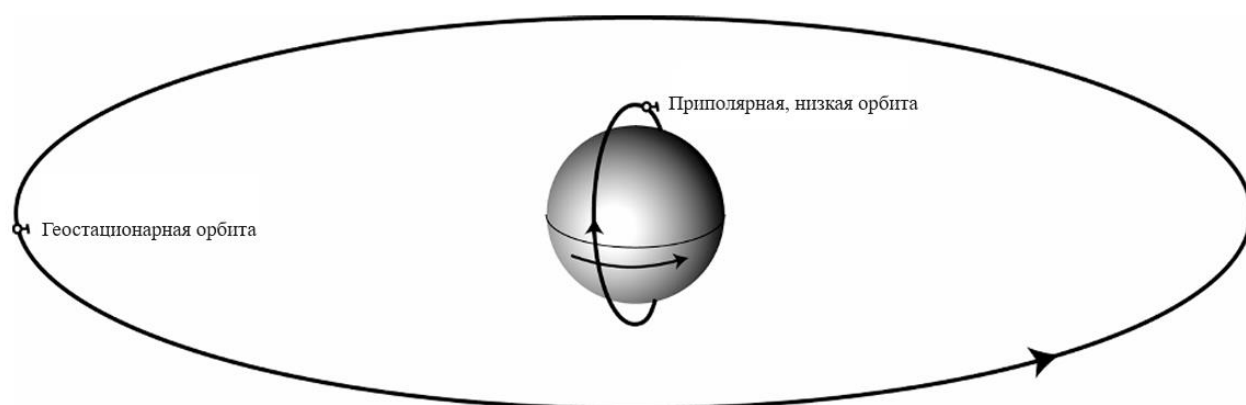


Рисунок 12 - Типовые орбиты космических аппаратов, используемых при решении задач спутникового природопользования. Адаптировано из [36]

В таблице 3 представлено распределение отдельных спутниковых датчиков по геометрии и методу сканирования, и спектральному диапазону. Многие из них собирают информацию о газовой оболочке Земли по сей день, расширяя базы данных космического землепользования, помогая улучшить понимание особенностей химии и динамики высоких слоёв атмосферы и отслеживать аномалии, вроде вулканических извержений, событий ВСП, перламутровых облаков/озоновых "дыр" и др.

Таблица 3 - Классификация спутниковых датчиков. Адаптировано из [17]

	Микроволны (100 мкм – 10 см)	Сред. ИК (2.5 – 20 мкм)	Ближн. ИК (1 – 2.5 мкм)	Видим. и УФ (< 1 мкм)
Излучение лимба	UARS-MLS Aura-MLS Odin/SMR SMILES	LIMS MIPAS HIRDLS		POAMII/III SAGEI/II/III ACE- MAESTRO
Мерцание Солнца		HALOE ACE-FTS	POAM II/III SAGE I/II/III	
Мерцание звёзд или Луны			SAGEIII	GOMOS SAGE III
Рассеяние лимба			SCIAMACHY	SCIAMACHY OSIRIS OMPS-LP

Для того, чтобы начать работать с базами данных космического природопользования, необходимо определить конкретные цели и задачи исследования. В общем виде принцип зондирования атмосферы заключается в следующем. Электромагнитный сигнал, обладающий некоторыми параметрами и содержащий информацию о первичных наблюдаемых величинах (например, о радиационной температуре), проходя через атмосферу, достигает её верхней границы. При этом, за счет добавления шумов, сигнал воспринимается спутниковым сенсором будучи подверженным искажению.

В общем виде восходящее излучение в видимом и ближнем инфракрасном участках спектра на верхней границе атмосферы может быть представлено суммой отдельных его составляющих:

$$L_T(\lambda) = L_r(\lambda) + L_a(\lambda) + L_{ra}(\lambda) + TL_g(\lambda) + t(L_f(\lambda) + L_w(\lambda)), \quad (1)$$

где $L_T(\lambda)$ есть полное излучение на верхней границе атмосферы, которое включает в себя множественное рассеяние молекулами воздуха (рэлеевское рассеяние), $L_r(\lambda)$; множественное рассеяние аэрозолями, $L_a(\lambda)$; взаимодействием между молекулами воздуха и аэрозолями, $L_{ra}(\lambda)$; бликами Солнца на воде $TL_g(\lambda)$ и отражением от тонкой плёнки $tL_f(\lambda)$ (T прямое солнечное пропускание, t диффузное пропускание атмосферы); $tL_w(\lambda)$ рассеянное «назад» излучение с поверхности (водной) в результате приводной циркуляции. Однако, уравнение (1) может быть записано и в более простой форме:

$$L_T = L_{atm} + L_{sfc} + L_{sub}, \quad (2)$$

где L_{atm} – вклад атмосферных взаимодействий ($L_r(\lambda) + L_a(\lambda) + L_{ra}(\lambda)$); L_{sfc} – вклад поверхностного отражения ($TL_g(\lambda) + tL_f(\lambda)$); L_{sub} – вклад взаимодействий верхнего приводного слоя ($tL_w(\lambda)$).

На рис. 13 представлено схематичное изображение процессов излучения, рассеяния и поглощения солнечного излучения в атмосфере и океане, обусловленное наличием аэрозолей, поглощающего вещества (фитопланктона) в океане, а также взволнованностью морской поверхности. Эта схема является пояснением к процедуре восстановления и валидации параметров морской воды по данным измерений космического аппарата SeaStar (OrbView-2) сканером цвета океана SeaWiFS (Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor).

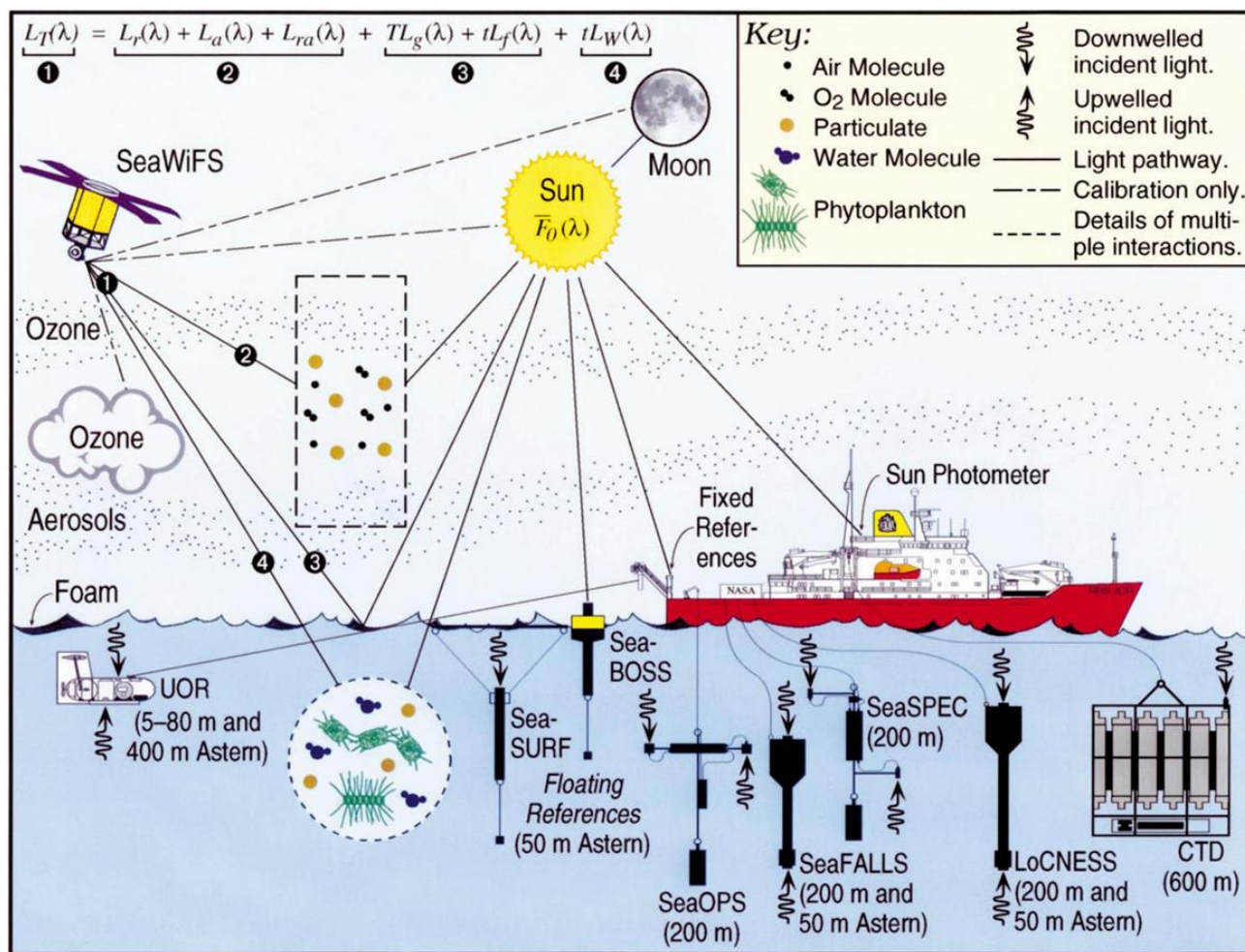


Рисунок 13 - Схема процессов поглощения, рассеяния и отражения солнечного излучения, а также источники независимой информации для восстановления и валидации параметров морской воды по данным измерений SeaStar/SeaWiFS [20]

Выбор диапазона электромагнитного спектра при дистанционном зондировании атмосферы обусловлен, как правило, возможностью обнаружения слабых линий поглощения отдельных газов. Наиболее часто используемым с этими целями является СВЧ-диапазон спектра, известный также как микроволновый. Микроволновые радиометры воспринимают тепловое излучение поверхности океана, суши, облаков или слоя атмосферы определённой толщины, а также в этом участке спектра малую роль играет рассеяние среды, что обуславливает малый вклад шумов в искажение сигнала.

Так, например, пассивная микроволновая радиометрия хорошо подходит для исследования малых газовых составляющих (N_2O , HNO_3 , NO и др.), играющих не малую роль в химии атмосферы, несмотря на слабую интенсивность линий поглощения отдельных примесных газов. Сама же интенсивность определяется, преимущественно, резонансными переходами между вращательными состояниями молекул. При удалении от земной поверхности, концентрация малых газовых составляющих растёт таким образом, что их линии поглощения начинают оказывать влияние на перенос излучения. Поэтому, в высоких слоях атмосферы (от 10 до 110 км), где линии поглощения примесных газов довольно узкие, определять вертикальные профили объемного отношения смеси методом микроволновой радиометрии становится весьма выполнимой задачей.

Для того, чтобы перевести цифровой сигнал, полученный на наземном пункте приёма информации, в полезную для научных изысканий информацию определённой точности и качества, процесс обработки данных измерений следует численно трансформировать, используя законы физики и математики.

Вывод уравнения переноса излучения применительно к сверхвысокочастотному (СВЧ) или же микроволновому участку электромагнитного спектра начинается с введения понятия спектральной яркости, определяющаяся количеством излучаемой энергии:

$$B(\lambda, T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 e^{hv/k\lambda T} - 1} = \frac{2h\nu^3}{c^2 e^{h\nu/kT} - 1}. \quad (3)$$

Здесь $B(\lambda, T)$ – мощность излучения, приходящаяся на единицу площади, единицу длины волны и единицу телесного угла; имеет размерность $[\text{Вт}/(\text{см}^3 \text{ ср})]$. $h = 6.63 \cdot 10^{-34}$ Дж с — постоянная Планка, $c = 3 \cdot 10^8$ м/с — скорость света в вакууме, $k = 1.38 \cdot 10^{-23}$ Дж/К — постоянная Больцмана. $\nu = c/\lambda$ — частота.

Применительно к СВЧ диапазону спектра электромагнитного излучения формулу (3) можно преобразовать до формулы Рэлея-Джинса:

$$B(\nu, T) = \frac{2kT}{\lambda}. \quad (4)$$

Далее вводится понятие спектральной яркости ($D(\nu, T)$), которая по смыслу является яркостью излучающего тела, что на заданной частоте ν и при одной и той же температуре T будет меньше яркости излучения абсолютно черного тела. Однако, АЧТ будет иметь такую спектральную яркость, если нагреть его до яркостной температуры T_B , т.е. такой температуры, при которой спектральная яркость АЧТ будет равна реальной. Отсюда следует, что в микроволновом участке спектра яркостная температура будет определяться из формулы Рэлея-Джинса:

$$T_B(\nu) = \frac{D(\nu, T)c^2}{2k\nu^2}. \quad (5)$$

После некоторых преобразований, уравнение радиационного переноса яркостной температуры в системе океан-атмосфера может быть записано в виде [51]:

$$\cos \theta \cdot \frac{dT_B}{dz} = -\alpha(z)T_B + \alpha(z)T(z), \quad (6)$$

где θ – зенитный угол Солнца, z – вертикальная координата, α – коэффициент поглощения.

Как и в случае с излучением на верхней границе атмосферы, яркостную температуру также можно представить в виде суммы составных элементов:

$$T_B = T_{Ba}^{\uparrow} + T_{Ba}^{\downarrow} + T_{BS} + T_c, \quad (7)$$

где $T_{Ba}^{\uparrow}$ – восходящее излучение атмосферы, $T_{Ba}^{\downarrow}$ – нисходящее её излучение, рассеянное океаном и ослабленное атмосферой, T_{BS} – это ослабленное атмосферой излучение океана и T_c – излучение космоса.

Первые два слагаемых в уравнении (7) могут быть расписаны в виде:

$$T_{Ba}^{\uparrow} = \frac{1}{\cos \theta} \int_0^{\infty} T(h)\alpha(h) \exp\left(-\frac{1}{\cos \theta} \int_h^{\infty} \alpha(h') dh'\right) dh, \quad (8)$$

$$T_{Ba}^{\downarrow} = (1 - E) \cdot \exp(-\tau) \cdot \left(\frac{1}{\cos \theta} \int_0^{\infty} T(h) \alpha(h) \exp\left(-\frac{1}{\cos \theta} \int_0^h \alpha(h') dh'\right) dh \right), \quad (9)$$

где T – температура атмосферы, E – излучательная способность океана, h – переменная интегрирования, τ – оптическая толщина, уравнение которой имеет вид:

$$\tau = \frac{1}{\cos \theta} \int_0^{\infty} \alpha(h) dh. \quad (10)$$

После некоторых преобразований и учёта дополнительных факторов, уравнение переноса яркостной температуры в СВЧ диапазоне может быть записано в виде следующей суммы:

$$T_B = T_a + T_R + (T_a + T_R) \cdot (1 - E) \cdot \exp(-(\tau_R + \tau_0)) + T_S \cdot E \cdot \exp(-(\tau_R + \tau_0)), \quad (11)$$

в которую входят дополнительные слагаемые, отвечающие за ослабление дождём и яркостную температуру дождя.

Выбрав нужный диапазон длин электромагнитных волн, необходимо определить тип сенсора, который способен их улавливать, а также какие переменные атмосферы, океана или суши можно извлечь. Очевидно, что мультиспектральным сканерам, данные дистанционного зондирования Земли из космоса используются во многих науках: от агрономии до астрофизики.

Все продукты дистанционного зондирования Земли из космоса делятся по четырём (пяти) уровням обработки (табл. 4). Первый уровень включает в себя "сырые" данные, а именно, интенсивность сигнала определённой длины волны на верхней границе атмосферы, воспринятого спутниковым датчиком. Как правило этот параметр носит название "яркость пикселя" (Digital Number, DN). На разных подуровне 1A (1.5) эти значения конвертируются в спектральную энергетическую яркость или коэффициент спектральной яркости по известным алгоритмам. Данные этого уровня часто оснащены координатной привязкой, радиометрической калибровкой и атмосферной коррекцией (для удаления

шумов). Продукты второго уровня представляют собой восстановленные по известным алгоритмам и уравнениям переноса излучения гидродинамические переменные атмосферы, суши или океана. Эти продукты содержат также "плохие" данные, т.е. искажённые вследствие воздействия различных шумов, наличия ошибок. Все данные оснащаются т.н. "флагами качества", которые служат источником информации о качестве измерений. Например, наличие солнечного блика на водной глади или присутствие на снимке облаков могут помешать восстановлению, например, содержания хлорофилла-а в видимом и температуры поверхности океана в тепловом инфракрасном диапазонах, соответственно. Флаги качества необходимы для фильтрации данных при дальнейшей обработке на следующем уровне. Так, на уровне 3 содержатся отфильтрованные, объединённые с нескольких пролётов космического аппарата, часто нанесённые на регулярную координатную сетку, поля или профили восстановленных переменных атмосферы или океана. Сюда же могут входить осредненные по долготе (среднезональные) и по времени (суточные, недельные и месячные) данные. 4 уровень содержит данные 3-го уровня, но с некоторыми различиями. Во-первых, пропуски в данных заполняются известными методами, в т.ч. интерполяцией. Во-вторых, допускается использование данных измерений нескольких сенсоров, а также прочих источников, в т.ч. численного моделирования.

Таблица 4 - Уровни обработки результатов спутниковых измерений.
Адаптировано из [36]

Уровень	Описание продукта
0	«Сырые», не обработанные данные, полученные спутниковым датчиком.
1	Радиометрически и геометрически калиброванные значения рассеянного или восходящего излучения.

1A (1.5)	Атмосферная коррекция данных уровня 1.
2	Восстановленные значения спектральной энергетической яркости, коэффициента спектральной яркости или гидродинамической переменной, имеющие координатную привязку.
3	Композитный продукт, содержащий отфильтрованные продукты, интерполированные на регулярную координатную сетку. Может содержать пропуски.
4	Поле или вертикальный профиль переменной атмосферы или океана, интерполированные на регулярную сетку, с заполненными пропусками. Включает данные других сенсоров, независимых источников и численных моделей. Может иметь место осреднение по времени и пространству.

Набор задач, решаемых с «сырыми» данными измерений, весьма мал. Обычно, такую информацию используют непосредственно операторы данных дистанционного зондирования для восстановления конечных продуктов природопользования (речь идёт про уровень 0), а работа с ней требует определённых умений и навыков. Большинство конечных пользователей и исследователей имеют дело с наборами данных, прошедшими различные этапы калибровки, коррекции, анализа и уточнения, направленные на повышение информативности и качества предоставляемой информации. Пользователь должен иметь представление об особенностях трансформации результатов измерений, а также ограничений и неточностей, связанных с обработкой.

Однако, работа с необработанными измерениями позволяет целым научно-исследовательским институтам разрабатывать новые или улучшать уже существующие методы обработки данных космического природопользования, сравнивать их между собой и повышать тем самым качество информации о земных геосферах.

Сведения с различного рода сенсоров позволяют восстанавливать самые разные параметры океана, суши и атмосферы. Например, данные радаров с синтезированной апертурой, альтиметров и скаттерометров позволяют определять направление и скорости приводного ветра крупных водоёмов, площадь и плотность морского льда, скорости смещения ледников. Данные СВЧ радиометров и спектрометров дают возможность собирать информацию о распределении температуры, давления, газов и аэрозолей во всей толще атмосферы, определять интегральные параметры вроде полного содержания озона, паросодержания атмосферы, водозапаса облаков, альбедо подстилающей поверхности, интенсивности осадков. Гелиофизическая аппаратура даёт возможность изучать потоки солнечного ветра, изменения магнитного поля земли, вариаций электронной концентрации в ионосфере. Телевизионные системы позволяют наблюдать за облачностью, отслеживать перемещение тропических и внетропических циклонов, торнадо, которые наносят большой ущерб сельскому хозяйству и городской инфраструктуре.

2. МЕТОДОЛОГИЯ И МАТЕРИАЛЫ

2.1. Зондирование атмосферы методом прозрачности

Зондирование атмосферы методом прозрачности (на касательных трассах), который также иногда называется "радиозатменным" из-за сходства с описанным выше методом радиозатменного просвечивания, началось на заре спутникового землеведения. В англоязычной литературе этот метод принято называть «solar/stellar occultation». Метод позволяет оценивать абсолютные или относительные потоки излучения от источника, которым может служить Солнце, Луна или звёзды, например Сириус, бета Центавра и др. Главным достоинством метода является высокое вертикальное разрешение, а также возможность восстановления вертикальных профилей содержания малых газовых составляющих. Первые попытки проведения таких измерений осуществлялись с орбитальных космических станций "Салют" и "Мир" при помощи телескопов. При прохождении излучения от звезды через земную атмосферу, первый ослабляется вследствие поглощения или рассеяния газами и аэрозолями, и этот "выходящий" поток может быть зарегистрирован спутниковым датчиком, при заходе (восходе) космического аппарата за горизонт планеты (рис. 14). Таким образом появлялась возможность оценивать содержание O_3 и NO_2 в высоких (60-110 км) слоях атмосферы. Современные приёмники, установленные на спутниковых платформах, собирают информацию также о температуре, H_2O , коэффициентах ослабления излучения и др.

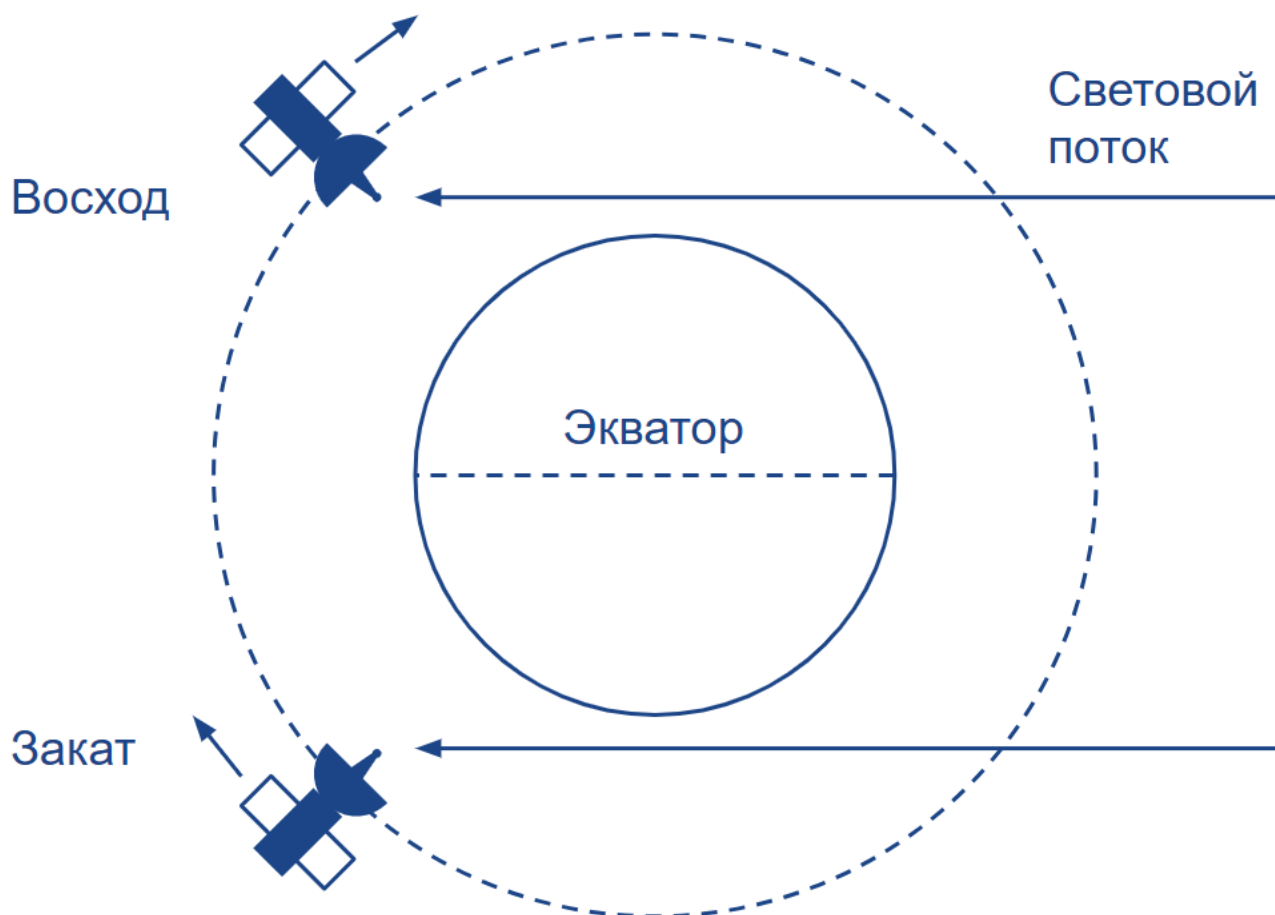


Рисунок 14 - Геометрия сканирования на касательных трассах

2.2. Спектрометр AIM/SOFIE

Пространственно-временная структура распределения T и Q_v в мезопаузе летнего полушария, необходимая для параметризации, взята из данных измерений спектрометра Solar Occultation for Ice Experiment (SOFIE; [16]), размещённого на борту гелиосинхронного космического аппарата (КА) NASA Aeronomy of Ice in the Mesosphere (AIM; [38]), выведенного на околоземную орбиту 25 апреля 2007 г. Спектрометр регистрирует поток солнечной радиации, ослабленный при прохождении сквозь лимб атмосферы, как на восходе, так и на закате звезды за горизонт относительно положения КА (на касательных трассах). На основе собираемой информации восстанавливаются вертикальные профили температуры, давления, пяти газовых составляющих (H_2O , O_3 , CH_4 , NO , CO_2) и коэффициентов ослабления солнечного излучения. SOFIE имеет 8 каналов,

каждый из которых настроен на пару спектральных полос, и охватывает диапазон длин волн от 0.3 до 5 мкм (рис. 15).

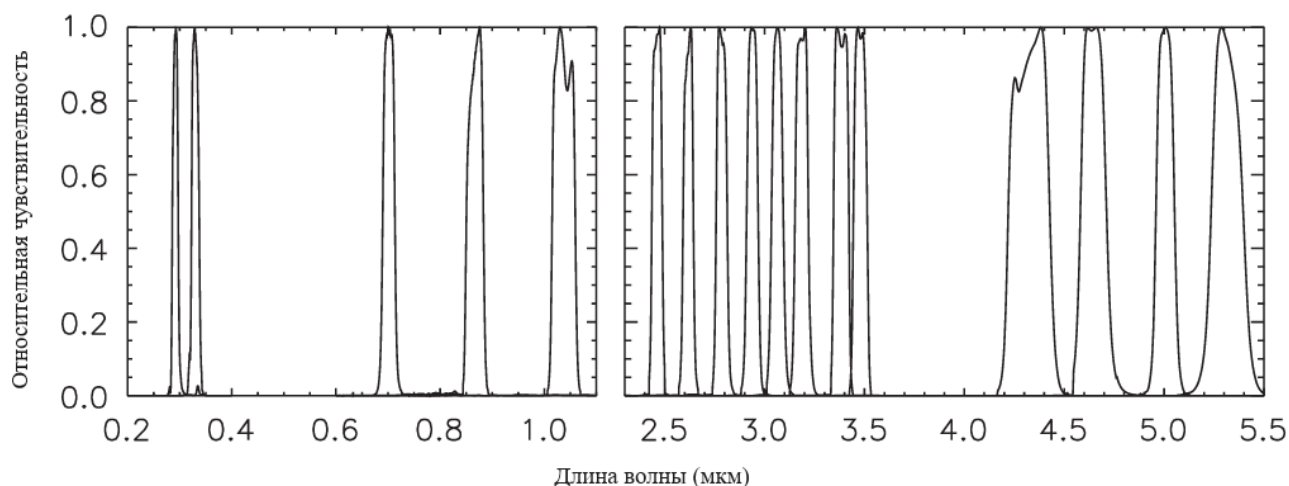


Рисунок 15 - Функции спектральной чувствительности каналов SOFIE.

Адаптировано из [16]

За сутки сенсором производится 15 сканирований на восходе и 15 – на закате, в широтном поясе 65–85° обоих полушарий (за исключением 2016–2018 гг, когда проводились изменения орбиты космического аппарата и измерения не выходили за пределы умеренных широт), каждый вертикальный профиль охватывает диапазон 20–95 км и имеет вертикальное разрешение 0.2 км. В таблице 4 представлены спектральные характеристики спектрометра.

Таблица 5 - Спектральные характеристики каналов SOFIE. Адаптировано из [38]

Канал	Спектральная полоса	Восстанавливаемая переменная	Центральная длина волны – λ (мкм)
1	1	O ₃	0.292
2	2	O ₃	0.330

	3	Серебр. обл.	0.867
3	4	Серебр. обл.	1.037
	5	H ₂ O	2.460
4	6	H ₂ O	2.618
	7	CO ₂	2.785
5	8	CO ₂	2.939
	9	Серебр. обл.	3.064
6	10	Серебр. обл.	3.186
	11	CH ₄	3.384
7	12	CH ₄	3.479
	13	CO ₂	4.324
8	14	CO ₂	4.646
	15	NO	5.006
	16	NO	5.316

Главным измеряемым параметром, служащим основой для восстановления геофизических характеристик атмосферы, служит пропускание атмосферы (τ), представляющее собой отношение интенсивности прошедшего сквозь атмосферу излучения (V) и внешнего (за пределами атмосферы) излучения (V_0): $\tau = V/V_0$. Представить СПЭЯ можно в виде интеграла по длинам волн:

$$V = C \int_{\lambda} G(\lambda) S(\lambda) \tau(\lambda) d\lambda, (1)$$

где $G(\lambda)$ – относительная чувствительность прибора, $S(\lambda)$ – функция источника излучения (Солнца).

Главное достоинство спектрометра – возможность восстановления по измеренным спектрам характеристик серебристых облаков (размер облачных кристаллов, их концентрация, высота облака и др.). Сенсор функционировал на протяжении всего времени эксплуатации АИМ с 2007 по 2023 гг, за исключением случаев, когда выходила из строя солнечная батарея КА и никакая информация

не передавалась. После 2021 г измерения на восходе были прекращены. В 2023 г батарея AIM окончательно вышла из строя и связь со спутником пропала. В августе 2024, после продолжительного дрейфа в околоземном космическом пространстве и постоянно теряя высоту, КА вошёл в плотные слои земной атмосферы. Данные SOFIE уровня L2 версии v1.3, использованные в работе, находятся в свободном доступе по адресу: <http://sofie.gats-inc.com>. Были проанализированы все доступные результаты измерений SOFIE за 12 летних сезонов в Северном полушарии (2007–2015 и 2020–2022) и 7 сезонов – в Южном (2007–2014). На рис. 14 показаны широты, на которых проводились измерения спектрометром во время восхода и заката. Пропуски в данных обусловлены отключением солнечной панели космического аппарата, что приводило к прекращению передачи данных в пункты приёма информации.

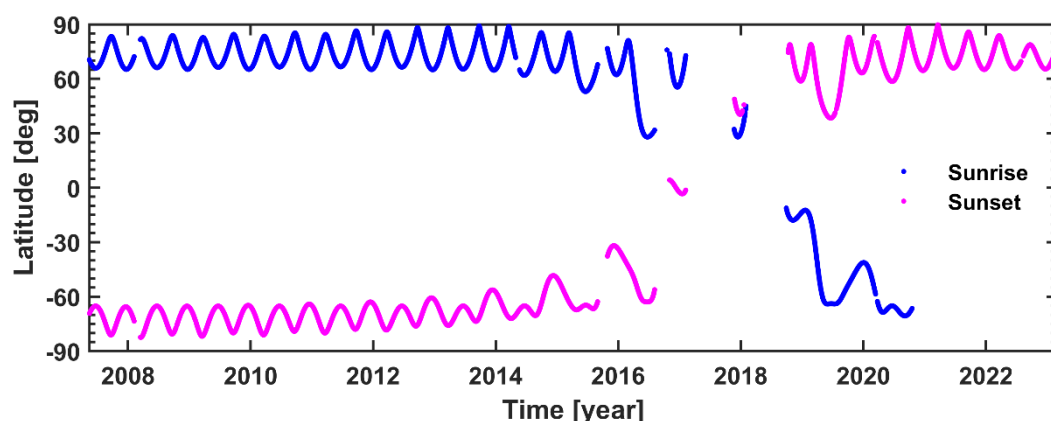


Рисунок 16 - Широты, на которых производились измерения спектрометром SOFIE за весь период эксплуатации AIM

Особенности этой работы не позволяют использовать данные отдельных спутниковых сенсоров по нескольким причинам: 1) необходимость высокого, вертикального разрешения для изучения высотной структуры исследуемого процесса; 2) наличие непрерывных измерений в течение всего сезона серебристых облаков. Так, например, Microwave Limb Sounder (MLS) на борту

спутника Aura имеет лишь 4 вертикальных уровня в слое 80-90 км: 0.01, 0.005, 0.002 и 0.0001 гПа [47], что делает его непригодным для изучения вертикального распределения притоков тепла. Интерферометр Михельсона Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding (MIPAS) на спутнике Envisat (Environmental Satellite; [15]) и радиометр Submillimeter Radiometer (SMR) на спутнике Odin [6] имеют низкую частоту покрытия данными измерений в полярной области, где формируются серебристые облака. Фурье спектрометр Atmospheric Chemistry Experiment Fourier Transform Spectrometer (ACE-FTS) на канадском SciSat-1 (Scientific Satellite) сканирует атмосферу на широтах $> 60^\circ$ обоих полушарий непродолжительное время раз в несколько месяцев [32], равно как и широкополосный эмиссионный радиометр Sounding of the Atmosphere Using Broadband Emission Radiometry (SABER; [39]). Поэтому уместно использовать такой сканер, который обеспечивает высокое вертикальное разрешение восстанавливаемых параметров атмосферы, а также непрерывный ряд измерений в высоких широтах во время сезона РМС.

2.3. Параметризация теплового воздействия серебристых облаков

Параметризация основана на нульмерной (0-D) модели серебристых облаков, разработанной Hervig и соавторами [19], входной информацией для которой служат вертикальные профили температуры воздуха (T), объёмного отношения смеси водяного пара (Q_V) и атмосферного давления (p). Для определения областей в атмосфере, где могут существовать серебристые облака, используется условие что для сублимации водяного пара в лёд, парциальное давление водяного пара должно превышать упругость насыщенного пара над льдом при данной температуре [40]. Согласно [44] критическая температура, называемая также «точкой инея» (T_s), зависит от p и Q_V на заданной высоте:

$$T_s = 6077.4 / [25.548 - \ln Q_V - \ln p]. \quad (12)$$

Если на высотах мезопаузы существуют области, где реальная температура воздуха ниже критической, то предполагается, что в таких условиях формируются серебристые облака. Чем ниже атмосферное давление и чем меньше водяного пара содержится в воздухе, тем ниже должна быть температура, необходимая для образования кристаллов льда. На рис. 17 представлена зависимость T_s от p , как вертикальной координаты, при трёх постоянных значениях Q_v .

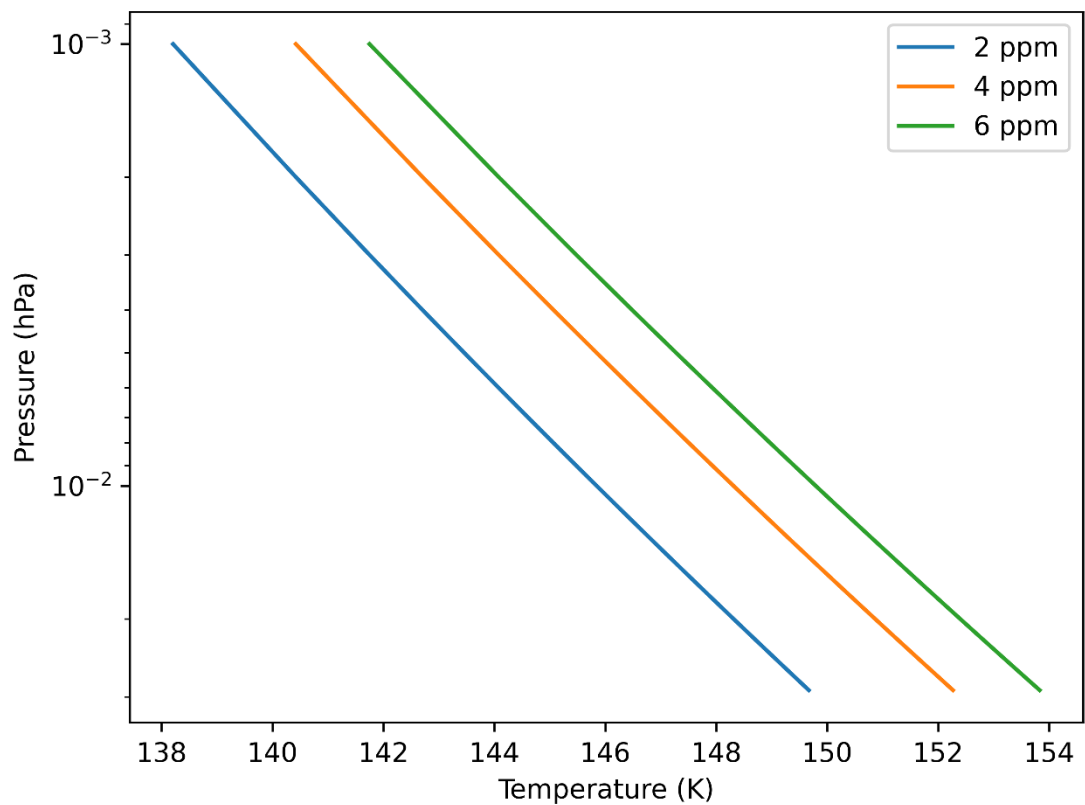


Рисунок 17 - График зависимости $T_s(p)$ при трёх постоянных значениях Q_v

Объёмное отношение смеси пересыщенного водяного пара (Q_s) связано с объёмным отношением смеси сублимированного пара (Q_{ice}) следующим уравнением:

$$Q_{ice} = Q_V - Q_s. \quad (13)$$

Q_s зависит от парциального давления водяного пара (p_s). Авторами работы (Murphy, Коор, 2005) подсчитано, что в переохлаждённой жидкости, p_s может быть аппроксимировано по экспоненциальному закону, в зависимости от T :

$$p_s = \exp \left[9.550426 - \frac{57265}{T} + 3.53968 \times \ln T - 0.00728332 \times T \right], \quad (14)$$

где p_s выражено в Па. Тогда $Q_s = p_s / p$.

При $T < T_s$ имеет место рост кристаллов льда, в противном случае ($T > T_s$) данному объёму воздуха присуща сублимация. При $T = T_s$ интенсивность насыщения $Q_s = 1$. Эти зависимости справедливы при низких температурах (< 150 К; Espy, Jutt, 2002).

Опираясь на выводы, представленные в различной литературе, уравнение для Q_s можно записать в виде:

$$Q_s = Q_V \times p / p_s. \quad (15)$$

В табл. 6 представлены значения, которые может принимать парциальное давление водяного пара в зависимости от температуры, согласно [29].

Таблица 6 - Зависимость парциального давления от температуры воздуха

T (К)	p_s (Па)
150	6.106×10^{-6}
180	0.0053975
210	0.70202

240	27.272
273 .15	611.154

После сублимации водяного пара, кристаллы серебристых облаков вступают в теплообмен с окружающей средой. Исходя из теплофизических свойств льда, уравнение лучистого равновесия облачной частицы может быть записано в виде [1, 13]:

$$P_{terr} + P_{sol} - P_{rad} - P_{col} = 0, (16)$$

где последние два слагаемых отвечают за стоки тепла за счёт собственного излучения частицы (P_{rad}) и теплопроводности (P_{col}) – при столкновении с другими молекулами. При этом, кристаллы серебристых облаков также поглощают излучение на некоторых участках спектра: коротковолновую солнечную (P_{sol} ; ~ 3 мкм) и длинноволновую уходящую (P_{terr} ; 10–14 мкм) радиацию. Схематично эти процессы показаны на рис. 18.

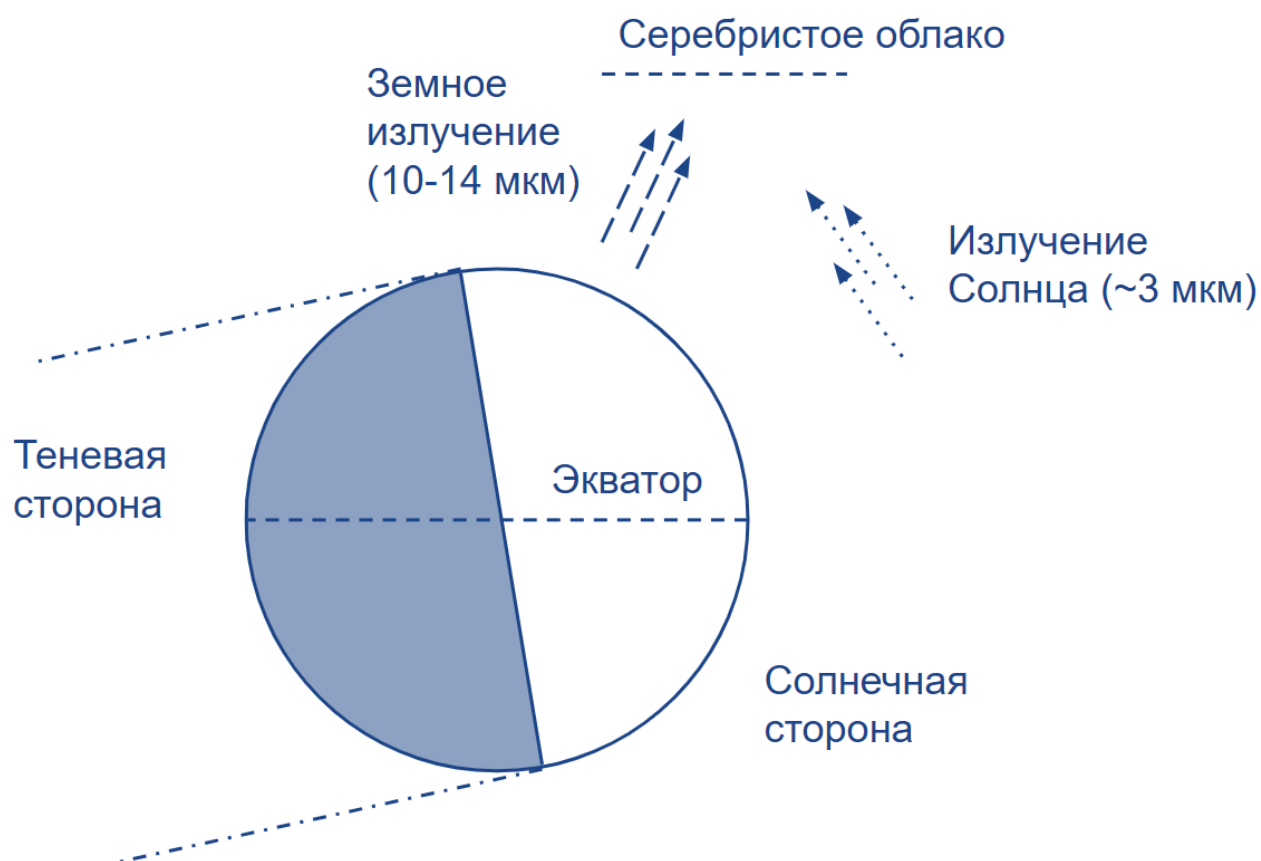


Рисунок 18 - Схематичное представление потоков солнечного коротковолнового и земного теплового инфракрасного излучения к полям серебристых облаков на сумеречном сегменте неба (относительно земного наблюдателя)

Слагаемое P_{terr} , главным образом, зависит от типа излучающей поверхности и, соответственно, её температуры. В табл. 7 перечислены различные типы поверхностей, их средние температуры и интенсивность излучения. Несмотря на то, что вариации альбеда излучающей поверхности могут существенно варьироваться во времени и пространстве, авторы работы [41] подсчитали, что для упрощения вычислений поток длинноволновой уходящей радиации может быть принят равным $P_{terr} = 24$ (Вт/см³). Поток солнечного излучения, в свою очередь, испытывает незначительные суточные вариации в высоких широтах летней МНТ области (что обусловлено полярным

днём и, соответственно, практически равномерным распределением приходящей радиации). Это позволяет считать его постоянным: $P_{sol} = 16 \text{ (Вт/см}^3\text{)}$.

Таблица 7 - Интенсивность нагрева за счёт поглощения уходящего длинноволнового излучения

Излучающая поверхность	Температура (К)	$P_{terr} \text{ (Вт/см}^3\text{)}$
Облачные вершины	220	17
Поверхность океана	263	41
Почва	283	56

Таким образом, приняв приток тепла к частице серебристого облака постоянным, параметризация нагрева окружающей среды облачными частицами за счёт поглощения ИК радиации и её переизлучения в окружающую среду будет зависеть лишь от концентрации ледяных кристаллов:

$$\varepsilon_{PMC} = \frac{dT}{d\tau} = \beta \times P_{tot} \times Q_{ice}, \quad (17)$$

где ε_{PMC} имеет размерность (К/с), коэффициент $\beta = 0.68 \text{ см}^3/(\text{Дж/К})$, а Q_{ice} выражено в ppmv. В уравнении (7) $P_{tot} = P_{terr} + P_{sol}$. Формула предложена Siskind и соавторами [41] и является адаптацией наработок Espy и Jutt [13]. Такой вид уравнения теплового воздействия на окружающую среду имеет место в приближении, что весь сублимированный водяной пар поглощает приходящую радиацию в соответствующих участках спектра, а приток скрытого тепла при сублимации не учитывается.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

3.1. Тестовые расчеты

Для валидации параметризации использованы данные численной модели общей циркуляции атмосферы, включая ионосферу и термосферу SD/WACCM-X [26]. Модель является частью проекта Национального центра экологических прогнозов (NCAR) Community Earth System Model (CESM1) и основана на модели атмосферной циркуляции Community Atmosphere Model, version 4 (CAM4; [31]). Модель имеет горизонтальное разрешение $2.5^\circ \times 1.9^\circ$, временная дискретизация – 3 ч, а верхняя граница находится на геометрической высоте 700 км. Помимо учёта влияния Солнца, океана, морского льда, процессов в почве, ВГВ и др., модель учитывает также ключевые элементы динамики ионосферы и термосферы (температуры ионов и электронов, ионное трение и др.), их широтно-долготные, суточные и сезонные вариации. Для повышения качества описания химии и динамики средней и нижней атмосферы (от поверхности Земли до высоты 50 км), в модель ассимилируются данные ре-анализа Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, version 2 (MERRA-2; [35]). Качество воспроизведения моделью SD/WACCM-X процессов, протекающих в высоких слоях атмосферы, подтверждается высокой согласованностью модельных данных с данными измерений (радары, спутники и др.) и эмпирических моделей.

Для получения оптимальной оценки состояния мезосферы и нижней термосферы в настоящей работе использованы данные радиозатменных измерений с гелиосинхронного спутника NASA Aeronomy of Ice in the Mesosphere (AIM) аппаратурой Solar Occultation for Ice Experiment (SOFIE) второго уровня обработки за следующие 11 лет: 2008, 2009, 2010, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015, 2020, 2021, 2022. Эти данные представляют собой восстановленные вертикальные профили температуры, объемного отношения смеси водяного пара, концентрации малых газовых составляющих в фиксированных точках на поверхности Земли.

За сутки набирается, как правило, несколько десятков таких профилей для каждого полушария, что не обеспечивает глобального покрытия измерениями земной поверхности из-за геометрии метода измерений. Для получения среднесуточных вертикальных профилей объемного отношения смеси сублимированного водяного пара (Q_{ice}) в Северном полушарии, использован следующий алгоритм:

1. Во-первых, вычислялось СКО для каждого набора вертикальных профилей за каждые сутки.
2. Во-вторых, из дальнейшей обработки удалялись все значения, ниже СКО.
3. Из оставшихся значений вычислялся среднесуточный вертикальный профиль Q_{ice} в слое 80-90 км.

Для анализа стационарности временных рядов Q_{ice} с целью обоснования использования среднего климатического для параметризации нагрева майской МНТ облачными частицами, брались среднесуточные значения Q_{ice} , полученные по упомянутому выше алгоритму, осредненные в слое 80-85 км за период – 32 – 20 день до летнего солнцестояния (~20-31 мая) за каждый из рассматриваемых лет. На основе этих данных, построен временной ход (рисунок 19) Q_{ice} за все 11 лет и его среднее значение.

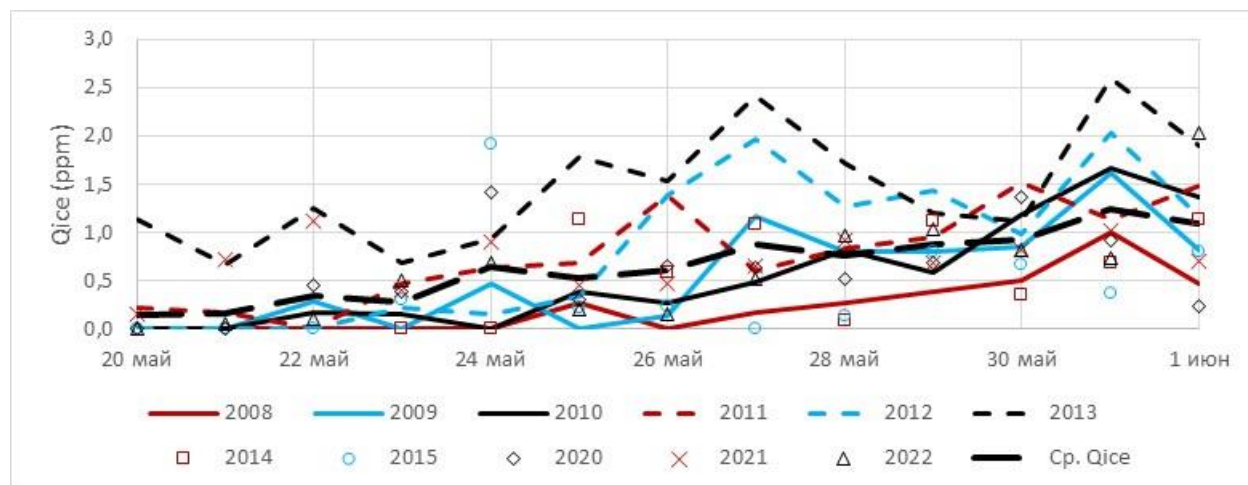


Рисунок 19 - Временной ход Q_{ice} с 20 мая по 1 июня за 11 лет. Данные AIM/SOFIE

В табл. 8 приведены первичные статистические характеристики Q_{ice} (выборочные средние и дисперсии) для отдельных месяцев за 2008, 2009, 2010, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015, 2020, 2021, 2022, а также вычисленные критерии Стьюдента и Фишера.

Следует заметить, что критическое значение критерия Стьюдента при $\alpha = 0,05$ и $\nu = 20$ равно $t_{кр} = 0.74$, а критерия Фишера при $\alpha = 0,05$ и $\nu_1 = 11$, $\nu_2 = 11$ равно $F_{кр} = 2.82$.

Таблица 8 - Проверка средних значений и дисперсий Q_{ice}

Дата, dfs	Среднее значение, ppmv	Дисперсия, ppmv	Критерий Стьюдента	Критерий Фишера
-32	0.15	0.11	1.97E-06	0.68
-31	0.16	0.07	7.25E-05	0.83
-30	0.34	0.20	8.60E-03	0.21
-29	0.28	0.05	1.06E-04	0.36
-28	0.65	0.35	4.69E-01	0.04
-27	0.52	0.24	9.37E-02	0.13
-26	0.62	0.28	3.31E-01	0.08
-25	0.88	0.49	9.03E-02	0.01

-24	0.76	0.22	1.55E-01	0.16
-23	0.88	0.08	8.82E-03	0.95
-22	0.93	0.11	1.83E-02	0.70
-21	1.25	0.39	1.13E-03	0.03
-20	1.10	0.29	5.05E-03	0.07
Среднее	0.65	0.22	9.00E-02	0.33

Как видно из табл. 6, для всех дней $t < t_{кр}$, т.е. различия между средними значениями незначимы. Что касается сравнения величин дисперсий, то расхождения незначимы. Это даёт возможность рассчитать климатический среднесуточный вертикальный профиль Q_{ice} в слое 80-90 км (рис. 20).

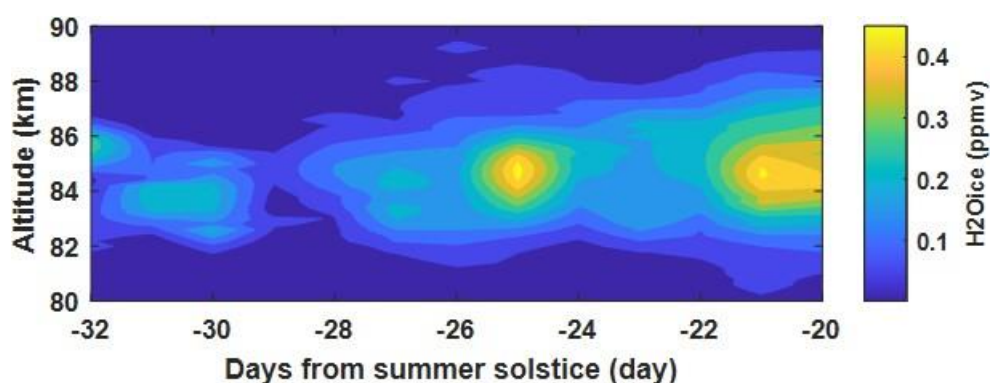


Рисунок 20 - Высотно-временная структура климатических значений Q_{ice} из данных SOFIE

Для дальнейших вычислений, из спектрометрических данных измерений сенсором AIM/SOFIE за 11 лет измерений в высоких широтах Северного полушария, определены фоновые условия мезопаузы, а именно, температурные. Для каждого дня года был вычислен средний многолетний вертикальный

профиль температуры воздуха, а также аномалии – отклонения от среднего многолетнего для каждого дня конкретного года. Полученные высотно-временные структуры аномалий температуры воздуха позволили определить годы превышения, занижения и соблюдения климатической нормы: 2008, 2013 и 2009, соответственно (рис. 21). Фоновые температуры, полученные в модели SD-WACCM-X для этих трёх лет, использовались в качестве начальных данных при тестовых вычислениях с использованием параметризации для оценки влияния температурного режима на полученные значения притоков тепла.

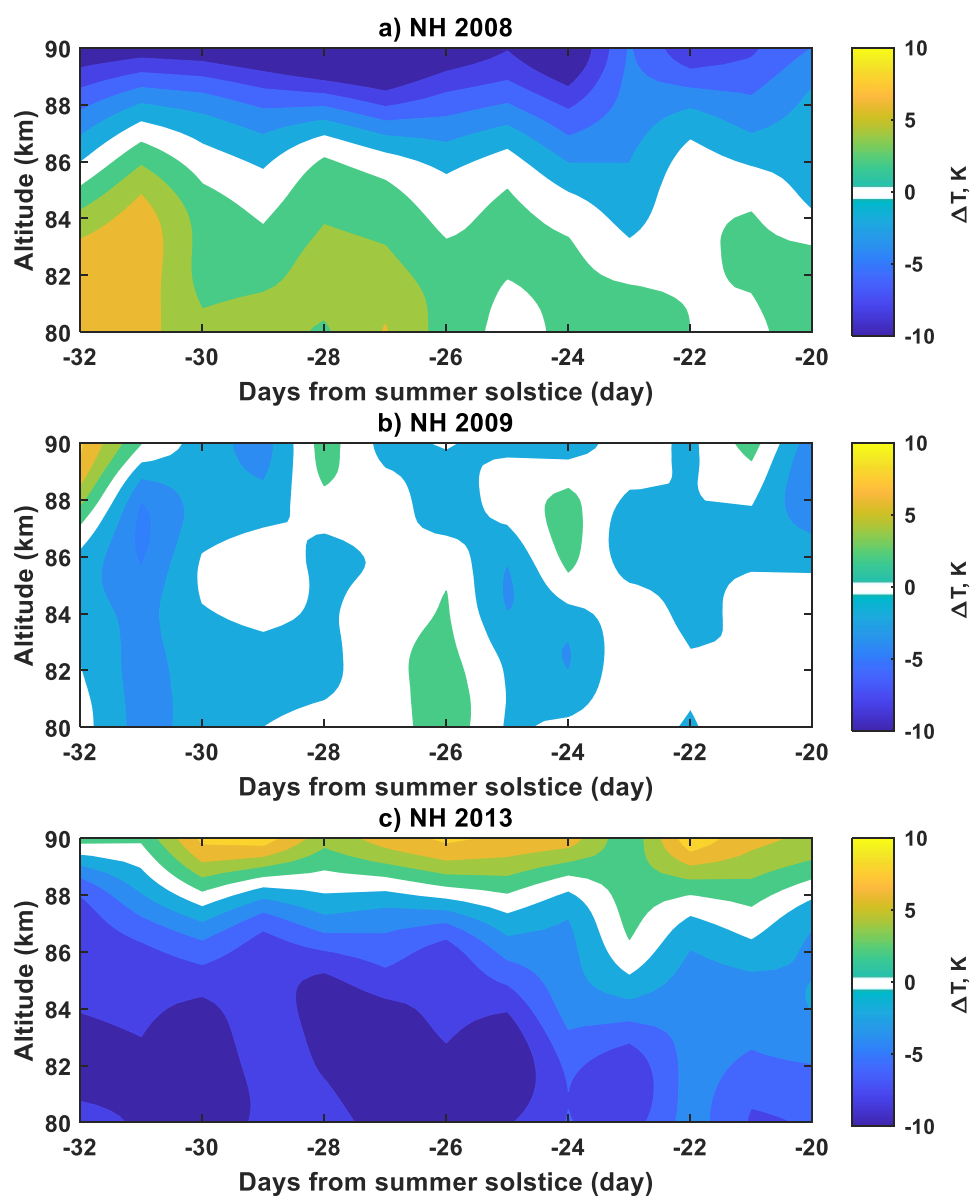


Рисунок 21 - Высотно-временная структура аномалий температуры воздуха:
2008 г (а), 2009 г (б) и 2013 (в). Данные AIM/SOFIE

На заключительном этапе подготовки данных для параметризации определялись вертикальные профили содержания водяного пара в мезопаузе, необходимые для определения температуры точки инея. Для проверки чувствительности уравнения нагрева к вариациям фоновых условий, было решено использовать три постоянных во времени и пространстве значения объемного отношения смеси водяного пара: 2, 4 и 6 ppmv. Несмотря на значительные вариации Q_v (увеличение концентрации при приближении к летнему солнцестоянию, убывание её с высотой и в направлении умеренных широт, а также долготные неоднородности), предполагается, основываясь на данных наблюдений, что целесообразно использовать эти три постоянные концентрации в качестве предельных случаев.

Таким образом рассмотрено 9 ситуаций: по 3 постоянные концентрации водяного пара на 3 типа фоновой температуры. Результаты вычислений притоков тепла (высотно-широтная структура среднего за 13 майских дней среднезонального значения) для всех случаев показаны на рис. 22. В случае превышения фоновой температуры среднего многолетнего значения, нагрев сильно зависит от содержания водяного пара. : при средней концентрации 6 ppmv среднесуточный нагрев в мае достигает максимальных значений 3 К/сут, что на 1 К/сут выше, чем при концентрации пара, равной 2 ppmv. Также при высоких значениях отношения смеси пара, формирование СО, а, следовательно, нагрев атмосферы, охватывает широтный диапазон от 60°с. ш. до полюса, в то время как при относительно сухом воздухе нагрев сосредоточен в узкой области над полюсом. Совершенно иная ситуация получена для лет с температурой мезосферы ниже климатической. Нагрев, сопровождающий формирование СО, достигает значений 4.5 К/сут, независимо от концентрации пара, однако территориально, при повышении влажности воздуха, нагрев распространяется в

умеренные широты (до 55° с. ш.). В случае, когда температура сохраняется в пределах климата, нагрев колеблется в диапазоне 2.5–3.5 К/сут, в зависимости от отношения смеси пара, при максимальных его концентрациях достигая границы 60° с. ш.

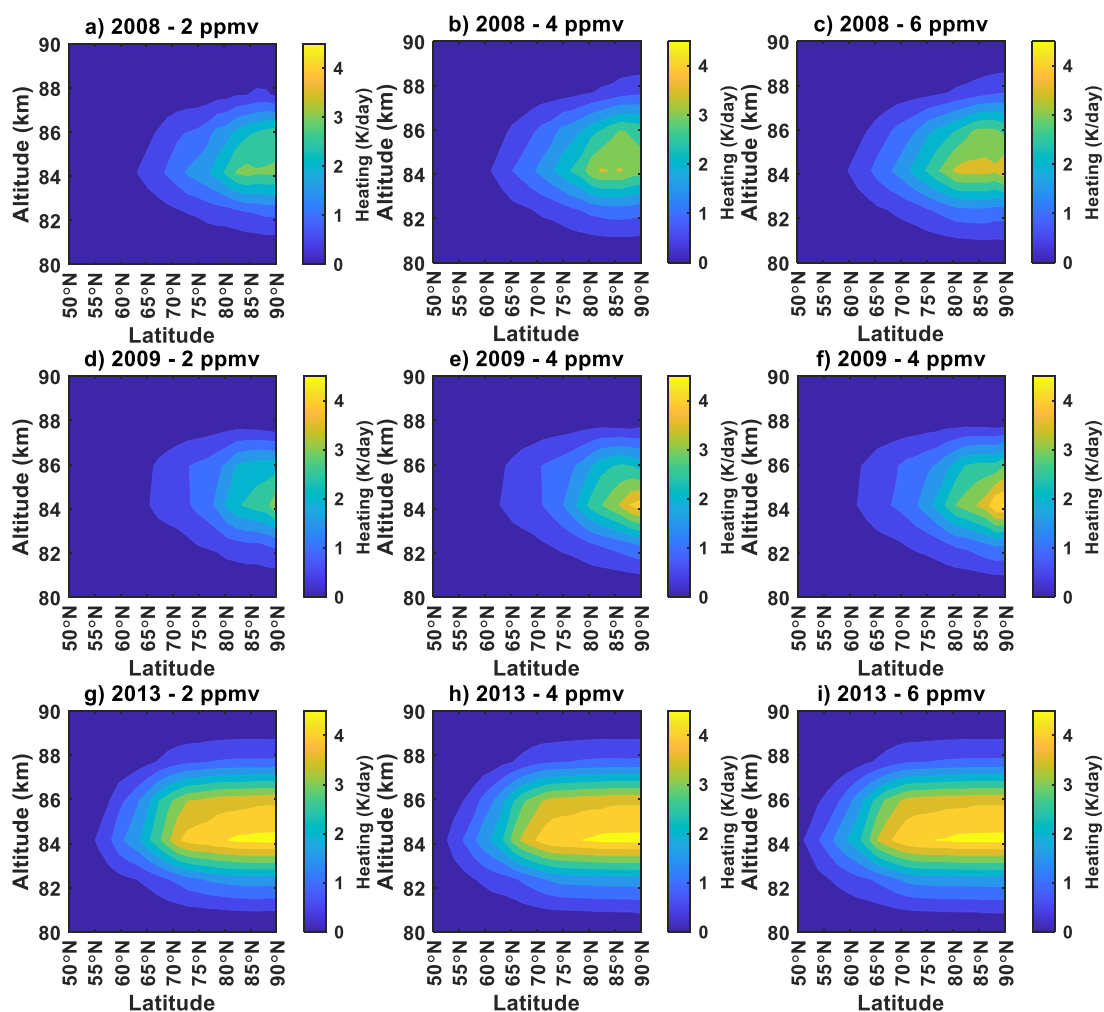


Рисунок 22 - Рассчитанный нагрев (К/сут) для трех термических режимов мезопаузы: теплая (вверху), нейтральная(центр) и холодная (внизу) и при разных концентрациях Q_v

Т. к. в тестовых расчетах параметризация зависела лишь от концентрации сублимированного водяного пара, необходимо понять природу различий полученных результатов, ведь температура и водяной пар не связаны напрямую

с искомыми притоками тепла. Однако, ответ лежит на поверхности. Итоговое значение нагрева в каждой точке пространства зависит от серебристых облаков, которые задавались через температуру точки инея, зависящей от фоновой температуры и содержания водяного пара. Соответственно, чем больше площадь отрицательных температур на каждом вертикальном уровне, тем больше площадь серебристых облаков. В аномально холодный год температура мезопаузы начала понижаться намного раньше, а, следовательно, в этот год наблюдалось больше дней с отрицательными температурами, для которых выполнялось условие перехода через точку инея, в связи с чем начиналось вовлечение концентрации сублимированного льда и «включение» параметризации. Простыми словами, чем холоднее год, тем раньше начинает остывать мезопауза, тем больше облачных дней будет вовлечено в вычисление среднего, на итоговое значение которого повлияет количество дней с наибольшими концентрациями сублимированного водяного пара.

3.2. Оценка теплового воздействия

Сезон РМС начинается с появления облачных полей в начале мая (ноября) и заканчивается в августе (феврале), после полной их диссипации, обусловлено сменой термодинамического режима полярной МНТ. Центральной датой каждого облачного сезона является летнее солнцестояние. В процессе вычислений, отбирались все восстановленные вертикальные профили T , p и Q_v , по которым рассчитывалась точка инея. Далее, все точки, для которых выполнялось условие $T > T_s$, исключались из последующих расчётов. После вычисления Q_{ice} и прочих сопутствующих переменных, для каждого оставшегося вертикального профиля рассчитывались притоки тепла в К/с, после чего, они осреднялись для каждого дня и пересчитывались в среднесуточные притоки тепла (К/сут). В ходе работы проанализировано 19 сезонов РМС: 12 (2007–2015, 2020–2022 гг; рис. 23) в Северном и 7 (2008–2014 гг; рис. 24) в Южном полушариях. Исходя из полученных результатов, можно заключить, что

максимальные значения притока тепла, вызванного поглощением солнечного и земного излучения, сосредоточены на нижней границе облачного уровня, что, наиболее вероятно, обусловлено общим поведением сублимированных кристаллов: появляясь выше 85 км, мелкие облачные частицы начинают оседать, смещаясь в зону низких температур (~83–85 км), где радиус кристаллов увеличивается. Ниже границы облачного слоя (изотрема 150 К на рис. 15 и 16) температура растёт и кристаллы начинают таять, теряя свои теплофизические свойства. Поэтому, в области концентрации максимально крупных кристаллов наблюдается наиболее интенсивный нагрев. Причём, для Северного полушария эта зона находится ниже (81–82 км), чем у Южного (83–84), что может быть обусловлено межполушарными неоднородностями и общими различиями в термической структуре МНТ.

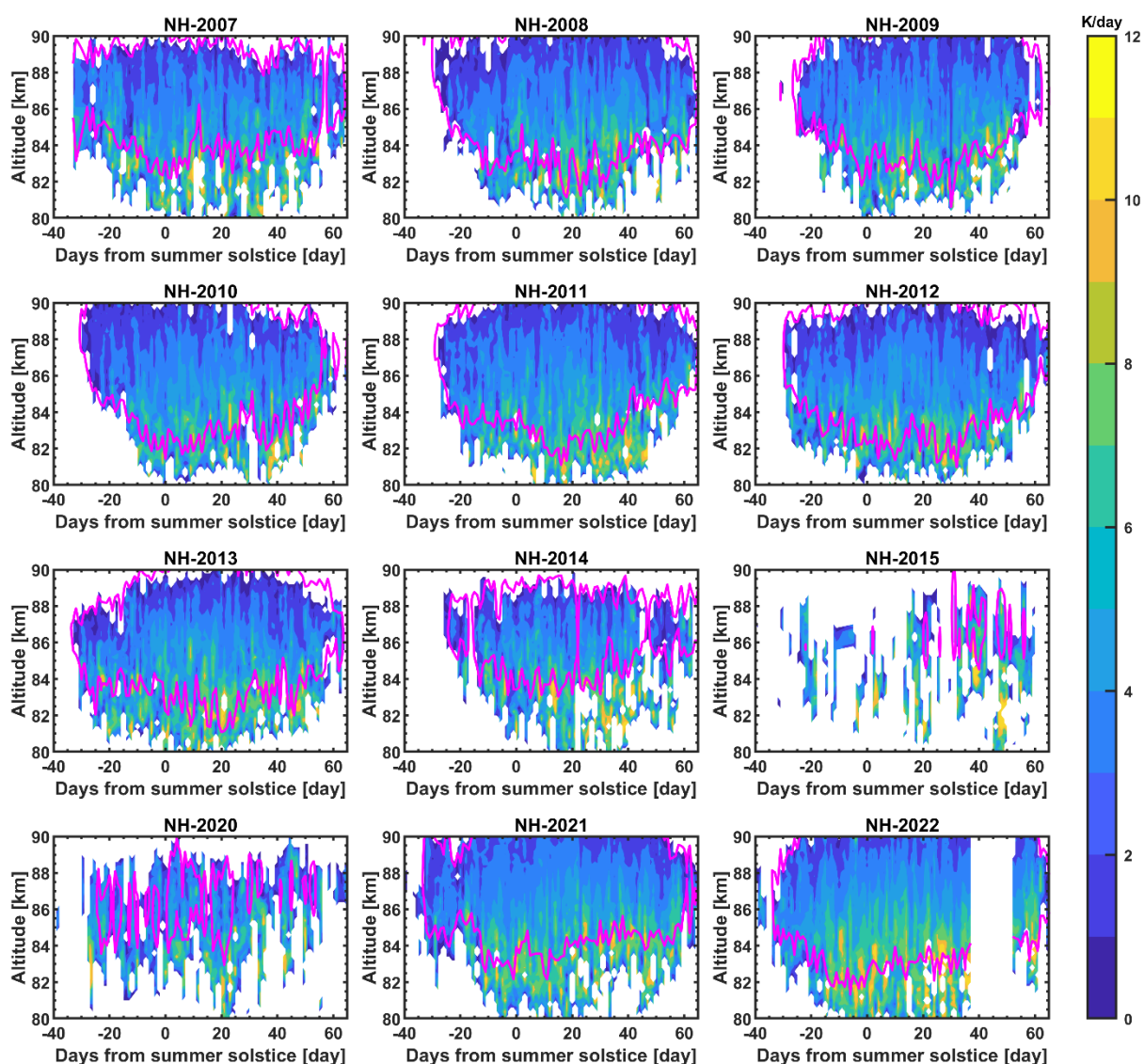


Рисунок 23 - Нагрев (К/сут), вызванный излучением сублимированного водяного пара в широтном поясе $65\text{--}85^\circ$ Северного полушария для 12 лет.

Розовым цветом отмечена изотерма 150 К, отражающая границу низких температур облакообразования

От года к году общая картина притоков тепла меняется слабо, что может быть обусловлено отсутствующим (или статистически незначимым) трендом в характеристиках PMC/NLC на рассмотренном интервале лет.

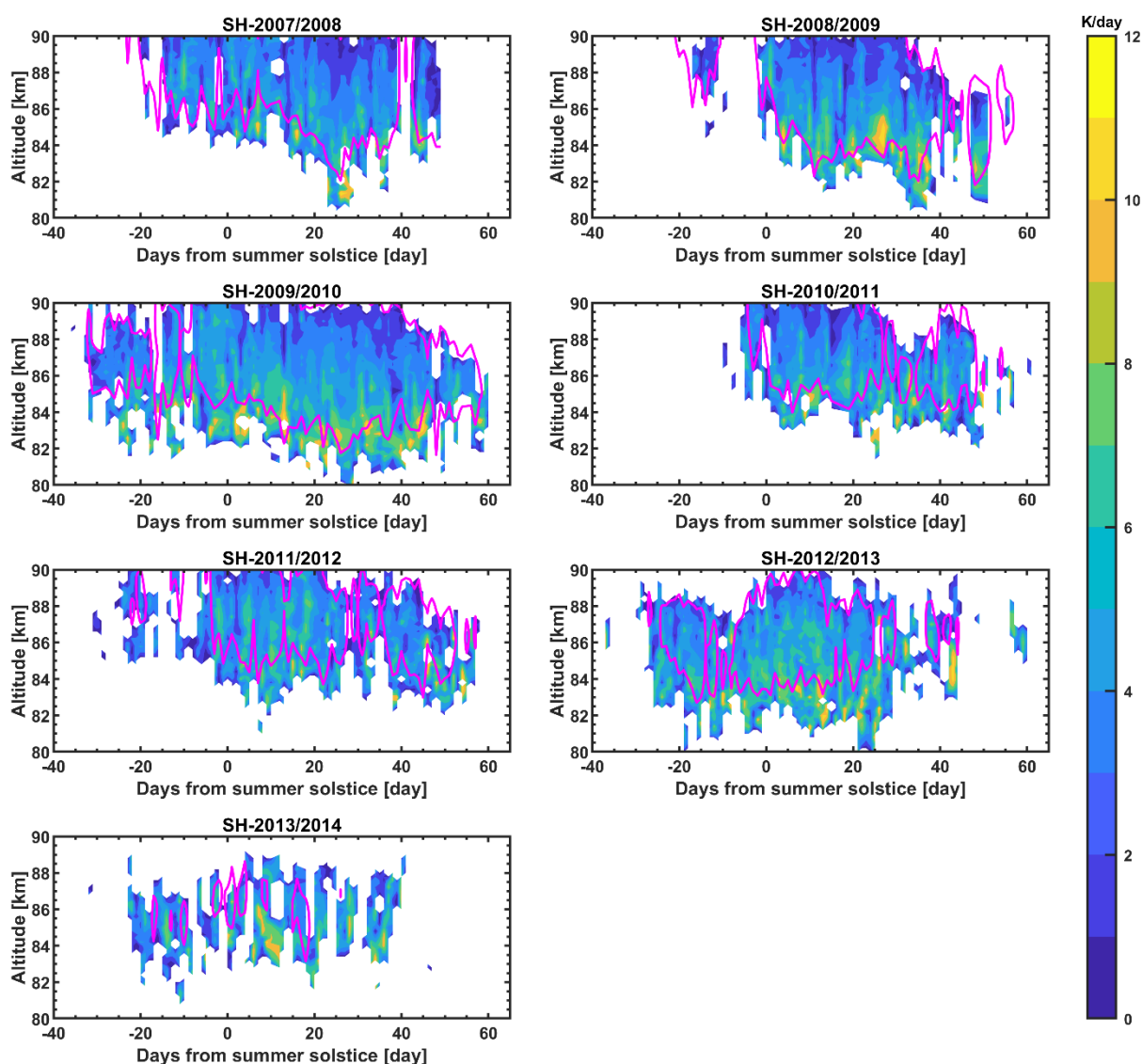


Рисунок 24 - То же, что на рис. 2, но для Южного полушария

На рис. 25 представлена межгодовая изменчивость среднемесячного IWC, полученного после интегрирования Q_{ice} по вертикали, для центральных месяцев облачного сезона в обоих полушариях - июле и январе для Северного и Южного, соответственно. Учитывая малое количество лет, к январскому тренду следует относиться скептически. В июле же тренд слабый ($4.08 \text{ г/км}^2/\text{год}$) и статистически незначимый ($R^2 = 0.03$), т.е. значение IWC от года к году меняется слабо. К сожалению, геометрия сканирования SOFIE не позволяет с достаточной точностью исследовать широтные и долготные вариации нагрева, однако,

высокое вертикальное разрешение и регулярные измерения в течение каждого сезона позволяют получить наглядную картину поведения притоков тепла за весь облачный сезон. Однако, проведённые дополнительные расчёты, не представленные в настоящей работе, показывают, что в условиях преобладания в мезопаузе больших значений T (~ 145 K), параметризация становится сильно чувствительна к вариациям Q_V . Когда же на протяжении всего сезона, в большей части исследуемого региона сохраняются малые значения T (~ 135 K), притоки тепла мало зависят от Q_V , однако, если концентрация водяного пара повышается, то область нагрева смещается в сторону умеренных широт.

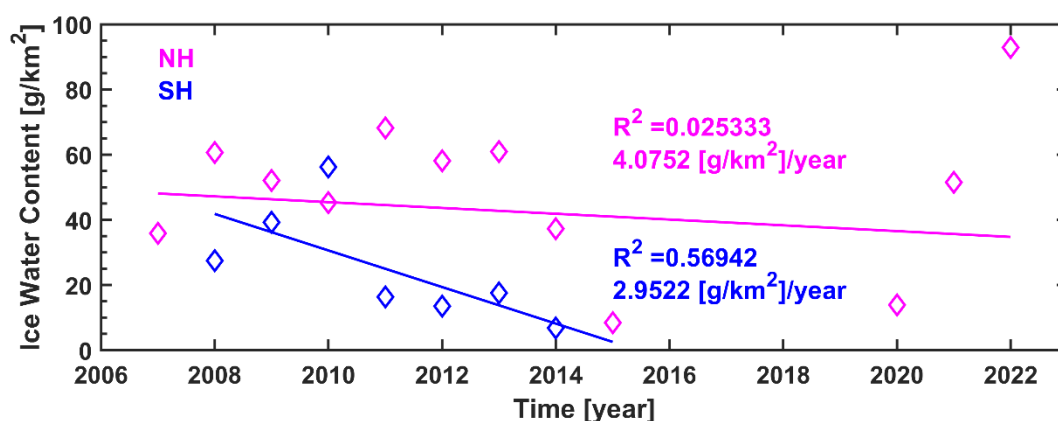


Рисунок 25 - Тренды содержания льда в облаке в июле для Северного полушария и в январе – для Южного

Из рисунков выше видно, что в Северном полушарии область высоких значений притоков тепла сосредоточена на 1-2 км ниже, чем в Южном полушарии. Это обусловлено тем, что максимальные концентрации сублимированного водяного пара в Северном полушарии также на 1-2 км выше, чем в Южном, что обусловлено различиями в термической структуре мезопаузы обоих полушарий. Это послужило причиной того, что при статистическом анализе нагрева, области максимальных и минимальных значений притоков тепла задавались по-разному: 80-84 км для области высоких значений в

Северном полушарии, и 82-86 - в Южном. Всё, что выше этих слоёв считалось областью низкой интенсивности притоков тепла.

Так, на рис. 26 показаны гистограммы вероятности распределения значений притоков тепла в обоих полушариях по вышеупомянутым областям высокой и низкой интенсивности нагрева. Во-первых, необходимо отметить схожесть в структуре гистограммы распределения значений нагрева в обоих полушариях. Во-вторых, медианные значения нагрева в зоне высокой интенсивности равны 5.94 и 5.24 К/сут в Северном и Южном полушариях, соответственно. Т. е., нагрев в Северном полушарии происходит на 12% интенсивнее нагрева в Южном полушарии в зоне высоких значений. В зоне низкой интенсивности нагрев различается ненамного - 11%, однако, значения нагрева от 3 до 5 К/сут встречаются в Северном полушарии намного чаще. Последнее обстоятельство также может быть обусловлено межполушарными различиями в мезопаузе и характеристиках серебристых облаков.

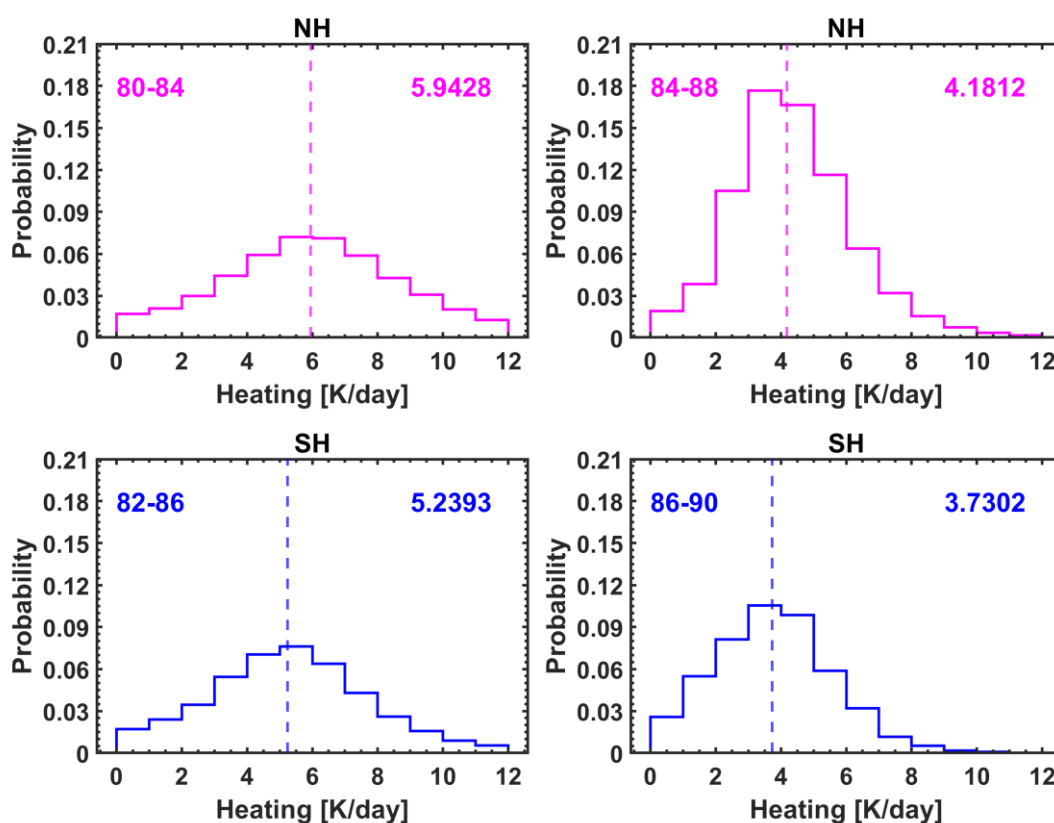


Рисунок 26 - Гистограмма распределения значений нагрева в обоих полушариях за все 12 и 7 сезонов. Пунктиром обозначены медианные значения нагрева

На рисунке 27 показана диаграмма размаха интенсивности притока тепла для каждого полушария, представляющая собой медианное значение, 25-й и 75-й процентиль. Значения высчитывались по всем высотам за каждый сезон. Отчётливо видно, что в Северном полушарии медианное значение и 25-й процентиль практически неизменны, имеют место лишь едва заметные отклонения. Зато сильно меняется 75-й процентиль, особенно в 2015 и 2022 гг. Это свидетельствует о доминации высокой интенсивности притоков тепла с одной стороны, с другой о большом количестве пропусков в измерениях в эти годы. В Южном же полушарии межгодовая изменчивость медианного значения притоков тепла также сохраняется постоянной, за исключением летних сезонов в 2009-2010 и 2012-2013 гг. 25-й процентиль же остаётся практически неизменным все 7 сезонов.

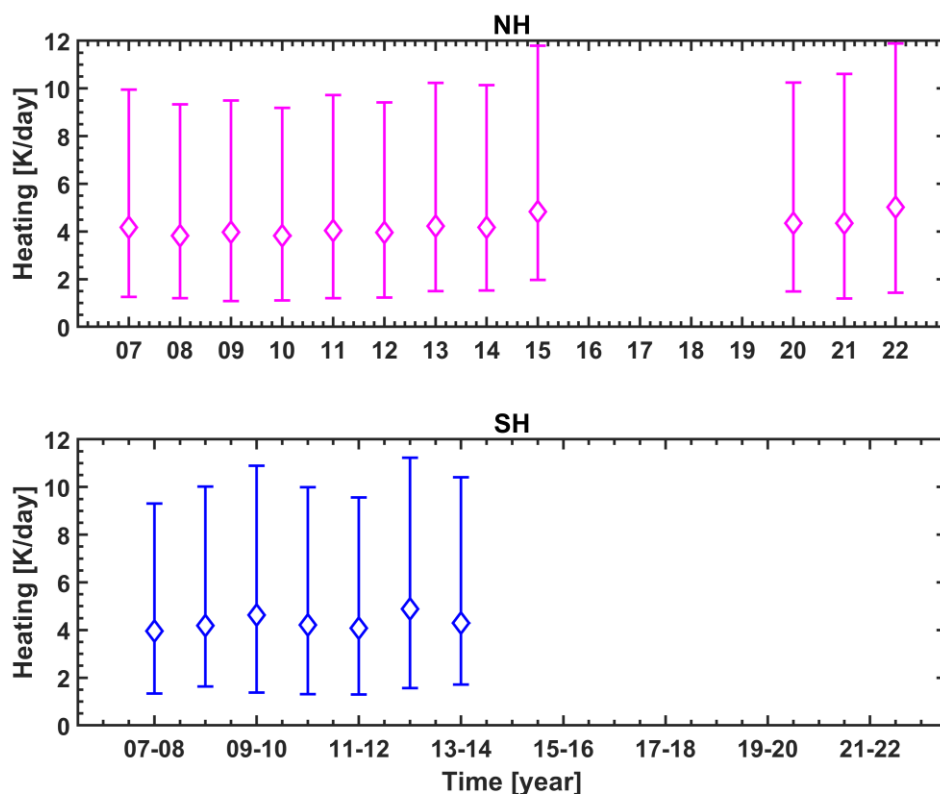


Рисунок 27 - Квантильный анализ притоков тепла в СП и ЮП

Из полученных результатов можно сделать вывод, что общая картина притоков тепла в мезопаузе летних полушарий с 2007 по 2023 гг меняется слабо, с имеющими место слабыми выбросами. Вероятнее всего, это связано с локальными термодинамическими условиями как окружающей среды, так и серебристых облаков, а все неоднородности нагрева вызваны локальными возмущениями (например, активностью гравитационных или планетарных волн).

Для работы с экспериментальными данными была выполнена ещё одна проверка чувствительности параметризации к вариациям фоновых условий, отличающаяся от первой, главным образом тем, что вертикальный профиль содержания водяного пара уже не задавался в виде постоянной величины, а брался восстановленным из принятого сенсором сигнала на соответствующей длине волны. В этот раз оценивались изменения значений притоков тепла при

вариациях концентрации водяного пара и температуры для трёх уровней давления, охватывающим высоты мезопаузы: 0.01, 0.005 0.002 гПа. Задавались три постоянных значения температуры: 135, 140 и 145 К. На рис. 28 представлен результат тестовых расчётов. Во-первых, зависимость значений нагрева от концентрации водяного пара - линейная. Во-вторых, при сверхнизких температурах (135 К) параметризация практически невосприимчива к вариациям давления, а значит, для достижения одних и тех же значений притоков тепла на разных высотах потребуется одинаковое количество молекул пара. В-третьих, зависимость интенсивности притоков тепла от вариаций температуры и давления можно сформулировать следующим образом: чем выше температура воздуха, тем большее должна быть концентрация водяного пара для достижения одного и того же значения нагрева. Наконец, при понижении атмосферного давления, зависимость нагрева от концентрации пара также дополнительно увеличивается.

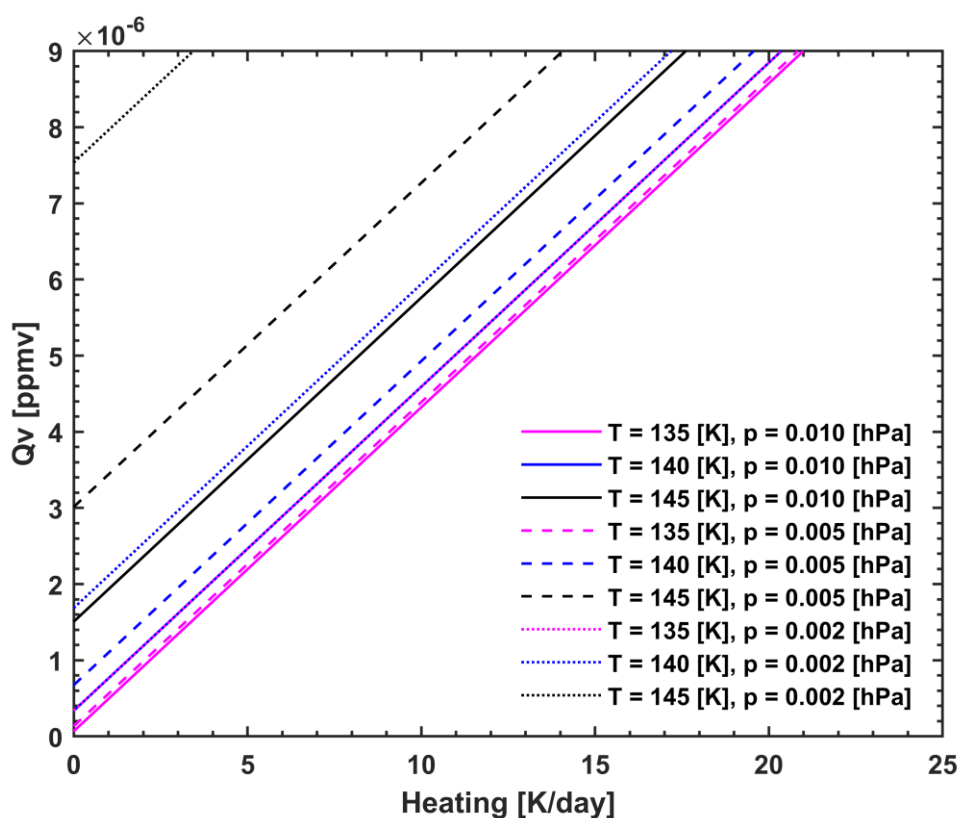


Рисунок 28 - Чувствительность параметризации к вариациям фоновых условий

Выше показано, что, для всех рассмотренных лет, максимальный нагрев за счет излучения облачными частицами достигает значений 10–12 К/сут и находится вблизи высоты 81–82 км (в Северном полушарии) и 82–84 км (в Южном). Медианные значения нагрева по каждому полушарию равны 4.2 и 2.4 К/сут, соответственно. Увеличение концентрации водяного пара ожидается способствовать усилению формирования РМС и, как следствие, усилению радиационного нагрева. Рассчитанные притоки тепла, создаваемые полями сублимированного водяного пара сравнимы по порядку величины с притоками тепла за счет других радиационных и динамических процессов в области мезопаузы.

Важными динамическими процессами в области формирования РМС являются ВГВ, которые создают перемещающиеся волновые структуры, постоянно и повсеместно наблюдаемые в РМС.

Несмотря на то, что вычисления произведены лишь для небольшого количества лет из всего периода спутниковых наблюдений за РМС, полученные интенсивности нагрева позволяют выдвинуть следующее предположение. Нагрев за счет поглощения потоков приходящей и уходящей ИК радиации частицами РМС повышает вертикальный градиент температуры, что, в свою очередь, увеличивает значение вертикальной компоненты ветра и, как следствие, может вызывать дополнительное адиабатическое охлаждение вышележащих слоев воздуха. Такой эффект был продемонстрирован, например, в [41]: увеличение температуры приполярной мезопаузы на высотах сублимации пара сопровождается охлаждением вышележащих слоев. Таким образом, прогнозируемое понижение температуры мезосферы, обусловленное изменениями климата, а также рост концентрации водяного пара и, как следствие, увеличение площади РМС, их смещение в сторону умеренных широт

приводит к усилению нагрева верхней мезосферы за счет поглощения ИК радиации. Это запускает цепочку положительных обратных связей через усиление вертикального ветра, который вызывает дополнительное адиабатическое охлаждение МНТ области выше слоя РМС.

3.3. Включение параметризации в численную модель

Улучшенная версия параметризации была включена в Модель средней и верхней атмосферы (МСВА) для повышения точности расчётов полей температуры и компонент ветра на высотах мезосферы-нижней термосферы в полярной области летнего полушария. В настоящий момент модель МСВА, используемая в Санкт-Петербургском государственном университете (СПбГУ) и Российском государственном гидрометеорологическом университете (РГГМУ), является одной из наиболее активно развиваемых российских моделей волновой атмосферной динамики.

Модель имеет разрешение $5^\circ \times 5.625^\circ$ по широте и долготе, соответственно, а также 48 вертикальных уровней, охватывающих диапазон высот от поверхности геоида до нижней термосферы (~135 км). Модель воспроизводит такие циркуляционные особенности земной атмосферы, как, например, внезапные стратосферные потепления, нормальные атмосферные моды, нелинейное взаимодействие планетарных волн между собой и со средним потоком, отклик температуры на изменение солнечной активности, а также оснащена параметризацией гравитационных волн различного происхождения.

Радиационный блок МСВА учитывает изменяющееся в течение дней и сезонов нагревание атмосферы в ультрафиолетовой и видимой областях спектра от 125 до 700 нм, а также выхолаживание в полосах инфракрасного излучения с длинами волн 8, 9.6, 14 и 15 мкм. В нижней термосфере учитываются

дополнительные динамические источники тепла, а также ионное торможение, молекулярная и турбулентная вязкость и теплопроводность.

Предварительные результаты продемонстрированы на рис. 29. Дальнейшая калибровка и настройка параметризации будет проводиться, однако стоит отметить, что основные тенденции – нагрев на высоте 85-90 км и охлаждение на счет ускорения вертикального переноса выше этого уровня, продемонстрированные на нижнем правом рис. 29, модель воспроизводит корректно.

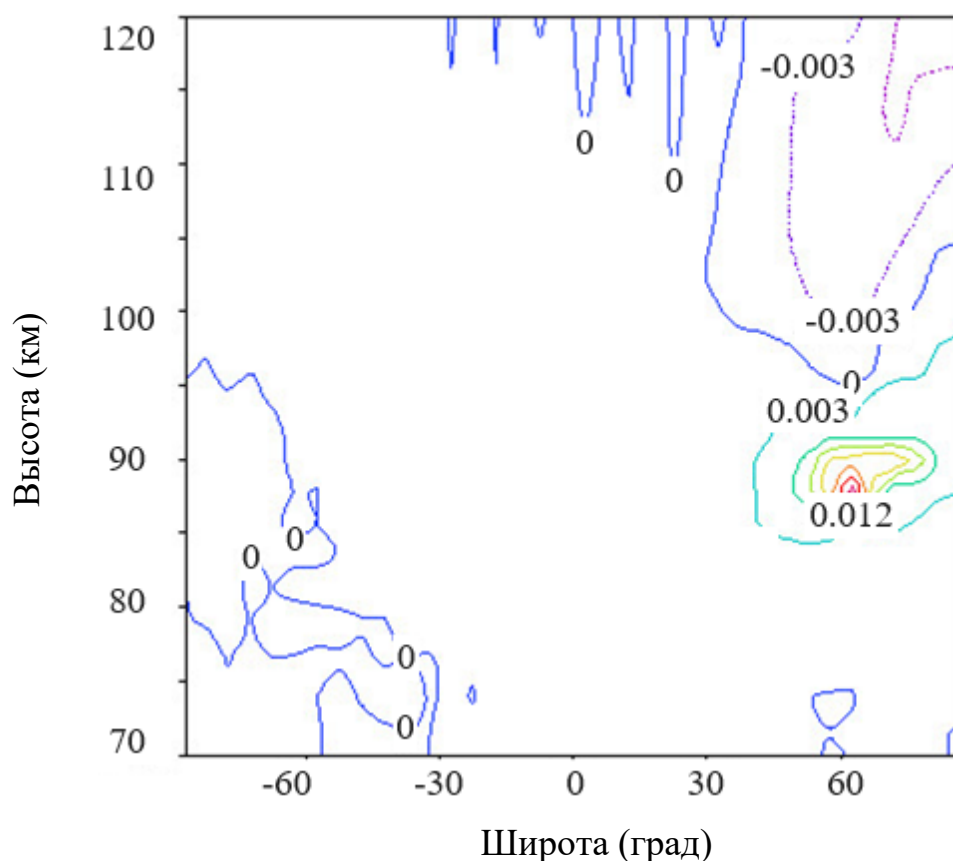


Рисунок 29 - Высотно-широтная структура различий в модельных полях температуры (К), полученных с включением и без учета параметризации, для мая месяца.

Опыт валидации результатов моделирования циркуляции верхней атмосферы с использованием МСВА данными архивов спутниковых измерений уже имелся. В работе [11] показано, что модель способна адекватно воспроизводить амплитуды планетарных волн в нижней термосфере и, поскольку волна представляет собой колебание некоторой гидродинамической величины (давления, температуры, притока тепла) во времени, то следует ожидать, что и исходная гидродинамическая характеристика воспроизводится моделью адекватно. Такое предположение позволяет применять в модели различные параметризации и оценивать их эффекты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В этой работе были использованы данные зондирования атмосферы на касательных трассах спектрометром SOFIE и 0-D модель РМС для разработки параметризации притоков тепла в мезопаузе за счет поглощения частицами сублимированного водяного пара потоков ИК радиации на длинах волн ~ 3 и $10\text{--}14$ мкм. В основе параметризации лежат данные о пространственно-временном распределении температуры воздуха и концентрации водяного пара в верхней атмосфере летних полушарий, полученные из измерений AIM/SOFIE. Представлены результаты расчетов за 19 облачных сезонов в обоих полушариях: 12 в Северном и 7 в Южном полушариях.

Показано, что серебристые облака могут оказывать существенный вклад в тепловой баланс верхней атмосферы, сопоставимый с нагревом, вызванным диссипацией гравитационных волн, параметризация которых внедрена во все модели глобальной атмосферной циркуляции (например, [14]). Близкие результаты были получены авторами работы [41].

Включение разработанной параметризации в климатические модели и модели общей циркуляции атмосферы позволит повысить точность описания и прогнозирования изменения состояния высоких слоёв атмосферы. В частности, в дальнейшем, для детального изучения обратных связей, способных вызывать охлаждение МНТ области выше слоя серебристых облаков, планируется внедрить разработанную параметризацию в модели глобальной атмосферной циркуляции, включая Модель Средней и Верхней Атмосферы (МСВА; [23]).

В 0-D модель серебристых облаков была включена параметризация нагрева окружающего воздуха за счет переизлучения ледяными кристаллами потоков инфракрасной радиации. С привлечением радиозатменных данных был проанализирован ϵ_{CO} за 19 облачных сезонов в обоих полушариях.

Выводы:

1. Максимум ε_{CO} сосредоточен вблизи 81–82 км (СП) и 82–84 км (ЮП). Медианы ε_{CO} равны 5.94 и 5.24 К/сут, соответственно. Увеличение Q_v повышает $Q_{лед}$ и приводит к усилению ε_{CO} .

2. Максимум ε_{CO} приходится на нижней границе облаков из-за общего распределения льда: появляясь выше 85 км, мелкие облачные частицы оседают, смещаясь в холодную область, где их радиус растёт.

3. ε_{CO} сопоставим с $\varepsilon_{ГВ}$, вызванным диссипацией гравитационных волн (ГВ)

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Asmus, H. On the heterogeneous nucleation of mesospheric ice on meteoric smoke particles: Microphysical modeling [Текст] / H. Asmus [и др.] // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys., 2014. – Вып. 118. – С. 180-189.
2. Baumgarten, G. Quantifying Kelvin-Helmholtz instability dynamics observed in noctilucent clouds: 1. Methods and observations [Текст] / G. Baumgarten, D. C. Fritts // J. Geophys. Res. Atmos., 2014. – Вып. 119. – С. 9324-9337.
3. Bönisch, H. On the structural changes in the Brewer-Dobson circulation after 2000 [Текст] / H. Bonish [и др.] // Atmos. Chem. Phys., 2011. – Вып. 11. – С. 3937-3948
4. Broman, L. Case Study of a Large Mesospheric Front in Polar Mesospheric Clouds [Текст] / L. Broman [и др.] // Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography, 2022. – Вып. 74. – С. 85-105.
5. Cheng, W. Global monthly gridded atmospheric carbon dioxide concentrations under the historical and future scenarios [Текст] / W. Cheng [и др.] // Sci Data, 2022. – Вып. 83.
6. Christensen, O. M. The relationship between polar mesospheric clouds and their background atmosphere as observed by Odin-SMR and Odin-OSIRIS [Текст] / O. M. Christensen [и др.] // Atmos. Chem. Phys., 2016. - Вып. 16. - С. 12587-12600.
7. Dalin, P. Evidence of the formation of noctilucent clouds due to propagation of an isolated gravity wave caused by a tropospheric occluded front [Текст] / P. Dalin [и др.] // Geophysical Research Letters, 2015. - Вып. 42. - С. 2037-2046.
8. Dalin, P. A case study of long gravity wave crests in noctilucent clouds and their origin in the upper tropospheric jet stream [Текст] / P. Dalin [и др.] // J. Geophys. Res. Atmos., 2016. - Вып. 121.

9. Dalin, P. A comparison between ground-based observations of noctilucent clouds and Aura satellite data [Текст] / P. Dalin [и др.] // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 2011. - Вып. 73. - С. 2097-2109.
10. DeLand, M. Updated PMC trends derived from SBUV data [Текст] / M. DeLand, G. E. Thomas // Journal of Geophysical Research, 2015. - Вып. 120. - С. 2140-2166.
11. Didenko, K. A. Analysis of a secondary 16-day planetary wave generation through nonlinear interactions in the atmosphere [Текст] / K. A. Didenko [и др.] // Earth Planets Space, 2024. - Вып. 124.
12. Duft, D. Unravelling the microphysics of polar mesospheric cloud formation [Текст] / D. Duft, M. Nachbar, T. Leisner // Atmospheric Chemistry and Physics, 2019. - Вып. 19. - С. 2871-2879.
13. Espy, P. J. Equilibrium temperature of water-ice aerosols in the high latitude summer mesosphere [Текст] / P. J. Espy, H. Jutt // J. Atmos. Sol. Terr. Phys, 2002. - Вып. 64. - С. 1823-1832.
14. Garcia, R. R. Modification of the Gravity Wave Parameterization in the Whole Atmosphere Community Climate Model: Motivation and Results [Текст] / R. R. Garcia [и др.] // J. Atmos. Sci., 2017. - Вып. 74. - С. 275-291.
15. García-Comas, M. Measurements of global distributions of polar mesospheric clouds during 2005–2012 by MIPAS/Envisat [Текст] / M. García-Comas [и др.] // Atmos. Chem. Phys., 2016. - Вып. 16. - С. 6701-6719.
16. Gordley, L.L. The solar occultation for ice experiment [Текст] / L. L. Gordley [и др.] // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 2008. - Вып. 71. - С. 300-315.
17. Hegglin, M. I. Overview and update of the SPARC Data Initiative: comparison of stratospheric composition measurements from satellite limb sounders

[Текст] / M. I. Hegglin [и др.] // Earth Syst. Sci. Data, 2021. - Вып. 13. - С. 1855-1903.

18. Hervig, M. E. Interpretation of SOFIE PMC measurements: Cloud identification and derivation of mass density, particle shape, and particle size [Текст] / M. E. Hervig [и др.] // J. Atmos. Sol. Terr. Phys., 2009. - Вып. 71. - С. 316-330.

19. Hervig, M. E. Relationships between polar mesospheric clouds, temperature, and water vapor from Solar Occultation for Ice Experiment (SOFIE) observations [Текст] / M. E. Hervig [и др.] // J. Geophys. Res., 2009. - Вып. 114.

20. Hooker, S. B. The calibration and validation of SeaWiFS data [Текст] / S. B. Hooker, C. R. McClain // Progress in Oceanography, 2000. - Вып. 45. - С. 427-265.

21. Karlsson, B. On How the Middle Atmospheric Residual Circulation Responds to the Solar Cycle Close to the Solstices [Текст] / B. Karlsson, M. Kuilman // J. Climate, 2018. - Вып. 31. - С. 401-421.

22. Koval, A.V. Modelling the residual mean meridional circulation at different stages of sudden stratospheric warming events [Текст] / A. V. Koval [и др.] // Ann. Geophys., 2021. - Вып. 39. - С. 357-368.

23. Koval, A.V. Dynamical impacts of stratospheric QBO on the global circulation up to the lower thermosphere [Текст] / A. V. Koval [и др.] // Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2022. - Вып. 127.

24. Koval, A.V. Modified Parameterization Scheme of Orographic Gravity Waves in the SOCOL Chemistry-Climate Model [Текст] / A. V. Koval [и др.] // Pure Appl. Geophys., 2025. - Вып. 182. - С. 255-270.

25. Li, Y. Correlation between Peak Height of Polar Mesospheric Clouds and Mesopause Temperature [Текст] / Y. Li [и др.] // Atmosphere, 2024. - Вып. 15.

26. Liu, H.-L. Development and validation of the Whole Atmosphere Community Climate Model with thermosphere and ionosphere extension (WACCM-

X 2.0) [Текст] / H.-L. Liu [и др.] // J. Adv. Model. Earth Sy., 2018. - Вып. 10. - С. 381-402.

27. Mauersberger, K. Vapor pressure above ice at temperatures below 170 K [Текст] / K. Mauersberger, D. Krankowsky // Geophys. Res. Lett., 2003. - Вып. 30.

28. Mikołajczyk, J. Analysis of Free-Space Optics Development [Текст] / J. Mikołajczyk [и др.] // Metrology and Measurement Systems, 2017. - Вып. 24. - С. 653-674.

29. Murphy, D. M. Review of the vapor pressure of ice and super-cooled water for atmospheric applications [Текст] / D. M. Murphy, T. Koop // Q. J. R. Meteorol. Soc., 2005. - Вып. 131. - С. 1539-1565.

30. Nachbar, M. The impact of solar radiation on polar mesospheric ice particle formation [Текст] / M. Nachbar [и др.] // Atmospheric Chemistry and Physics, 2019. - Вып. 19. - С. 4311-4322.

31. Neale, R. The mean climate of the Community Atmosphere Model (CAM4) in forced SST and fully coupled experiments [Текст] / R. Neale [и др.] // J. Climate, 2013. - Вып. 26. - С. 5150-5168.

32. Bernath, P. F. Atmospheric Chemistry Experiment (ACE): Mission overview [Текст] / P. F. Bernath [и др.] // Geophys. Res. Lett., 2005. - Вып. 32.

33. Pertsev, N. N. Noctilucent clouds observed from the ground: sensitivity to mesospheric parameters and long-term time series [Текст] / N. N. Pertsev [и др.] // Earth Planet Sp., 2014. - Вып. 98.

34. Rapp, M. Modeling the microphysics of mesospheric ice particles: assessment of current capabilities and basic sensitivities [Текст] / M. Rapp, G. E. Thomas // Journal of Atmospheric and Solar–Terrestrial Physics, 2006. - Вып. 24. - С. 715-744.

35. Rienecker, M. M. MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications [Текст] / М. М. Rienecker [и др.] // Journal of Climate, 2011. - Вып. 24. - С. 3624-3648.
36. Robinson, I. S. Discovering the ocean from space: the unique applications of satellite oceanography [Текст]: монография – Berlin: Springer Berlin, 2010. – 638 с.
37. Romejko, V. Forty years of noctilucent cloud observations near Moscow: Database and simple statistics [Текст] / V. Romejko, P. Dalin, N. N. pertsev // Journal of Geophysical Research, 2003. - Вып. 108.
38. Russell, J. M. The Aeronomy of Ice in the Mesosphere (AIM) mission: overview and early science results [Текст] / J. M. Russel [и др.] // J. Atmos. Sol. Terr. Phys, 2009. - Вып. 71. - С. 289-299.
39. Russell, J. M. Overview of the SABER experiment and preliminary calibration results [Текст] / J. M. Russel [и др.] // Proceedings of SPIE, 1999. - Вып. 277.
40. Siskind, D. E. A radiative feedback from an interactive polar mesospheric cloud parameterization in a two-dimensional model [Текст] / D. E. Siskind, M. H. Stevens // Adv. Space Res., 2006. - Вып. 38. - С. 2383-2387.
41. Siskind, D. E. Polar mesospheric cloud mass and the ice budget: 3. Application of a coupled ice-chemistry-dynamics model and comparison with observations [Текст] / D. E. Siskind [и др.] // Journal of Geophysical Research, 2007. - Вып. 112.
42. Siskind, D. E. Understanding the effects of polar mesospheric clouds on the environ-ment of the upper mesosphere and lower thermosphere [Текст] / D. E. Siskind [и др.] // Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2018. - Вып. 123.

43. Su, Y. Quasi-10-day waves in temperature and polar mesospheric clouds: Results of AIM/SOFIE and Aura/MLS observations [Текст] / Y. Su [и др.] // *Heliyon*, 2024. - Вып. 10.
44. Thomas, G. E. Mesospheric clouds and the physics of the mesopause region [Текст] / G. E. Thomas // *Rev. Geophys.*, 1991. - Вып. 10. - Вып. 29. - С. 553-575.
45. Thurairajah, B. The role of the quasi 5-day wave on the onset of polar mesospheric cloud seasons in the northern hemisphere [Текст] / B. Thurairajah [и др.] // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2024. - Вып. 128.
46. Vargin, P. Arctic stratosphere changes in the 21st century in the Earth system model SOCOLv4 [Текст] / P. Vargin [и др.] // *Front. Earth Sci.*, 2023. - Вып. 11.
47. Waters, J. W. The Earth observing system microwave limb sounder (EOS MLS) on the aura Satellite [Текст] / J. W. Waters [и др.] // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2006. - Вып. 5. - С. 1075-1092.
48. Yamazaki, Y. Large-amplitude quasi-10-day waves in the middle atmosphere during final warmings [Текст] / Y. Yamazaki, V. Matthias // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2019. – Вып. 124.
49. Yu, W. WACCM6 projections of polar mesospheric cloud abundance over the 21st century [Текст] / W. Yu [и др.] // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2023. - Вып. 128.
50. Yue, J. Increasing Water Vapor in the Stratosphere and Mesosphere After 2002 [Текст] / J. Yue [и др.] // *Geophysical Research Letters*, 2019. - Вып. 46. - С. 452-460.
51. Zabolotskikh, E.V. New possibilities for geophysical parameter retrievals opened by GCOM-W1 AMSR2 [Текст] / E. V. Zabolotskikh [и др.] // *IEEE Journal*

of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, 2015. - Вып. 9. - С. 4248-4261.

52. NASA Worldview application, part of the NASA Earth Science Data and Information System (ESDIS) [Электронный ресурс]: <https://worldview.earthdata.nasa.gov>. (Дата обращения – 22.05.2025.)