МИНОБРНАУКИ РОССИИ
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«САРАТОВСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ Н.Г. ЧЕРНЫШЕВСКОГО»

Кафедра метеорологии и климатологии

Изменчивость метеорологических параметров на уровне тропопаузы в Арктике

МАГИСТЕРСКАЯ РАБОТА

студентки 2 курса 215 группы

направления 05.04.05 Прикладная гидрометеорология

географического факультета

Магеррамовой Светланы Алексеевны

Научный руководитель

зав. кафедрой, к.г.н., доцент _____ М.Ю. Червяков

Зав. кафедрой

к.г.н., доцент _____ М.Ю. Червяков

Саратов 2021

СОДЕРЖАНИЕ

л

Введение 3

1 Изменчивость климата в Арктике 5

1.1 Методы мониторинга за изменением климата в Арктике

1.1.1 Специализированная сеть наблюдений 11

1.1.2 Радиозондирование атмосферы 13

1.1.3 Спутниковое зондирования 17

1.2 Изменчивость температурного режима атмосферы в Арктике 18

Условия распространения температуры в свободной атмосфере

2 Изменчивость температурного режима тропосферы в Арктике 22

2.1 Взаимосвязь метеовеличин и высоты тропопаузы

2.2 Изменение характеристик тропопаузы в летний период 2012-2018 гг. на примере станции Greenland Environmental Observatory at Summit (GEOSummit) 32

2.3 Годовая изменчивость характеристик тропопаузы на станциях Черский и GEOSummit в 2012 – 2014 гг. 37

3 Озон в атмосфере 41

3.1 Климатическая роль стратосферного озона

3.2 Мониторинг общего содержания озона (ОСО) 44

4 Тропопауза и общее содержание озона 47

4.1 Годовая изменчивость ОСО на станциях Черский и GEOSummit в 2012-2014 гг.

4.2 Взаимосвязь высоты тропопаузы и ОСО на станциях GEOSummit, Черский, Нарьян-Мар в летний период 2012-2018 гг. 50

Заключение 53

Список использованных источников 54

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия во многих странах изменение климата стало одной из главных тем для исследования. Весомой причиной для этого послужил глобальный характер изменений и их последствий для экономической и социальной жизни человека. Климатические изменения проявляются не только в приземном слое, но и на высоте тропопаузы, разделяющей тропосферу и стратосферу.

Изменение характеристик тропопаузы косвенно зависит от потоков тепла в тропосфере и нижней стратосфере, а также от условий динамических и радиационных связей между ними [1-4].

Информация об изменении структуры тропопаузы имеет большое значение в условиях меняющегося климата, в особенности для арктического региона. Динамика высоты тропопаузы и колебания температуры на ее уровне могут служить критериями изменчивости земной климатической системы [5]. Полярные зоны являются самыми явными показателями таких изменений.

Наибольший объем информации о поведении климата может быть получен в ходе анализа долговременных рядов данных аэрологических измерений. Радиозондирование является основным средством для получения информации о состоянии тропосферы.

Изучение тропопаузы является актуальным во многих отношениях, информация о динамической, химической и радиационной связи между стратосферой и тропосферой представляют огромную важность, так как даже слабые изменения составляющих могут привести к существенным изменениям в глобальном климате. Такой обмен влияет на содержание стратосферного озона, тропосферное загрязнение и глобальное потепление.

Поскольку тропопауза играет ключевую роль в обмене между тропосферой и стратосферой, необходимы точные знания ее пространственно-временной структуре.

В настоящее время также актуально исследование тропосферного озона. Озон играет ключевую роль в химических и фотохимических процессах в тропосфере, и истощение озонового слоя вызывает существенные изменения в радиационном балансе земной атмосферы. Исследование взаимосвязи динамики тропопаузы и ОСО может служить критерием изменчивости регионального климата.

Целью магистерской работы является исследование метеорологических параметров тропопаузы и их связь с пространственно-временной изменчивостью тропосферного озона.

Для достижения этой цели были поставлены и решены следующие задачи:

1) построить графики временного хода метеорологических величин и оценить изменение высоты арктической тропопаузы на фоне меняющегося климата;
2) выявить изменчивость температурного режима на высоте тропопаузы для станции Greenland Environmental Observatory at Summit (GEOSummit), «Черский» и «Нарьян-Мар»
3) изучить процессы деформации тропопаузы в связи с изменениями общего содержания озона;
4) рассчитать параметры долговременных изменений отношения смеси озона в тропосфере, и рассмотреть их связи с и изменениями других метеорологических параметров.

1 Изменчивость климата в Арктике

1.1 Методы мониторинга за изменением климата в Арктике

Климат Земли менялся на протяжении всей истории. Всего за последние 650 000 лет было семь циклов ледникового прогресса и отступления, и в конце последнего Ледникового периода около 7000 лет назад наступило начало эры современного климата – и человеческой цивилизации. Большая часть этих изменений климата связана с очень небольшими изменениями на орбите земли, которые меняют количество солнечной энергии, которую получает наша планета.

В середине XIX века был продемонстрирован характер улавливания углекислого газа и других газов. Их способности влиять на передачу энергии инфракрасного излучения через атмосферу является научной основой многих инструментальных наблюдений НАСА. Нет никаких сомнений в том, что повышение уровня парниковых газов должно привести к тому, что Земля согреется в ответ [2].

Международное научное сообщество пришло к согласию в том, что большая часть наблюдаемого потепления за последние 50 лет обусловлена деятельностью человека.

Арктические регионы характеризуются самыми сильными и быстрыми климатическими изменениями. Скорость потепления в Арктике в последние десятилетия существенно больше глобальной и полушарной скорости [1-3].

Существуют региональные отклонения из-за преобладающего переноса в атмосфере и океанических течений. Одни районы демонстрируют более сильное потепление, чем другие, а в некоторых районах даже наблюдается небольшое похолодание, но в целом прослеживается четкий тренд потепления. Таким образом, по данным Гидрометцентра России [6], в 2011 г. Среднегодовая температура в Арктике достигла абсолютного максимума (за период с 1891 г.). Наблюдения подтверждают, что количество осадков на

всей территории выросло приблизительно на 8% за 100 лет. Хотя выпадающие осадки распределены неравномерно и редкая пространственная сеть измерений в регионе, неточность измерений количества осадков в условиях Арктики ухудшают достоверность полученных данных.

Помимо этого также наблюдаются изменения характеристик осадков. Наибольшее количество осадков выпадает в виде дождя главным образом, зимой. Это приводит к более быстрому таянию снега и, как следствие, наводнения в некоторых регионах.

Отмеченное арктическое усиление, характеризующее степень более резких изменений климата в высоких широтах по сравнению с более низкими, связано с влиянием ряда факторов [7].

Особое влияние оказывает годовое количество энергии, приходящей от солнца, является наибольшей около экватора и наименьшей вблизи полюсов. Затем, из-за того, что значительная часть территории Арктики покрыта снегом или льдом, часть приходящей солнечной радиации, отражаемой в космос, здесь более значительна по сравнению с низкими широтами. В Северном полушарии основной вклад в океаническую часть переноса тепла атмосферой и океаном от тропиков к полюсам вносит Атлантический океан. Процессы, происходящие в Арктике, обладают потенциальной возможностью оказывать значительные воздействия на интенсивность циркуляции Атлантического океана. При отсутствии переноса тропики нагревались бы сильнее, а полярные регионы были бы холоднее, чем в настоящее время.

Существует три основных механизма, называемые обратными связями, с помощью которых процессы, происходящие в Арктике, вызывающие дополнительные изменения глобального климата. Первая обратная связь является отражательной способностью поверхности. Второй обратной связью является изменение циркуляционных систем океана. Третья обратная связь это изменение процесса обмена парниковыми газами между атмосферой и арктическими почвами и осадочными породами, которые, вероятно, будут

затронуты при потеплении воздуха и воды. Потепление приводит к увеличению количества высвобождаемого газа и может создать положительную обратную связь, при которой более сильное потепление будет приводить к дополнительному высвобождению парниковых газов, что вызовет ещё большее потепление и т.д.

Таким образом, то, что может произойти в Арктике, будет иметь последствия во всем мире [3].

Результаты мониторинга настоящего времени, исследований и моделирования с высокой степенью достоверности указывают на то, что в криосфере Арктики происходят значительные изменения, которые продолжатся в будущем. Некоторые изменения совпадают с прогнозами, но всё равно остается значительная доля неопределенности, особенно в отношении времени изменений в будущем и влияния взаимодействия (ответных реакций) между компонентами криосферы и климатической системы. Для снижения неопределенности будущих оценок необходимы более надежные сети наблюдений. Измерения со спутников и летательных аппаратов повысили возможности наблюдения за некоторыми элементами криосферы Арктики, такими как распространение морского льда и снежный покров. Мониторинг других ключевых элементов криосферы, в частности, толщины морского льда, высоты снежного покрова, вечной мерзлоты и ледников, требует наблюдений с помощью наземного оборудования [4].

Многие наземные гидрометрические сети по наблюдению за снежным покровом, пресноводным льдом и осадками были сокращены или полностью потеряны, а объекты по наблюдению за морским, материковым льдом и физическими свойствами снега расположены на больших расстояниях друг от друга. Наблюдательные сети должны быть расширены для получения надежных данных о криосфере, которые необходимы для мониторинга, усовершенствования моделей и оценки качества спутниковых наблюдений [6].

В настоящее время в мире разработано и функционирует немало различных систем мониторинга морской обстановки локального и глобального масштаба. Основной задачей таких систем является сбор информации от первичных источников-сенсоров, этим занимаются иностранные центры ситуационного мониторинга в Арктике MarineTraffic и ShipFinder. Полезно иметь оперативную обстановку по судам, находящимся на маршрутах Северного морского пути. Есть локальные «пятна» информации в Белом море, получаемые от ведомственных источников.

В последнее время активно развиваются космические автоматические информационные системы, но они также не обеспечивают непрерывное круглосуточное наблюдение за надводной обстановкой. Проблема освещения обстановки в Арктике не может быть решена быстро. Суровые условия Арктики оказывают существенное влияние на технические и организационные аспекты построения таких систем. Выбор технических средств является традиционным: это АИС, береговые РЛС, космические системы и гидроакустические средства наблюдения.

Автоматические идентификационные системы это чрезвычайно эффективное и дешевое средство мониторинга морских судов водоизмещением свыше 500 тонн. Но в условиях Арктики возникают серьезные ограничения использования таких систем. Прежде всего, это обязательное наличие непрерывного источника питания и устойчивой системы связи — сотовой, космической. При этом переменная дальность приема данных от судов составляет от десятков до сотен километров и зависит от конкретного региона, сезона и ряда других факторов. Возможности такой системы в Арктике до настоящего времени не оценивались. Общая зона мониторинга огромна. Поэтому предусматривается ее построение по смешанному зонально-объектовому принципу.

Мониторинг метеорологических параметров и ледовой обстановки организуется в определенных зонах с использованием сети метеорологических станций, спутниковых систем. Дополнительное

оборудование метеорологических и радионавигационных станций, примыкающих к Северному морскому пути, автоматическими идентификационными системами (АИС) создаст постоянно действующий комплекс мониторинга гражданского судоходства в регионе. Эти данные могут быть использованы для идентификации объектов, обнаруженных и сопровождаемых развертываемой гидроакустической системой. Существует возможность ретрансляции данных АИС с судов при наличии устойчивой связи.

Эффективность работы типовых береговых и корабельных радиолокационных систем (РЛС) обнаружения в условиях Арктического региона снижается из-за таких факторов, как наличие возмущенной ионосферы (полярные сияния); преломление волн ледниковыми шапками, что искажает приемный сигнал и приводит к неправильной классификации обнаруживаемого объекта; аномально низкая температура. Для развития эффективной системы радиолокационного наблюдения в Арктике необходима разработка новых, перспективных корабельных и береговых РЛС. Которые должны учитывать особенности среды распространения, а также оснащение береговых наблюдательных пунктов РЛС, имеющих дальность действия не менее 300–500 км для объектов с большой эффективной площадью рассеяния (ЭПР) и не менее 100–200 км для объектов с малой ЭПР.

К объектам гидроакустического мониторинга относятся надводные объекты. Это корабли и суда, осуществляющие движение по Северному морскому пути, гидрографические суда, военные и пограничные корабли, а также корабли и суда, осуществляющие разведывательную деятельность в регионе.

Средства мониторинга, реализующие согласованную со средой обработку гидроакустической информации, способны не только обеспечить формирование более развитого в пространстве акустического поля, но и локализовать объект наблюдения в координатах «пеленг — дистанция —

глубина». Более развитое акустическое поле формируется за счет реализации метода «мнимых изображений», обеспечивающего фокусирование в волноводе антенны с апертурой, увеличенной за счет «мнимых» приемных антенн. Голографический метод восстановления поля в пространстве волновода, основанный на численном решении волнового уравнения, является наиболее перспективным для решения задачи локализации источника ввиду обеспечения потенциально идеального восстановления за счет обратной пространственно-временной фильтрации принятого в виде голограммы акустического поля.

Возможности работы космических систем обнаружения в Арктике сильно ограничены, так как большая часть спутниковых систем ориентирована на съемку в умеренных широтах. К специализированным системам можно отнести такие системы, как Интегрированная система наблюдения за Арктикой SIAEOS (Svalbard Integrated Arctic Earth Observing System), которая в настоящее время находится в стадии разработки, и Арктическая региональная система наблюдения AROOS (Arctic Regional Ocean Observing System), находящаяся в эксплуатации с 2006 года. Основное предназначение AROOS — создание арктической системы наблюдения за Землей, которая охватывает метеорологические, геофизические, гидрологические, криосферные и биологические процессы.

Спутниковые наблюдения Земли используются как всеобъемлющая методика для развития наук о Земле. Осуществляется общая каталогизация и доступ ко всем данным дистанционного зондирования (ДДЗ).

Система SIAEOS предназначена для содействия, развития и поддержки оперативного мониторинга и прогнозирования циркуляции океана, водных масс, состояния поверхности океана, морского льда и биологических/химических компонентов океана. С ее помощью составляются карты концентраций льда в Арктике; глобальные ледовые карты концентрации, плотности и типа морского льда; региональные ледовые карты; ледовые карты для Гренландии и Арктики. Просчитывается и

анализируется общая суточная площадь морского льда в Арктике; глобальная и региональная концентрация льда; толщина льда; глобальный ледовый дрейф [8].

1.1.1 Специализированная сеть наблюдений

INTERACT-международная сеть наземных исследований и мониторинга в Арктике. INTERACT-это инфраструктурный проект под эгидой SCANNET (SCANNET), циркум – Арктическая сеть из 77 наземных полевых баз в Северной Европе, России, США, Канаде, Гренландии, Исландии, Фарерских островов и Шотландии, а также станций в северных альпийских районах (в соответствии с рисунком 1). Основная цель INTERACT заключается в создании потенциала для выявления, понимания, прогнозирование и реагирование на различные изменения в широких экологических и землепользовательных зонах Арктики и горных районах Северного полушария. Это необходимо потому, что Арктика настолько обширна и настолько малонаселенна, что возможности наблюдения за окружающей средой ограничены по сравнению с большинством других широт.

INTERACT специально стремится создать потенциал для исследований и мониторинга в европейской Арктике и за ее пределами, и предлагает доступ к многочисленным исследовательским станциям через программу транснационального доступа. Это достигается путем обмена знаниями и содействия развитию современных средств и услуг для приезжающих ученых и других заинтересованных сторон со всего земного шара[9].

Станции, входящие в INTERACT, охватывают множество экологических сред обитания, градиенты и экологические пороги и таким образом обеспечивают уникальную платформу для изучения функционирование экосистем и последствия изменения климата. Сеть одобрена международным Арктическим научным комитетом (IASC). Арктическая программа мониторинга и оценки (AMAP), Циркумполярная программа мониторинга биоразнообразия (CBMP), устойчивые сети

арктических наблюдений (SAON), форум операторов арктических исследований (FARO), международное исследование арктических изменения (ISAC) и Всемирный фонд дикой природы (WWF) и соглашения о сотрудничестве были подписаны со многими другими международными организациями и сетями.

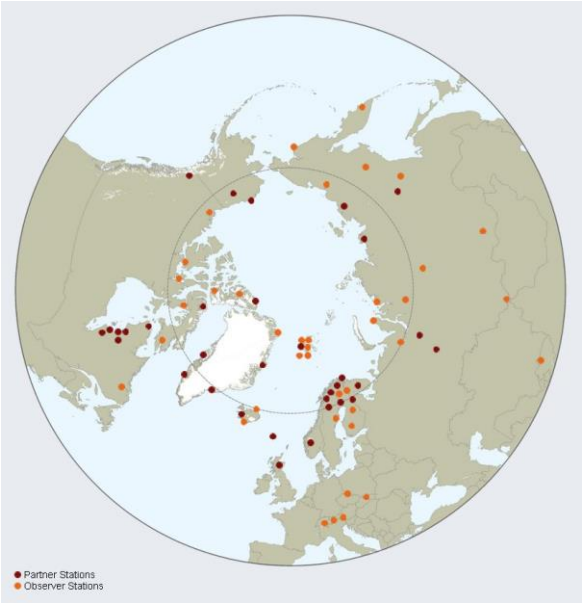


Рисунок 1 – Расположение станций, входящих в INTERACT [9]

Большинство ландшафтных и экосистемных функций и процессов так или иначе связанны с климатом. Единственный способ предоставить климатические данные из конкретной области – это использование климатической станции на более длительный срок.

Климатическая станция, входящая в сеть INTERACT должна иметь по крайней мере следующие датчики на высоте 2 м над поверхностью земли: а высотах.

Рекомендуется дублировать датчики хотя бы температуры воздуха, влажности воздуха, скорости и направления ветра, чтобы уменьшить вероятность отсутствия данных из-за отказа датчика.

Рекомендуется проводить дополнительные измерения на высоте 2 м над поверхностью с измерениями по крайней мере температуры воздуха, влажности воздуха, скорости ветра и направлении на большей высоте (7,5 или 10 м над местностью) [9].

1.1.2 Радиозондирование атмосферы

При изучении свободной атмосферы применяют различные методы и приборы. Наряду с непосредственными измерениями исследования физических свойств высоких слоев атмосферы производятся путем наблюдений над оптическими явлениями (яркостью сумеречного неба, метеорами, полярными сияниями), распространением звуковых волн и радиоволн.

Наиболее распространенные систематические аэрологические измерения имеют целью определение важнейших физических характеристик свободной атмосферы в разных географических пунктах. Этими характеристиками являются прежде всего основные метеорологические элементы: ветер, давление, температура и влажность воздуха, высота облаков. Измерение их, так же как и других физических характеристик свободной атмосферы, оказывается более сложным по сравнению с подобными измерениями у земной поверхности [10-11].

Разнообразие по физической природе, по пространственным и временным масштабам явлений и процессов в атмосфере определяет разнообразие измерительных средств, используемых для получения первичной метеорологической информации.

При исследовании атмосферы применяются аэрологические методы, основанные на применении первичных измерительных преобразователей, доставляемых непосредственно в ту точку пространства, где необходимо проводить измерения. Аэрологические методы относят к контактному методу измерений, то есть таких измерений, при которых датчик находится в непосредственном контакте с исследуемой средой.

Методы аэрологических исследований различаются по объекту изучения и по применяемым для этого средствам.

Основными и наиболее употребительными для исследования свободной атмосферы являются методы, в которых измерения производятся с помощью приборов, поднимаемых на летательных аппаратах тяжелее или легче воздуха (аэростатах и самолетах). При этом некоторые приборы (метеорографы) при полете автоматически регистрируют изменение метеорологических элементов с высотой. Наряду с этим применяют методы, в которых результаты измерений поднимающихся приборов регистрируются наблюдателем или специальным устройством, находящимся у земли. Таковы:

а) метод шаропилотных наблюдений, когда положение шара-пилота при его полете определяется с помощью теодолитов, и метод радиоветровых наблюдений, когда наблюдения над шаром проводятся с помощью радиолокатора или радиотеодолита;

б) метод радиозондов, когда результаты измерений давления, температуры и влажности воздуха передаются прибором по радио и регистрируются у земли специальными радиоприемными устройствами.

В повседневной практике аэрологических измерений наибольшее применение находят именно эти последние методы с регистрацией результатов измерений у земли [12].

В настоящее время исследование воздушных течений в свободной атмосфере производится главным образом методами шаропилотных, радиопилотных и радиотеодолитных наблюдений. Для измерения давления, температуры и влажности на различных высотах применяют преимущественно радиозонд, поднимаемый на шаре, наполненном водородом, а также метеорограф, поднимаемый на самолете. Радиозондовые измерения обычно проводятся совместно с радиоветровыми наблюдениями [13].

Границы облачных слоев исследуются посредством шарпилотных наблюдений, радиоветровых зондирований, с помощью прожекторов, а также при зондированиях на аэростатах и самолетах.

Изучение микроструктуры облаков, турбулентности атмосферы и обледенения производится на специально оборудованных самолетах. При изучении облаков и осадков все шире находят применение методы радиолокационного зондирования атмосферы [14].

Радиозонд – прибор для измерения метеорологических величин в свободной атмосфере и одновременной их передачи с помощью радиосигналов. Приемники метеорологических величин (давления, температуры, влажности) управляют в радиозонде сигналами легкого коротковолнового передатчика. Прибор прикрепляется к выпущенной в свободный полет оболочке, наполненной водородом. Под термином радиозонд часто подразумевается вся эта система. При подъеме радиозонда автоматически посылает сигналы, соответствующие показаниям прибора. Радио сигналы принимаются в месте выпуска; расшифровав их, получают значения метеорологических величин на раз личных высотах во время подъема. Дальность действия радиозонда около 200 км, что соответствует 1,5–2 ч работы. В настоящее время радиозонды достигают высот 25–30 км [15].

Метод радиозондирования является наиболее удобным по сравнению с другими методами зондирования атмосферы. При использовании радиозонда результаты измерений становятся известными (принимаются по радио в пункте выпуска радиозонда) уже во время подъема прибора.

Независимость получения данных от возвращения приборов дает возможность производить подъемы радиозондов в полярных районах, над морями и океанами (с кораблей и на остовах), в пустынях и т. д. Это обеспечивает регулярные исследования свободной атмосферы в таких районах до высот, не доступных другим видам зондирования. Кроме того, радиозонды применимы в любых условиях погоды.

С помощью радиозондирования определяется не только давление, температура и влажность, но и измерения ветра в любой момент времени с помощью радиопеленгационной и радиолокационной установки, а при прямой видимости радиозонда посредством теодолитных наблюдений. Помимо всего, дополнительные приспособления помогают определить высоту нижней и верхней границ облачных слоев, обледенения, вертикальных движений и пр.

Таким образом, с помощью радиозонда можно осуществить ряд важнейших аэрологических измерений. На рисунке 2 представлена карта расположения аэрологических станций, где ведутся наблюдения за состоянием атмосферы.

Рисунок 2 - Наземная сеть станций радиозондирования [16]

Метод радиозондирования состоит в том, что к выпущенному в свободный полет шару, наполненному водородом, подвешивается радиозонд, в котором приемники метеорологических элементов управляют сигналами легкого радиопередатчика. При подъеме радиозонд посылает сигналы,

соответствующие показаниям прибора. После принятия и расшифровки получают значения метеорологических элементов на различных высотах.

Радиозонды также возможно устанавливать на самолетах, аэростатах и других летательных аппаратах. Существуют радиозонды, которые сбрасываются с самолета и они производят зондирование сверху вниз. Радиозонд, кроме приемников метеорологических элементов, имеет кодирующее устройство, преобразующее устройство, преобразующее показания приемников в радиосигналы, и радиоблок.

Прием сигналов радиозондов происходит с помощью радиоприемников или радиолокационной аппаратуры. Преимущество такой регистрации заключается в большей объективности фиксации получаемых сигналов, в наиболее подробном освещении структуры атмосферы (запись в виде метеорограммы), а также в быстроте и удобстве обработки [12].

1.1.3 Спутниковое зондирование

В метеорологии космические методы начали применять раньше, чем в других направлениях изучения Земли. До 1970-х гг. космические снимки получали именно в целях изучения атмосферы и метеорологических процессов, и съемка велась предназначенными для этого метеорологическими спутниками. Они впервые в истории науки дали глобальную картину облачного покрова и наглядно отразили атмосферную циркуляцию, проявленную в структуре облачности. Радиационные измерения со спутников поставляют обширные экспериментальные данные по тепловому балансу Земли. Спутниковые системы изучения глобальных изменений, например EOSAM, ведут наблюдения за водяным паром, аэрозолями в атмосфере, температурой на верхней границе облаков, состоянием озонового слоя и другими параметрами, имеющими экологическое значение. В дополнение к этому спутники выполняют оперативный сбор однородных метеоданных для всей Земли с помощью системы автоматических метеостанций. Поэтому появление метеоспутников

радикально расширило возможности развития глобальной и региональной климатологии.

Исследование вертикальных профилей атмосферы. К важным достижениям космического дистанционного зондирования относится оперативное определение вертикальных профилей атмосферы (температура, влажность и др.). Для исследования поля вертикальных профилей атмосферы на спутниках серии NOAA установлена аппаратура TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder). Радиометр TOVS представляет собой комплекс из трех независимых систем, данные которых могут быть использованы для восстановления вертикальных профилей температуры, влажности воздуха, поля ветра, концентрации озона и других параметров. Результаты спутниковых исследований вертикальных профилей атмосферы представляют значительный интерес для метеорологии и авиации. Данная информация необходима при построении численных моделей погоды, контроля многолетних глобальных температурных изменений, при изучении взаимосвязи климата с параметрами атмосферы, уточнении численных моделей атмосферы.

1.2 Изменчивость температурного режима атмосферы в Арктике. Условия распределения температуры в свободной атмосфере

Годовой ход температуры на высотах в различных широтных зонах, над океаном и сушей в общих чертах аналогичен годовому ходу температуры у поверхности земли. Наименьшие разности температур между зимними и летними месяцами наблюдаются в низких широтах, наибольшие — в средних и высоких широтах. Кроме того, на одной и той же широте наименьшие разности отмечаются над океанами, наибольшие — над удаленными от океанов участками суши.

Распределение температуры по высоте в различных районах Земли особенности имеет некоторые особенности, например, так как в стратосфере

температура воздуха формируется главным образом под влиянием лучистого теплообмена, она имеет ярко выраженный сезонный ход. Кроме того, вдоль параллелей в течение того или иного сезона температура приблизительно одинакова [16].

Общее представление о распределении температуры по высоте в тропосфере, стратосфере и мезосфере дает вертикальный разрез атмосферы между экватором и полюсами. В северном полушарии зима, в южном — лето. При проведении изотермам легко определить, что наиболее высокие температуры наблюдаются в южном полушарии, а наиболее низкие — в высоких широтах северного полушария.

В высоких широтах северного и южного полушарий тропопауза располагается в среднем на уровне 9—12 км, а между экватором и 30° с. ш. и ю. ш. она находится на уровне 16— 18 км.

Так как в тропосфере температура с высотой понижается, а в нижней стратосфере внетропической зоны распределение температуры по высоте близко к изотермии, то в низких широтах температура на уровне тропопаузы достигает -80°С, а в средних широтах -50 – -60°С. Таким образом, в верхней тропосфере наиболее низкие температуры наблюдаются не над полюсами и тем более над средними широтами, а над зоной между экватором и тропиками северного и южного полушарий.

На высотах 30—35 км зимой температура достигает -73, -76°С, а летом -30, -35°С. Далее температура с высотой повсеместно возрастает до уровня 50—60 км, где летом положительные значения превышают 10 — 15°С, а зимой температура падает до 0, -10°С. Выше вновь начинается убывание температуры с высотой, и на уровне 80 — 85 км зимой температура достигает -40, -70°С, а летом -70, -90°С. Выше уровня мезопаузы, в термосфере, происходит непрерывное повышение температуры с высотой.

Таков, по современным данным, сезонный режим температуры на высотах. Подобное распределение температуры в тропосфере, стратосфере и мезосфере вызвано различными причинами.

Актинометрические наблюдения показывают, что величина эффективного излучения, т. е. разности нисходящего и восходящего потоков теплового излучения, с высотой изменяется как в тропосфере, так и в стратосфере. При этом в тропосфере происходит возрастание, а в стратосфере — убывание ее с высотой, что указывает на уменьшение с высотой радиационного нагревания в тропосфере и увеличение этого нагревания в стратосфере. При таком радиационном режиме между нижней тропосферой и верхней стратосферой, т. Е. вблизи тропопаузы, должен существовать слой, в котором выполняются условия лучистого равновесия.

В стратосфере солнечная радиация поглощается озоном и водяным паром, а длинноволновая радиация — озоном, водяным паром и двуокисью углерода CO_2. Как показали расчеты, поглощение и излучение длинноволновой радиации водяным паром и CO_2 отрицательны. Вызванное этим радиационное охлаждение стратосферы лишь в небольшой мере компенсируется поглощением длинноволновой радиации озоном. Поэтому суммарный длинноволновый радиационный баланс стратосферы отрицателен.

Ультрафиолетовая радиация Солнца, поглощаемая озоном, и инфракрасная тепловая радиация, поглощаемая водяным паром, компенсируют длинноволновое излучение. Основная роль в формировании поля температуры принадлежит озону, который поглощает тепла в четыре раза больше, чем водяной пар.

Таким образом, тепловой режим стратосферы и мезосферы определяется главным образом солнечной радиацией и прежде всего способностью озона поглощать и излучать ультрафиолетовую радиацию Солнца.

Значения годовых колебаний температуры наибольшие в высоких широтах обоих полушарий, а в низких и даже средних широтах они незначительны. Такое распределение годовых амплитуд температуры объясняется тем, что воздух в районе полюсов в течение одной половины

года находится в условиях полярной ночи, а в другую половину года он освещен солнечными лучами. К тому же зимой над полюсом неосвещенность воздуха распространяется до 560 км, а над 80° широты — до 170 км и более.

В холодную половину года в высоких широтах обоих полушарий вследствие излучения озона воздух в верхней стратосфере охлаждается. Наилучшие условия для охлаждения воздуха в Арктике и Антарктике существуют в середине зимы. В ноябре и феврале в Арктике и в октябре и августе в Антарктике условия освещенности не содействуют интенсивному охлаждению воздуха в стратосфере. Поэтому наиболее низкие температуры в стратосфере в среднем наблюдаются в декабре и первой половине января в Арктике и в июне и первой половине июля — в Антарктике.

В теплую половину года в высоких широтах солнце не заходит за горизонт и поглощение солнечной радиации озоном происходит непрерывно. Это приводит к нагреванию воздуха в стратосфере до -30, -35°С, чем и определяются большие разности между температурами июля и января в высоких широтах Земли.

Незначительные междусезонные колебания температуры в низких широтах обусловлены малым изменением содержания озона и интенсивности солнечной радиации в течение года.

Хотя сезонные колебания температуры в стратосфере согласуются с радиационными условиями, однако зимой, в период полярной ночи, в стратосфере иногда наблюдаются резкие повышения температуры в центральных районах Арктики [17].

2 Изменчивость температурного режима тропосферы в Арктике

2.1 Взаимосвязь метеовеличин и высоты тропопаузы

Тропопауза – переходный слой между тропосферой и стратосферой, нижний уровень которого соответствует убыванию вертикального градиента температуры до 0,2 °С / 100 м или менее, который остается таким, по крайней мере, в вышележащем слое 2 км. В некоторых случаях наблюдается вторая или даже третья тропопаузы, которые определяются как уровень с теми же признаками, отделенный от нижележащей тропопаузы слоем с градиентом не менее 0,3°/100 м и толщиной не менее 1 км [18].

Изменение характеристик тропопаузы косвенно зависит от потоков тепла в тропосфере и нижней стратосфере, а также от условий динамических и радиационных связей между ними [19–20]. Информация об изменении структуры тропопаузы имеет большое значение в условиях меняющегося климата, в особенности для арктического региона. Динамика высоты тропопаузы и колебания температуры на ее уровне могут служить критериями изменчивости земной климатической системы [21].

Для передачи аэрологических сообщений (телеграмм) в настоящее время на территории России используется специальный код КН-04. Он имеет кодовую форму, подразделяющуюся на четыре части – A, B, C, D и десять разделов. В частях A и C сообщаются данные на стандартных изобарических поверхностях, в частях B и D – данные на уровнях особых точек в профилях температуры, влажности и ветра [22–25]. При этом части A и B должны содержать данные до уровня 100 гПа включительно, а части C и D – выше этого уровня.

Результаты аэрологических наблюдений за разные периоды времени находятся в пополняющихся архивах КАРДС и «Аэростаб», а также в массиве «Аэростас», который является продолжением последнего и создается по автоматизированной технологии на основе данных, поступающих по

каналам связи из Глобальной системы телесвязи гидрометеорологических служб. Оба массива вместе включают данные радиозондирования с 1978 г. По настоящее время для российских станций и с 1984 по настоящее время – для зарубежных. Массивы организованы в виде файлов, содержанием которых являются срочные аэрологические данные по всем станциям земного шара за один месяц. В процессе создания архивных файлов аэрологические данные проходят процедуру комплексного контроля качества [26, 27].

Для расчета значений метеорологических параметров использовались данные из архива результатов двухразового радиозондирования (http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html) для трех станций: Greenland Environmental Observatory at Summit (GEOSummit), «Черский» и «Нарьян-Мар» (рисунок 3) за период с 2012 по 2018 гг. Архив размещен на интернет-портале Университета Вайоминга, США, вся представленная информация находится в свободном доступе [28].

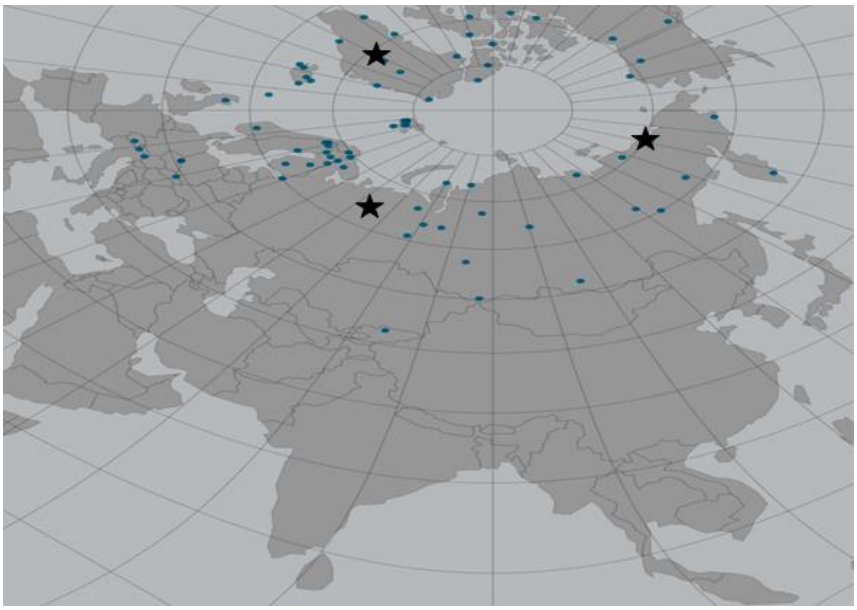


Рисунок 3 – Расположение станций Greenland Environmental Observatory at Summit (GEOSummit), «Черский», «Нарьян-Мар» (составлено автором)

Архив Университета Вайоминга удобен еще и тем, что вся представленная информация доступна для любого пользователя и не требует дополнительной регистрации или навыков работы со сложными программными комплексами и нестандартными форматами хранения информации. Результаты аэрологического зондирования представлены как в табличной форме (распределение метеорологических параметров по высоте), так и в виде комплектов телеграмм, сформированных по правилам кода КН-04. База данных в виде аэрологических телеграмм позволила существенно облегчить процесс поиска и выявления нижнего уровня тропопаузы, так как информация о ней закодирована отдельным блоком и легко расшифровывается.

Возможность визуализировать график изменения температуры с высотой позволила оперативно оценить наличие тропопаузы с экстремальными или сомнительными значениями как высоты ее нижней границы, так и значений температуры на ее уровне.

Для получения профиля вертикального распределения температуры и влажности в Гренландии использовались стандартные радиозонды Vaisala, а на станциях «Нарьян-Мар» и «Черский» – радиозонды типа МРЗ (рисунок 4).

Датчик температуры радиозонда Vaisala обладает повышенной стабильностью. Небольшой размер датчика уменьшает ошибки вследствие солнечного излучения и гарантирует быстрый отклик. Датчик температуры также обеспечивает эффективную защиту от охлаждения испарением – феномена, иногда возникающего при выходе радиозонда из верхней границы облака. Перед запуском автоматическое восстановление свойств датчика влажности эффективно удаляет химические загрязнения и обеспечивает исключительную точность измерения влажности. Встроенный датчик температуры используется для компенсации влияния солнечного излучения в реальном времени, что дает в результате высокую точность измерений.

Рисунок 4 – Радиозонд типа МРЗ [29] и Vaisala RS92-D [30]

Исходя из этого, на базе данных радиозондирования Университета Вайоминга было проведено исследование изменчивости высоты нижней границы тропопаузы и температуры воздуха на этом уровне для трех станций с различными климатическими условиями арктического региона: «Greenland Environmental Observatory at Summit (GEOSummit)», аэрологических станций «Черский» и «Нарьян-Мар». В таблице 1 приведен список рассматриваемых станций, их международные индексы, географические координаты станции, а также высота над уровнем моря.

Таблица 1 – Аэрологические станции, используемые для анализа тропопаузы (составлено автором)

Индекс станции	Название станции	Широта, град	Долгота, град	Высота над у.м., м
23205	Нарьян-Мар	67.63 с.ш	53.03 в.д.	12
25123	Черский	68.75 с.ш.	161.28 в.д.	28
04417	GEOSummit, Гренландия	72.57 с.ш.	38.45 з.д.	3255

В ходе работы было проанализировано 3785 подъемов радиозондов, оценивались вертикальные профили температуры как в ночное (срок 00), так

и дневное (срок 12) время. В некоторые сроки данных не было в связи с отсутствием наблюдений либо ограничены малой высотой подъема радиозонда. При построении графиков временных вариаций характеристик тропопаузы для дней, когда данные отсутствовали, применялась временная интерполяция.

Информация комплектовалась для каждого дня месяца, срока наблюдения и включала высоту и температуру на уровне тропопаузы. На основе сформированного массива данных были исследованы временные вариации высоты тропопаузы и температуры для каждой станции.

На рисунке 5 в качестве примера представлены графики изменения этих характеристик в летний период 2012 года для станций «GEOSummit» , «Нарьян-Мар» и «Черский» (рисунок 5), а в таблице 2-3 представлены значения максимальных, минимальных и средних значений высот нижней границы тропопаузы и температур для всех летних периодов 2012-2018 гг.

Таблица 2 – Высота тропопаузы в летний период 2012-2018 гг. (составлено автором)

Высота, м		Годы						
		2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018
GEOSummit	максимальная	13317	11370	11725	12062	11630	12093	11817
	минимальная	7076	6385	6803	7701	7964	6987	6514
	средняя	10382	9747	10153	10040	10294	10125	9821
Черский	максимальная	13612	11882	13710	11865	15666	12146	12489
	минимальная	5618	7537	5573	6676	7419	6486	6311
	средняя	10025	10757	11197	10399	10430	9951	10437
Нарьян-Мар	максимальная	12430	12429	13447	12390	12915	12821	12498
	минимальная	8061	7039	8349	7274	7361	6655	6918
	средняя	10415	10619	10597	9968	10687	10768	10654

Согласно рисунку 5 и таблице 2 видно, что высота тропопаузы испытывает большие колебания в зависимости от расположения станции, конкретного года и дня месяца.

Для станции «GEOSummit», которая располагается в Гренландии, максимальные высоты отмечались в разные месяцы и колебались в пределах 11,3-13,3 км.

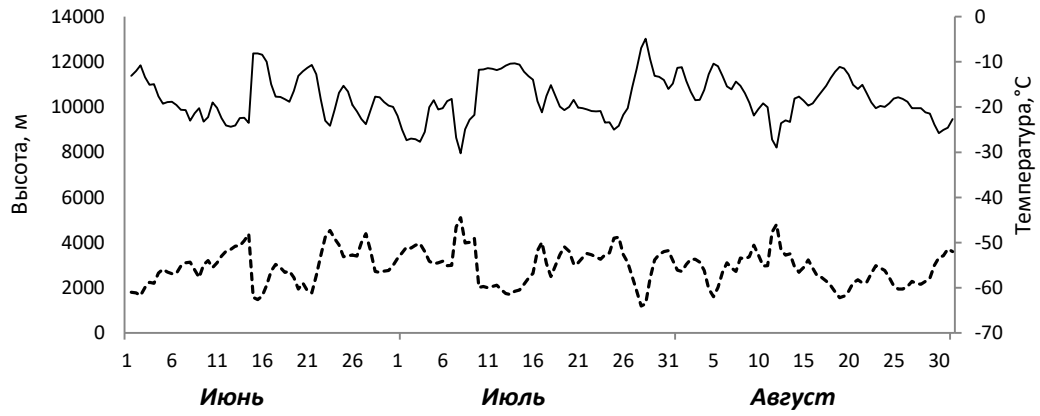
Наиболее высокая тропопауза наблюдалась в июле 2012 года и составила 13317 м с температурой -66,5°С. Минимальные высоты тропопауз для данной станции варьировали в пределах 6,3-7,9 км, а самая низкая тропопауза была зафиксирована в августе 2013 года на высоте 6385 м с температурой -42,7°С. В среднем, за рассматриваемый период высота тропопаузы колебалась от года к году в пределах 9,7-10,3 км.

Для станции «Черский», которая располагается на севере Восточной Сибири максимальные высоты варьировали в пределах 11,9-15,7 км, что существенно выше, чем в Гренландии.

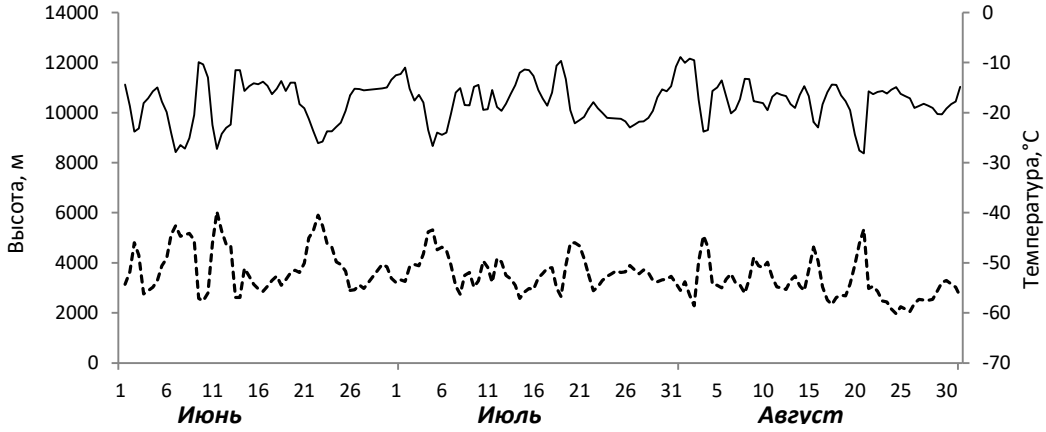
Наибольшая высота тропопаузы наблюдалась в июле 2016 года и составила 15666 м с температурой -51,9°С. Минимальные высоты тропопауз для данной станции варьировали в пределах 5,6-7,5 км, а самая низкая тропопауза была зафиксирована в июне 2014 года на высоте 5573 м, с температурой -36,5°С. В среднем, за рассматриваемый период высота тропопаузы колебалась от года к году в пределах 10-11,2 км.

Для станции «Нарьян-Мар», которая находится недалеко от устья реки Печоры, максимальные высоты варьировали в пределах 12,4-13,5 км.

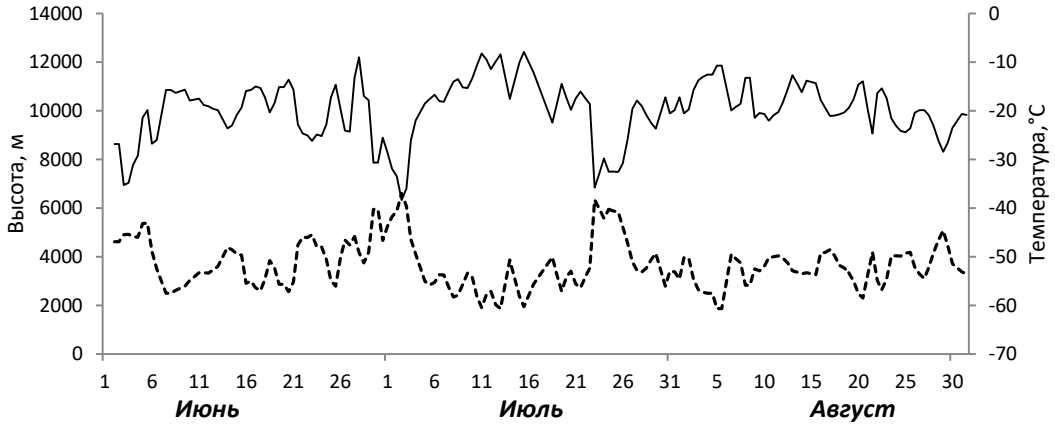
Наибольшая высота тропопаузы наблюдалась в июле 2014 года и составила 13447 м с температурой -53,5°С. Минимальные высоты тропопауз для данной станции варьировали в пределах 6,7-8,4 км, а самая низкая тропопауза была зафиксирована в июне 2017 года на высоте 6655 м с температурой -41,3°С. В среднем, за рассматриваемый период высота тропопаузы колебалась от года к году в пределах 10-10,8 км.



а) «GEOSummit»



б) «Нарьян-Мар»



в) «Черский»

Рисунок 5 – Временная изменчивость высоты тропопаузы (сплошная линия) и температуры (пунктирная линия) на ее уровне в летний период 2012 года для станций (составлено автором)

Таким образом, можно заметить, что высота тропопаузы, ее максимальные и минимальные значения в летний период существенно зависят от географического положения аэрологической станции и рассматриваемого периода времени.

В летний период времени амплитуда колебаний высоты тропопаузы может достигать 7 и более км. Увеличение или уменьшение толщины тропосферы и высота тропопаузы летом в Арктике, возможно, зависит от интенсивного вертикального обмена, который в свою очередь зависит от притока солнечной радиации к земной поверхности, увеличивая турбулентный обмен до больших высот. При оценке изменения высоты тропопаузы необходимо учитывать и другие факторы. В частности, повышение тропопаузы может быть вызвано похолоданием в нижней стратосфере.

Исходя из анализа рисунков 5 и таблицы 3 стоит отметить, что изменчивость температуры в течение летнего периода существенно зависит не только от физико-географических условий станции, но и от высоты нижнего уровня тропопаузы.

Для тропопауз, наблюдаемых на станции «GEOSummit», максимальные значения температуры варьировали в пределах от -46,5 до -36,7. Минимальные – от -66,5 до -60,1°С. Изменение средних значений температур колебалось от -55,5 до -53,7°С.

Для аэрологической станции «Черский» максимальные значения температуры варьировали в пределах от -42,5 до -34,3°С. Минимальные – от -67,7 до -60,6°С. Средние значения температур изменялись от -56,0 до -51,6°С.

На станции «Нарьян-Мар» максимальные значения температуры варьировали в пределах от -37,9 до -42,3°С. Минимальные – от -67,7 до -60,9°С. Изменение средних значений температур колебалось от -56,7 до -50,9°С.

Таблица 3 – Температура на уровне тропопаузы в летний период 2012-2018 гг. (составлено автором)

Температура, °С		Годы						
		2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018
GEOSummit	максимальная	-39,5	-42,7	-36,7	-43,1	-46,5	-41,9	-34,5
	минимальная	-66,5	-60,1	-61,7	-60,9	-62,3	-63,7	-60,9
	средняя	-55,4	-53,7	-54,2	-54,2	-54,9	-55,5	-52,7
Черский	максимальная	-35,7	-34,3	-36,3	-42,5	-40,7	-38,3	-37,7
	минимальная	-60,7	-60,6	-63,1	-61,7	-66,1	-67,7	-63,3
	средняя	-51,6	-52,7	-53,1	-53,0	-56,0	-54,5	-53,7
Нарьян-Мар	максимальная	-38,3	-42,3	-41,5	-37,9	-38,8	-41,3	-41,1
	минимальная	-60,9	-61,5	-64,3	-62,3	-62,7	-67,7	-67,1
	средняя	-52,7	-53,1	-54,2	-50,9	-54,3	-56,7	-54,4

Для сопоставления температуры воздуха на уровне тропопаузы и ее высоты в летний период были использованы все имеющиеся попарные (высота-температура) данные для всех тропопауз. Для станции «Нарьян-Мар» выбрано 1164 случаев, для станции «Черский» – 1008 и для обсерватории «GEOSummit» в Гренландии – 1214 случаев. Всего в анализе было оценено 2860 случаев, для которых была зафиксирована тропопауза.

На основе сопоставления характеристик тропопаузы для каждой станции были построены корреляционные диаграммы взаимосвязи температуры и высоты тропопаузы (в соответствии с рисунками 6-8). По оси абсцисс отложены значения температур, а по оси ординат – высоты нижних границ тропопауз. Как видно из рисунков 6-8, рассеяние точек на корреляционных диаграммах довольно велико, особенно для станции Черский. Следует отметить, что это рассеяние отражает все возможные факторы, о которых говорилось выше.

Тем не менее, коэффициенты линейной корреляции взаимосвязи температуры и высоты тропопаузы достаточно высоки. Для станции «Нарьян-Мар» он равен – 1,0 , для обсерватории «GEOSummit»: -0,83 и для

станции «Черский»: -0,70. Знак минус перед коэффициентом корреляции указывает на то, что с ростом высоты температура тропопаузы понижается.

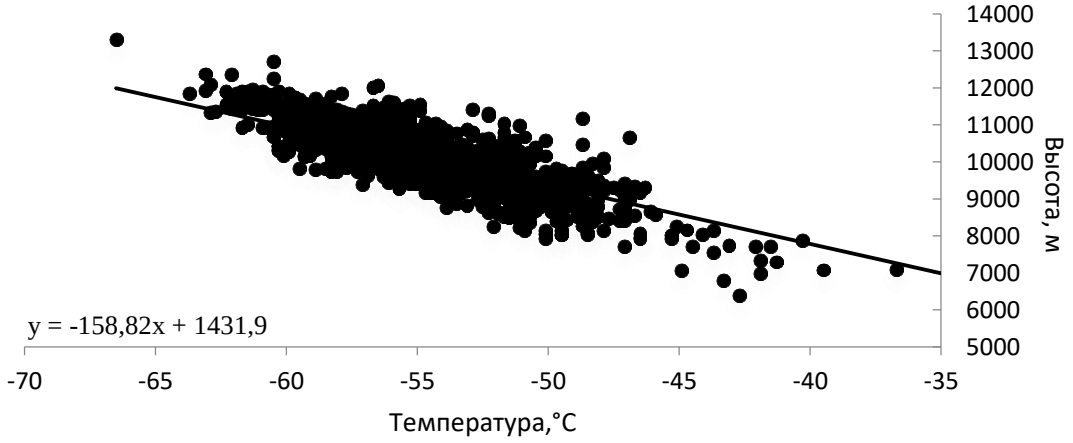


Рисунок 6 – Связь высоты тропопаузы и температуры на ее уровне для станции «GEOSummit», 2012–2018 г (июнь-август) (составлено автором)

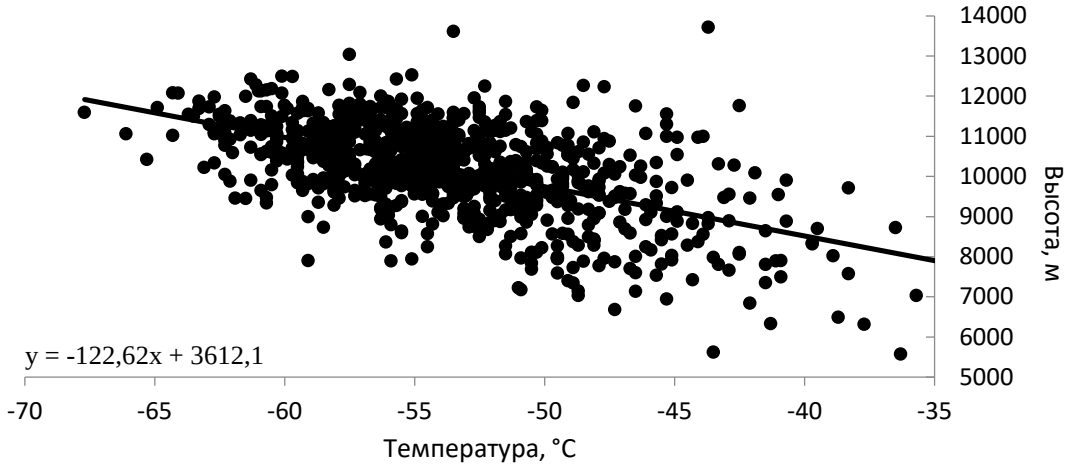


Рисунок 7 – Связь высоты тропопаузы и температуры на ее уровне для станции «Черский», 2012–2018 г (июнь-август) (составлено автором)

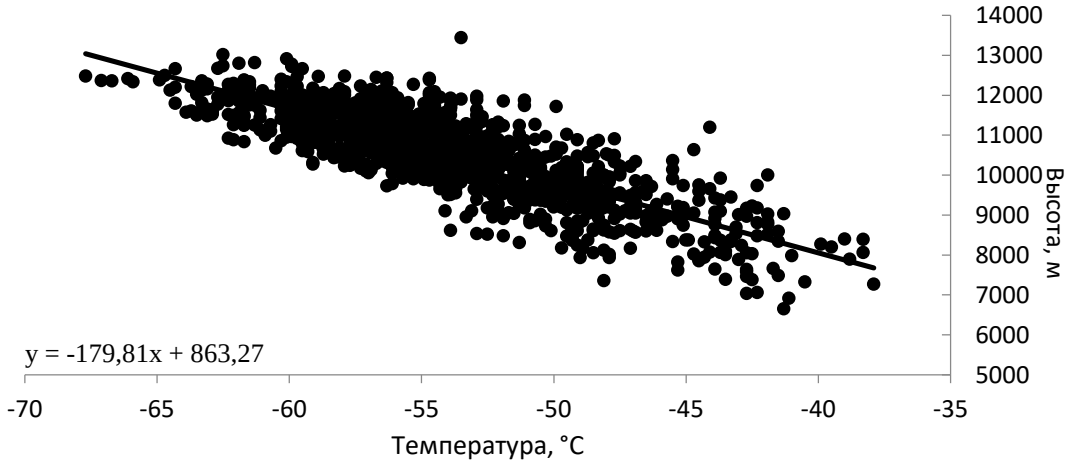


Рисунок 8 – Связь высоты тропопаузы и температуры на ее уровне для станции «Нарьян-Мар», , 2012–2018 г (июнь-август) (составлено автором)

2.2 Изменение характеристик тропопаузы в период 2012-2018 гг. на примере станции Greenland Environmental Observatory at Summit (GEOSummit)

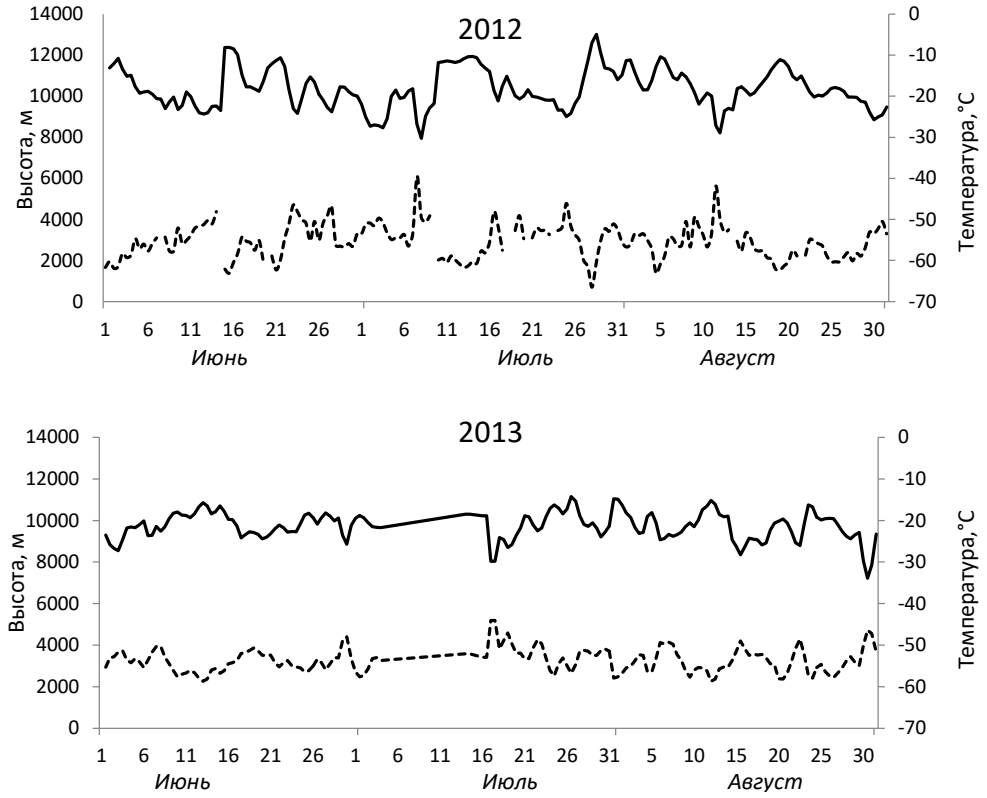
Рассмотрим изменчивость метеовеличин тропопаузы на станции«GEOSummit» для более детального анализа. Для этой цели проведен разбор дневных и ночных подъемов радиозондов, которые составили 1214 сроков. В некоторые сроки данные отсутствуют, что свидетельствует об отсутствии наблюдений, либо об ограниченности малой высотой подъема радиозонда, что составляет 8%.

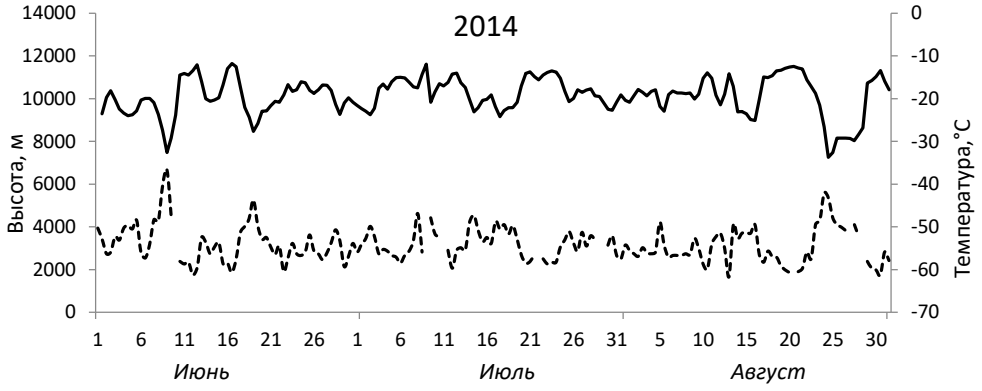
На рисунке 9 приведен летний ход высоты нижней границы тропопаузы и значений температуры на этих высотах. В целом, изменение высоты тропопаузы летом над территорией Гренландии имеет сложный характер, так как высота зависит от месяца года, синоптических условий, а так же от затока теплых или холодных воздушных масс. Как видно из рисунка 17, средняя высота тропопаузы равна 10 км. Резкие изменения наблюдаются в 2014 и 2012 годах. Минимальное значение 6 км отмечается

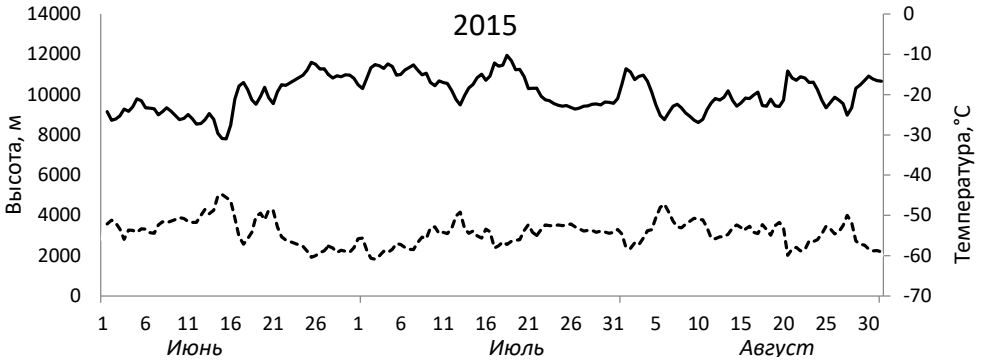
30 августа 2013 г, максимальные значение 13 км видно 28 июля 2012 года и 12 км 29 июля 2017 года.

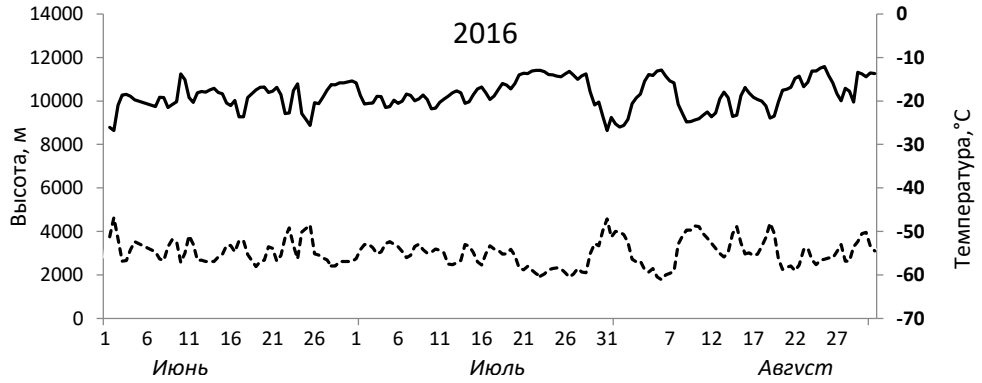
Исходя из рисунка 9 можно сказать, что сезонный ход температуры нижней границы тропопаузы согласуется с сезонными изменениями высоты тропопаузы. Также можно отметить, что иногда в течении сезона происходит резкое увеличение высоты тропопаузы, прежде всего это связано с изменением погоды на данной территории и как следствие, на этой высоте изменяется температура.

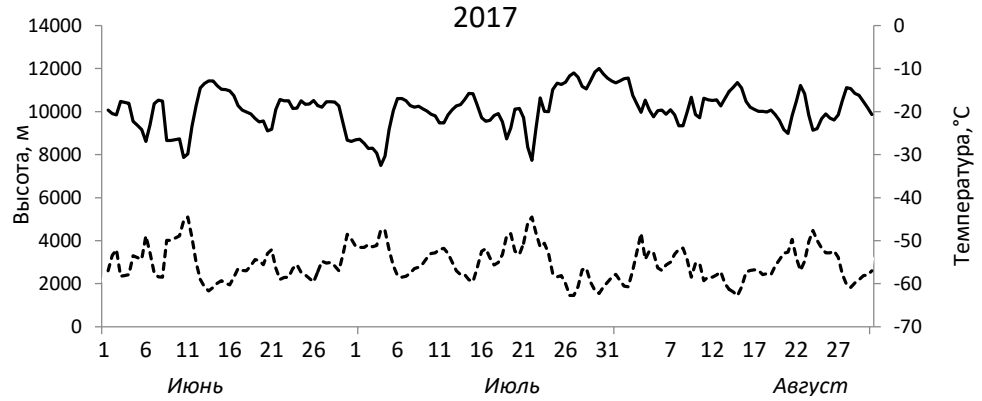
В 2012 году отмечается максимальная высота тропопаузы и в ходе анализа данных можно выявить обратную зависимость высоты тропопаузы и значения температуры на этом уровне, зависимость практически линейна (в соответствии с рисунком 6). И для каждого года выведена эмпирическая формула t = -679-h/200, в среднем она соответствует каждому году, т.е. изменения в период 2012-2018 г незначительны.




2014
Высота, м
Температура, °С
14000
12000
10000
8000
6000
4000
2000
0
0
-10
-20
-30
-40
-50
-60
-70
1 6 11 16 21 26 1 6 11 16 21 26 31 5 10 15 20 25 30
Июнь
Июль
Август


2015
Высота, м
Температура, °С
14000
12000
10000
8000
6000
4000
2000
0
0
-10
-20
-30
-40
-50
-60
-70
1 6 11 16 21 26 1 6 11 16 21 26 31 5 10 15 20 25 30
Июнь
Июль
Август


2016
Высота, м
Температура, °С
14000
12000
10000
8000
6000
4000
2000
0
0
-10
-20
-30
-40
-50
-60
-70
1 6 11 16 21 26 1 6 11 16 21 26 31 7 12 17 22 27
Июнь
Июль
Августа


2017
Высота, м
Температура, °С
14000
12000
10000
8000
6000
4000
2000
0
0
-10
-20
-30
-40
-50
-60
-70
1 6 11 16 21 26 1 6 11 16 21 26 31 7 12 17 22 27
Июнь
Июль
Август

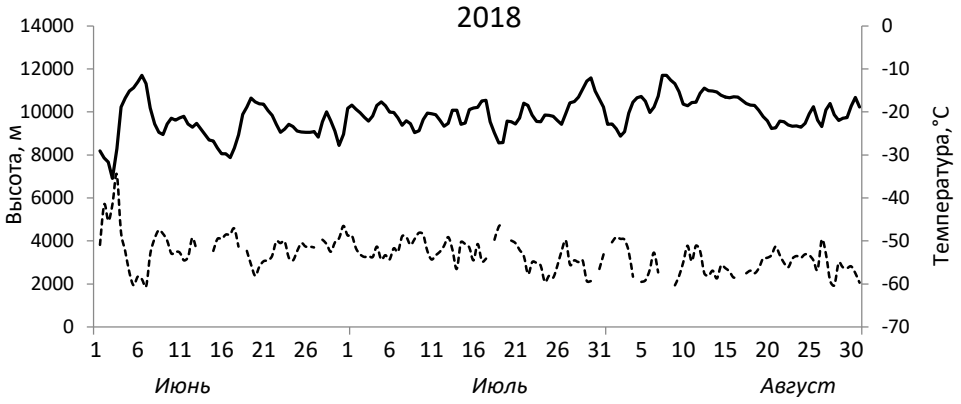


Рисунок 9 – Изменения высоты тропопаузы (сплошная линия) и температуры на этом уровне (пунктирная линия) на станции Гренландия (составлено автором)

Данные таблицы 4 позволяют судить об общей изменчивости и повторяемости высоты тропопаузы над станцией и о наиболее вероятных и предельных ее значениях. Таким образом, наиболее часто встречаются летние тропопаузы с высотой 10 - 11 км. Стоит отметить, что есть года, когда наблюдается большая вероятность тропопауз диапазона 9 - 10 км. Редко наблюдается тропопауза выше 13 км, а расположение тропопаузы ниже 6 км не наблюдается.

Таблица 4 – Повторяемость (%) высоты тропопаузы для станции «GEOSummit» в летний период времени (составлено автором)

Год	Градация, км									
	6,0 - 6,9	7,0 - 7,9	8,0 - 8,9	9,0 - 9,9	10,0 - 10,9	11,0 - 11,9	12,0 - 12,9	13,0 - 13,9	14,0 - 14,9	число случаев
2012		1	6	29	36	25	3	1		174
2013	1		10	50	37	3				154
2014	1	2	8	31	41	18				175
2015		2	10	40	31	18	1			176
2016		1	4	28	46	20				162
2017	1	2	9	29	41	17	1			174
2018	1	2	11	46	33	7				170
Период	*0,6*	*1,4*	*8,2*	*35,9*	*37,6*	*15,3*	*0,7*	*0,1*	*0*	*1184*

Анализ данных показал, что амплитуда температуры в течение лета составляет примерно 21°. Средняя температура слоя тропопаузы колеблется в пределах от -53,7° до -55,5°. Сезонный ход температуры тропопаузы согласуется с сезонными изменениями высоты тропопаузы и приведенные данные показывают, что чем выше расположена тропопауза, тем ниже значения температуры на ней.

Таблица 5 – Повторяемость (%) температуры на уровне тропопаузы в летний период времени для станции «GEOSummit», значения температур отрицательны (составлено автором)

Год	Градация,°С											
	35,0 - 37,9	38,0 - 40,9	41,0 - 43,9	44,0 - 46,9	47,0 - 49,9	50,0 - 52,9	53,0 - 55,9	56,0 - 58,9	59,0 - 61,9	62,0 - 64,9	65,0 - 67,9	число случаев
2012		1	1	2	5	20	28	23	17	4	1	174
2013			1	2	8	30	34	24	1			154
2014	1	1	2	1	13	19	26	29	9			175
2015			1	2	7	26	33	22	10			176
2016				1	9	17	32	32	9	1		162
2017			1	2	6	17	21	32	17	2		174
2018	1		1	2	16	26	28	18	7			170
Период	*0,3*	*0,3*	*1,0*	*1,7*	*9,1*	*22,1*	*28,8*	*25,6*	*10,0*	*1,0*	*0,1*	*1184*

Для анализа температурных условий на уровне тропопаузы над станцией построена таблица 5 для анализа наиболее часто встречающейся температуры по градациям в сезонном ходе для 6-ти летнего периода. Было установлено, что летом температура на нижней границе тропопаузы колеблется в пределах от -35° до -68°С, причем наиболее часто встречаются температуры от -53° до -56°С в 2012,2013,2015 г. И от -56° до -59°С в 2014, 2016, 2017 г. В рассматриваемый период в среднем высота тропопаузы равна 10,1 км. и колеблется в пределах 9-11 км. Наиболее характерная температура на тропопаузе за рассматриваемый период находилась в пределе от -53° до -59°. Температура на нижней границе тропопаузы изменяется от -35° до -68°.

Стоит отметить, что изменение высоты тропопаузы зависит от месяца года, синоптических условий и времени запуска радиозонда, а сезонный ход температуры нижней границы тропопаузы согласуется с сезонными изменениями высоты тропопаузы.

2.3 Годовая изменчивость характеристик тропопаузы на станциях Черский и GEOSummit в 2012 – 2014 гг.

Качество данных радиозондирования неодинаково на различных станциях Российской Федерации, особенно для арктического побережья. Они отличаются достаточно низкой подробностью, частыми пропусками иногда продолжительностью до нескольких месяцев. Например, на данном этапе исследования для станции GEOSummit полностью отсутствуют данные радиозондов в январе-апреле 2012 г. и достаточно редкие выпуски радиозонда в декабре 2012 г. (38 из 62 возможных в 00 и 12 ч ВСВ) для станции Черский.

Всего было обработано 3552 радиозондовых сообщения (за сроки 00 и 12 ч ВСВ) за период с января 2012 г. по декабрь 2014 г. (в соответствии с таблицей 6).

Таблица 6 – Число данных радиозондирования на станциях (составлено автором)

Станция	Гренландия	Черский	Всего
2012	455	597	1052
2013	674	565	1239
2014	688	573	1261
Число случаев	1817	1735	3552

Полученный материал был проанализирован по годам, месяцам и отдельным характеристикам на высоте тропопаузы (высота, температура, скорость ветра). Данные о значении метеорологических величин за 2012-2014 гг. на станциях GEOSummit и Черский представлены в таблице 7 и 8.

Таблица 7 - Характеристика метеовеличин на нижней границе тропопаузы для станции Черский (составлено автором)

Высота, км	*4,0 - 5,9*	*6,0 - 7,9*	*8,0 - 9,9*	*10,0 - 11,9*	*12,0 - 13,9*	*> 14,0*	*Всего*
Число случаев	4	190	978	546	17		1735
%	0,2	11,0	56,4	31,5	1,0		100
Среднее, м	5507	7531	9115	10695	12658		9465
Температура, °С	*<-70*	*-70...-60*	*-60...-50*	*-50...-40*	*-40…-30*	*-30...-20*	*Всего*
Число случаев	12	551	977	185	10		1735
%	0,7	31,8	56,3	10,7	0,6		100
Среднее, °С	-72,1	-63,2	-55,6	-47,1	-37,6		-57,1
Скорость ветра, м/с	*<10*	*11 - 20*	*21 - 30*	*31 - 40*	*41 - 50*	*>50*	*Всего*
Число случаев	182	537	605	238	51	114	1728
%	10,5	31,1	35,0	13,8	3,0	6,6	100
Среднее, м/с	7	16	25	34	45	72	25

Для станции Черский также чаще всего (88 % за период) отмечается тропопауза на высоте 8-11 км. В отличие от станции Гренландия, здесь высота не превышала 13 710 м (30 июня 2014 г.), а 30 января 2014 г. тропопауза опустилась до 5 170 м. В летние месяца тропопауза чаще всего находилась в пределах 11- 12 км, средняя высота за рассмотренный период 9 465 м.

В 57 % всех случаев температура находилась в пределе -50..-60°С и средняя температура равна -57,1°С. Самая теплая тропопауза -34,3°С наблюдается 12 июля 2014 г. (высота 7 802 м), холодная – 18 января 2012 г. (-75,3°С на высоте 12 020 м.)

В среднем за год скорость ветра составила 25 м/с, максимум (95 м/с) был отмечен 23 августа 2013 г на высоте 8 677 м. в 12 ч ВСВ.

Таблица 8 - Характеристика метеовеличин на нижней границе тропопаузы для станции о. Гренландия (составлено автором)

Высота, км	*4,0 - 5,9*	*6,0 - 7,9*	*8,0 - 9,9*	*10,0 - 11,9*	*12,0 - 13,9*	*> 14,0*	*Всего*
Число случаев	7	160	1050	582	17	1	1817
%	0,4	8,8	57,8	32,0	0,9	0,1	100
Среднее, м	5328	7400	9135	10691	12679	14911	9503
Температура, °С	*<-70*	*-70...-60*	*-60...-50*	*-50...-40*	*-40…-30*	*-30...-20*	*Всего*
Число случаев	102	475	1113	125	2	0	1817
%	5,6	26,1	61,3	6,9	0,1	0,0	100
Среднее, °С	-73	-63,9	-55,2	-47,9	-38,1	0	-57,9
Скорость ветра, м/с	*<10*	*11 - 20*	*21 - 30*	*31 - 40*	*41 - 50*	*>50*	*Всего*
Число случаев	102	220	269	207	148	234	1180
%	8,6	18,6	22,8	17,5	12,5	19,8	100
Среднее, м/с	7	16	25	35	45	67	35

Обнаружено, что в среднем за исследуемый период на станции Гренландия тропопауза наблюдалась на высоте 8 – 11 км практически в 90 % случаев. Ниже 5 км тропопауза опускалась 1 раз 23 марта 2014 г. и поднималась выше 14 км 24 ноября 2014 г. В годовом ходе максимальная высокая повторяемость низкой тропопаузы пришлась на март и ноябрь. Самая высокая тропопауза (выше 11 км) наблюдалась чаще всего в июле-августе. Нужно отметить, что в 2012 и 2014 гг. в конце ноября отмечается краткосрочное резкое увеличение высоты тропопаузы (до 14 км).

На примере рисунка 10 еще раз можно убедиться, что температура на уровне тропопаузы находится в противоположном изменении с колебаниями высоты тропопаузы. Наиболее часто (61,3 % случаев) значения температуры находятся в пределе от -50 до -60°С. Самая высокая температура (-36,7°С) отмечалась 9 июня 2014 г. на высоте 7 085 м. Практически в течении всего периода наблюдаются достаточно низкие температуры (ниже -50°С), а самая

минимальная температура -77,7°С отмечена 31 января 2014 г. в 00 ч на высоте 11 205 м. В среднем за рассмотренный период самая теплая тропопауза была в 2012 г. (-57,0°С) и самая холодная – в 2014 г. (-58,9°С).

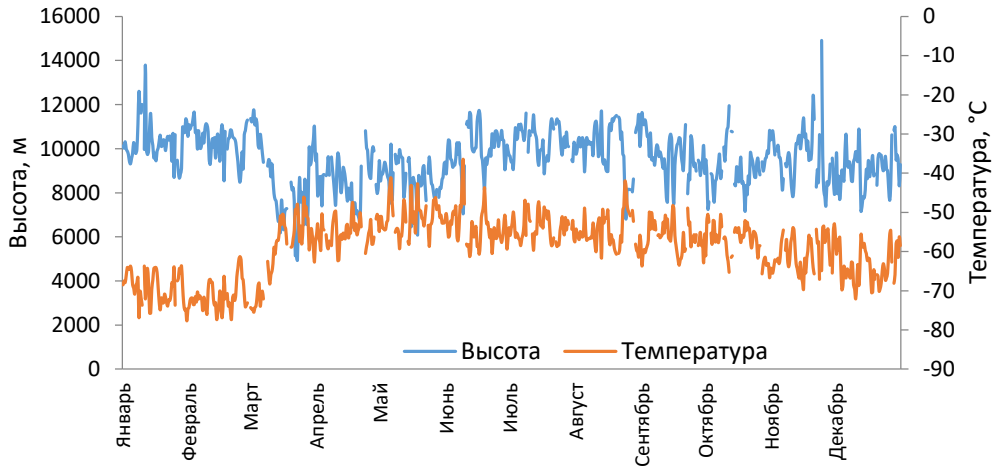


Рисунок 10 - Ход высоты и температуры тропопаузы в Гренландии 2014 г. (составлено автором)

Для станции Гренландии на уровне тропопаузы в 50% случаев наблюдается ветер, не достигающий скорости струйного течения (СТ).

Обычно на уровне СТ за нижний предел принимают скорость ветра 30 м/с, а максимальные скорости могут достигать 50-100 м/с. При скоростях >50 м/с тропопауза располагалась на уровне 9 – 10 км и максимальная скорость (100 и 99 м/с) регистрировалась 14 сентября 2013 г. на уровне 8 478 м и 9 октября 2013 г. на уровне 10 535 м в обоих случаях в 00 ч ВСВ.

За весь период в среднем скорость ветра составляла 35 м/с максимум в мае (46 м/с) и минимум в июне и сентябре (31 м/с). Такие изменения говорят, скорее всего, об изменении циркуляции и миграции струйных течений, связанных с активностью планетарной высотной фронтальной зоной.

3 Озон в атмосфере

3.1 Климатическая роль стратосферного озона

Озон является малой атмосферной примесью (10^{-6} – 10^{-5} % от объема), его общая масса составляет $0{,}64 \cdot 10^{-6}$ массы всей атмосферы. Толщина слоя распространения озона примерно 90 км, наибольшее количество молекул озона содержится на высотах от 10 до 50 км. Среднее время жизни молекулы озона в области максимальной концентрации составляет примерно 0,5-3 месяца.

Озоновым слоем или озоносферой называют всю стратосферу или, нижнюю стратосферу – слой от 15 до 30 км, в которой находится основное количество озона в атмосфере – до 90%. В тропосфере содержится около 8-10 % озона на высотах до 8-10 км над полюсами, 10-12 км в умеренных широтах и 16-18 км над экватором.

Примерно 400-450 млн лет назад в результате длительного накопления свободного кислорода в атмосфере сформировался озоновый слой [31]. Если собрать весь озон в слой при нормальных условиях (давлении 1013,25 гПа и температуре 273,16 К), то толщина этого слоя, т.е. общее содержание озона (ОСО), составит около 3 мм, или 300 единиц Добсона (е.Д.), что соответствует среднегодовому глобальному ОСО [32].

Стратосферный озон является одним из главных климатических и экологических факторов. Он задерживает ультрафиолетовое солнечное излучение (короче 0,29 мкм), разрушающее белки и нуклеиновые кислоты.

Исследовании озоносферы Земли в глобальном масштабе.обусловлен также его важной климатической и экологической ролью в динамических, радиационных и химических процессах системы «Солнце – атмосфера – земная поверхность – космос». Из всего потока солнечной энергии, поступающей на Землю, озон поглощает около 3 %, или $5 \cdot 10^{20}$ Дж/сут [33].

Поглощая солнечное УФ-излучение и передавая энергию другим газам, озон нагревает стратосферу, в её нижних и средних слоях возникает положительный вертикальный градиент температуры. Поэтому в стратосфере температура растет с высотой, в то время как в тропосфере температура воздуха с высотой уменьшается [34].

В 1985 г. на станции в Антарктиде, а в настоящее время и в Арктике было отмечена область пониженного содержания озона на высоте от 12 до 24 км [35], т.е. значительную часть нижней стратосферы. [34,36].

Образование областей с очень низким содержанием озона (озоновые дыры) в полярных районах несет угрозу для озона средних широт, так как после разрушения циркумполярного вихря (ЦПВ) полярный воздух перемешивается со среднеширотным и, как результат, содержание озона в средних широтах может также уменьшиться.

Химические гипотезы озоновой дыры основываются на экспериментально обнаруженном факте одновременного с уменьшением ОСО увеличения хлорсодержащих малых газовых составляющих [37].

Вместе с резким уменьшением озона происходит также и охлаждение стратосферы, что может быть вызвано сильным вертикальным подъемом воздушных масс в нижней стратосфере [38, 39]. Крайняя изоляция циркумполярного вихря ведет к охлаждению нижней стратосферы до крайне низких температур, в результате чего достигается состояние, близкое к радиационному равновесию и, следовательно, выхолаживание стремится к нулю [39]. Тогда при возвращении солнца весной возникают большие вертикальные скорости при нагреве стратосферы за счет полярных стратосферных облаков (ПСО), которые накладываются на систему меридиональной циркуляции.

Восходящие движения, во-первых, выносят в стратосферу более бедный озоном воздух из нижних слоев, а, во-вторых, способствуют более быстрому разрушению озона на больших высотах, где фотохимические

реакции, разрушающие озон, протекают быстрее (в соответствии с рисунком 11).

Другой механизм влияния динамических процессов на содержание озона в стратосфере может заключаться в том, что озоновая дыра возникает из-за уменьшения в зимнее время активности планетарных волн при возникновении циркумполярного вихря [41]. Из-за этого уменьшается нисходящее привнесение в полярные районы зимой и весной озона из средних широт, что, в совокупности с разрушением озона в течение длинной полярной ночи внутри циркумполярного вихря, ведет к образованию крайне низких концентраций озона.

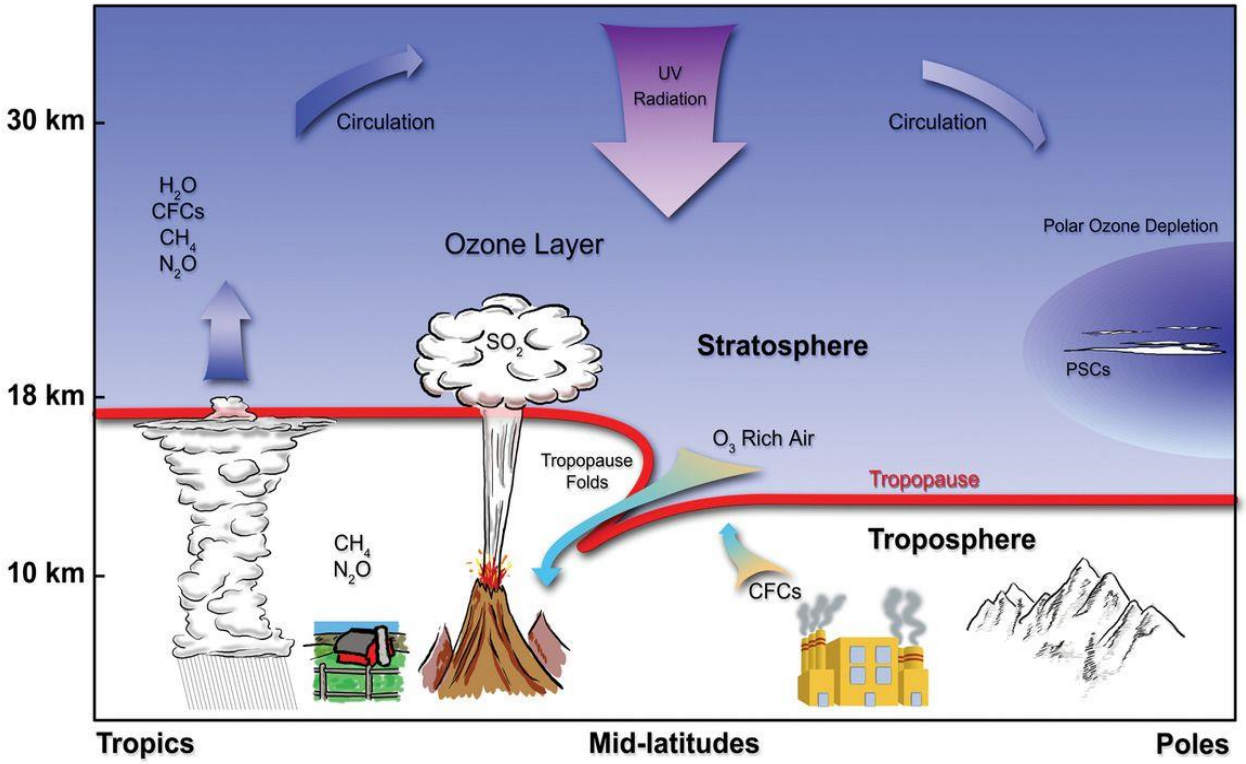


Рисунок 11 - Стратосферно-тропосферное взаимодействие [40]

Воздействие озона на климат имеет сложный характер, обусловлено различными процессами с обратными связями, определяющими теплообмен в атмосфере и зависящими от множества факторов: внешних (астрономических) и внутренних (геофизических). Более детальная оценка

воздействия атмосферного озона на климат может быть получена при накоплении наземных и спутниковых данных об ОСО за длительный временной период [42,43].

3.2 Мониторинг общего содержания озона (ОСО)

Мониторинг атмосферного озона проводится на основе ежедневных данных, полученных с помощью наземной озонометрической сети и спутниковых методов. В 1973 г. мировая наземная сеть состояла из 140 озонометрических станций. В настоящее время ежедневные наблюдения за состоянием озонового слоя проводятся регулярно на пяти континентах, в том числе в Арктике и Антарктиде [44]. Более 70 организаций из 50 стран предоставляют информацию об общем содержании озона в Глобальную службу атмосферы (Global Atmosphere Watch, GAW или ГСА) Всемирной метеорологической организации.

Особенности измерений малой газовой составляющей O_3 определены сложностью объекта исследования и включают накопление, обработку и интерпретацию данных с целью исследования глобальной, региональной и локальной изменчивости поля озона, изучение эволюции озоносферы на основе долгопериодных вариаций временных рядов ОСО.

Достижения в развитии науки дали расширить измерения озона от столба атмосферы над наземной станцией до ежедневного глобального охвата озоносферы земли. С тех пор, методы измерений эволюционировали от наземных до бортовых (аэростатов, самолетов, ракет) и спутниковых. Условно их можно разделить на два вида: по способу измерения (контактный и дистанционный) и по месту расположения измерительного устройства [45].

Регулярные наземные измерения общего содержания озона начались с 1957 г. Большой массив наземных данных получен с помощью измерений озона спектрофотометрами Добсона и Брюера [46], а также фильтровым озонометром М-124 (М-83) . Единая шкала измерений ОСО поддерживается

регулярными сравнениями национального эталона и эталона ВМО. Погрешность наземных измерений с помощью приборов Добсона и Брюера оценивается в 1-1,5 %, погрешность озонометра М- 124 составляет не более 3-5 % [47].

Спутниковые методы измерения общего содержания озона основаны на данных, получаемых с помощью оптической аппаратуры, установленной на космических аппаратах (КА) дистанционного зондирования. Регулярная спутниковая информации о состоянии озонового слоя стала доступной с ноября 1978 г. К настоящему времени космические аппараты дают возможность ежедневно получать информацию об озоне в глобальном масштабе в виде поля ОСО [48].

Основная роль в космическом мониторинге озона принадлежит спектрофотометрам TOMS (спутники NIMBUS-7, Метеор-3, EARTH PROBE) и OMI (спутник AURA), осуществляющим надирные измерения уходящего УФ-излучения в течение суток. С их помощью получен длительный ряд (примерно за 31 год) ежедневных глобальных измерений озона в нижней стратосфере с небольшим временным перерывом (~20 месяцев) с 1994 по 1996 г.

Одни из важных и точных являются данные получаемые спектрометром OMI (Ozone Monitoring Instrument), являющийся совместной разработкой Голландского аэрокосмического агентства, Финского метеорологического института и NASA. Этот прибор в 2004 году сменил на околоземной орбите своего предшественника – TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer).

Спутник AURA двигается по приполярной солнечно-синхронной орбите со скоростью 7 км/с. В течение суток он осуществляет примерно 14 оборотов вокруг Земли [49]. По широте пространственный охват составляет от –89,5º до +89,5º.

Прибор OMI измеряет интенсивность уходящего солнечного излучения в двух каналах УФ-области UV-1 (264-311 нм) и UV-2 (307-383 нм), а также в

видимой области – канал VIS (349-504 нм) [49]. Данные представлены среднесуточными значениями ОСО для пространственной сетки с ячейками широта × долгота = 1°×1° [50, 51].

В спектрометре OMI реализован надирный метод измерения отраженного и рассеянного солнечного излучения [52]. При надирных измерениях в УФ-диапазоне регистрируется уходящее излучение только от тех участков атмосферы, которые освещены Солнцем.

Зимой высокие широты не освещаются Солнцем, поэтому здесь спутниковые данные об ОСО отсутствуют. Во время весеннего равноденствия полярные области еще слабо освещены, здесь данные об ОСО пропущены. В это время данные о озоносфере северного полушария можно получать используя только наземные станции. Наличие пропусков осложняет обработку спутниковых озонных данных, в частности при выделении трендов ОСО.

4 Тропопауза и общее содержание озона (ОСО)

4.1 Годовая изменчивость ОСО на станциях Черский и GEOSummit в 2012 – 2014 гг.

Взаимосвязь тропопаузы и общего содержания озона (ОСО) является предметом многочисленных исследований. В среднем при увеличении высоты тропопаузы содержание озона в атмосферном столбе уменьшается. Корреляция между этими величинами составляет примерно 0,6 для умеренных широт [53].

Достаточно трудно сопоставить информацию об ОСО с результатами спутниковых измерений о тропопаузе. Спутниковые измерения проводят для стандартных сроков анализа (0, 6, 12 и 18 ч ВСВ), а технология измерения ОСО со спутника привязана к моменту времени, близкому к местному полудню.

Резкое изменение ОСО в течение суток наблюдается на фоне немонотонного увеличения (уменьшения) высоты тропопаузы при сохранении общей тенденции к ее понижению (повышению).

Причиной этого является чаще всего адвекция тропических воздушных масс с высокой тропопаузой и низким содержанием озона в северные широты или, напротив, глубокое проникновение холодных масс с низкой тропопаузой и богатых озоном к югу.

Иногда резкие междусуточные изменения озона происходят в результате эволюции тропопаузы, в ходе которой она опускается на тропосферные уровни, а ОСО в столбе атмосферы увеличивается. Следствием обратного процесса – образования «куполов» тропопаузы при ее повышении – может быть уменьшение ОСО [54].

В годовом цикле колебания озона наиболее существенно проявляются сезонные и широтные изменения атмосферного озона. Вероятно, что вариации ОСО связаны с цикличностью солнечной активности (СА).

Для получения информации об ОСО использовались данные измерения прибора OMI спутника AURA с FTP-сервера открытого доступа, принадлежащего Национальному управлению по воздухоплаванию и исследованию космического пространства США (NASA) [55].

Для исследования тропопаузы анализировались долговременные ряды аэрологических измерений [56-62] из архива данных радиозондирования Университета Вайоминга (США) для станций Чарский и Гренландия в ночное время (00 ч ВСВ) [28].

При сравнении данных 2012 – 2014 гг. станций заметно, что ход озона в Гренландии и Черском практически одинаков. Максимум наблюдается в середине марта – начале апреля, а минимум в августе. На станции о. Гренландия второй минимум наблюдается в октябре (согласно рисункам 12-14).

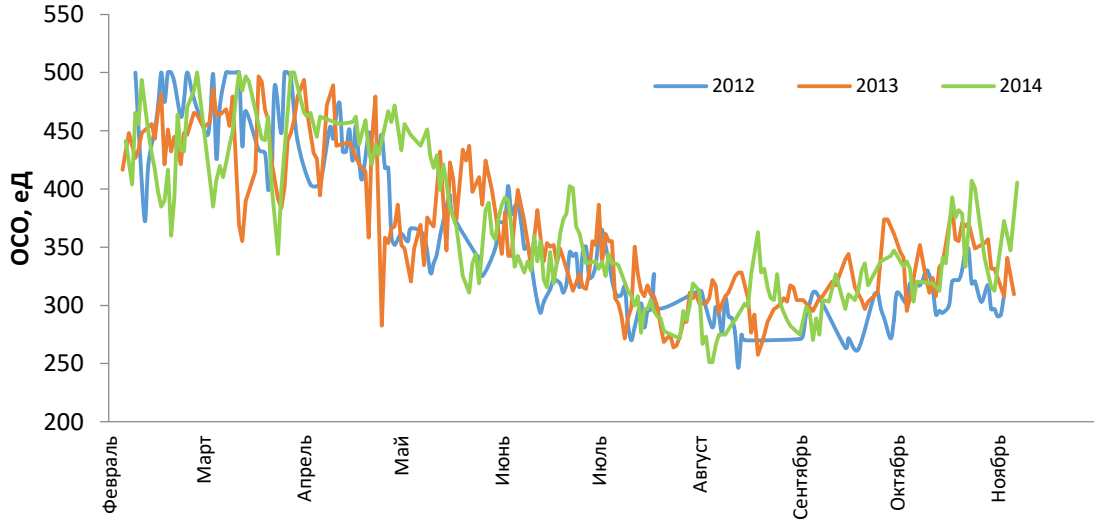


Рисунок 12 – Динамика ОСО на станции Черский 2012-2014 гг. (составлено автором)

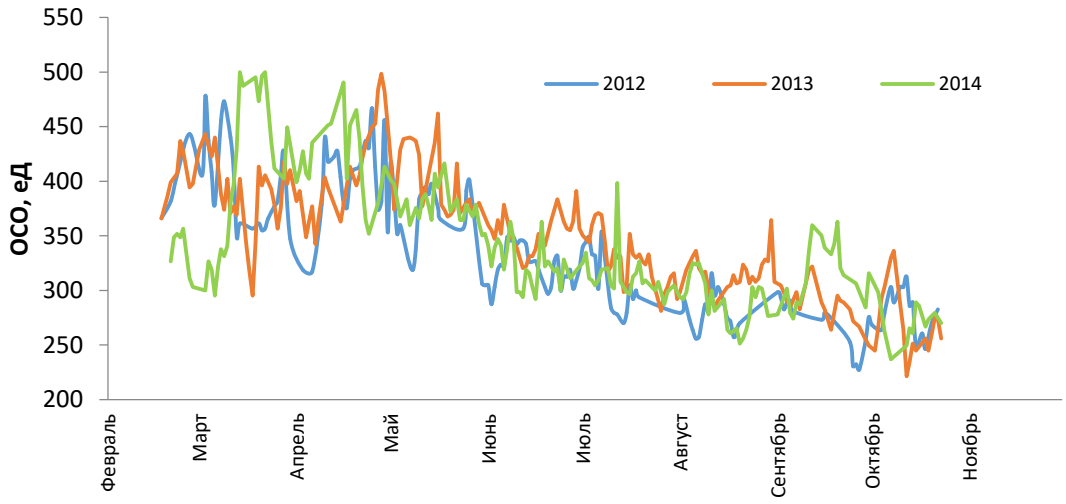


Рисунок 13 - Динамика ОСО на станции Гренландия 2012-2014 гг. (составлено автором)

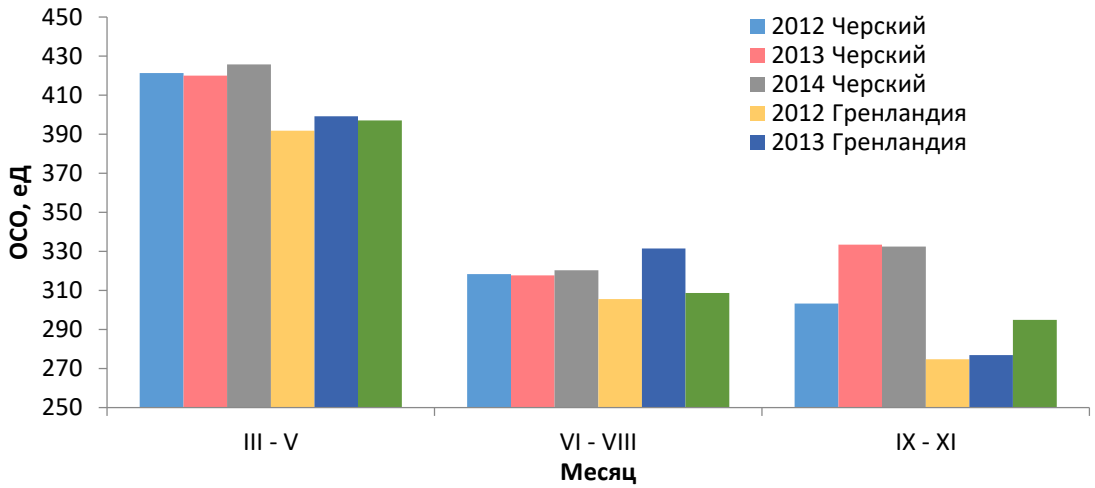


Рисунок 14 – Осредненные значения ОСО за 2012 - 2014 гг. (составлено автором)

Таким образом, изменение процессов стратосферного переноса озона в период возрастания СА отражаются на годовом ходе ОСО. Если температура, давление и т.п. на всем протяжении атмосферы следуют обычно с небольшим запозданием за ходом солнечной радиации или меняются обратно ей, количество ОСО в северном полушарии достигает максимальных значений весной и уменьшается до минимума осенью.

Оценка связи высоты тропопаузы и содержания озона показала их отрицательную связь (в соответствии с таблицей 9). Весной коэффициенты корреляции высоки (-0,77 на GEOSummit, 2012 г. и -0,73 в Черском, 2013 г.), а осенью коэффициенты совсем малы – до -0,01 (Гренландия,2014 г.) и в среднем равны -0,33.

Отрицательные коэффициенты корреляции между ОСО и высотой тропопаузы отражают эффект смены воздушных масс и подтверждает доводы о накоплении озона в циклонах и разрушении его в антициклонах.

Таблица 9 – Коэффициент корреляции высоты нижней границы тропопаузы и ОСО в 2012-2014 гг. (составлено автором)

Период	III - V		VI - VIII		IX - XI		I - XII	
	Черский	Гренландия	Черский	Гренландия	Черский	Гренландия	Черский	Гренландия
2012	-0,60	-0,77	-0,71	-0,62	-0,22	-0,39	-0,68	-0,47
2013	-0,73	-0,58	-0,62	-0,25	-0,25	-0,21	-0,69	-0,35
2014	-0,58	-0,68	-0,63	-0,27	-0,54	-0,01	-0,61	-0,58

4.2 Взаимосвязь высоты тропопаузы и ОСО на станциях GEOSummit, Черский, Нарьян-Мар в летний период 2012- 2018 г

Статистический анализ динамических процессов изменения ОСО и высоты нижней границы тропопаузы в летний период на данном этапе работы проводился с использованием данных за период 2012-2018 гг.

Для анализа хода ОСО и характеристик тропопаузы был создан архив данных спутниковых измерений для трех станций. После были построены графики хода метеовеличин в летний период времени (июнь-август) за 2012-2018 гг. и найдены коэффициенты корреляции ОСО и высоты нижней границы тропопаузы в соответствии с таблицей 10.

Анализируя рисунки 15 – 17 можно увидеть, что на станции Нарьян-Мар значения ОСО варьировали в пределах от 396 до 214 еД. В 2012-2018 гг. на станции Черский значения ОСО изменяются от 246,5 до 410,2 еД, в Гренландии ОСО регистрировалось в пределе 242-398 еД.

Таблица 10 - Коэффициент корреляции ОСО и высоты нижней границы тропопаузы в летние месяцы: июнь – август (составлено автором)

	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018
Гренландия	-0,62	-0,25	-0,27	-0,67	-0,50	-0,58	-0,55
Нарьян-Мар	-0,66	-0,56	-0,50	-0,73	-0,49	-0,70	-0,80
Черский	-0,71	-0,62	-0,63	-0,61	-0,42	-0,66	-0,29

Средний годовой корреляционный коэффициент в Гренландии составил – 0,49. В отдельные годы он достигает – 0,25 (2013 г) и -0,27 (2014 г). Наибольшие летние многолетние коэффициенты наблюдаются в 2015 г (– 0,67). В Нарьян-Маре средний коэффициент летом равен -0,63. В 2015 г. достигал -0,73 и в 2018 г -0,80. На станции Черский в период 2012-2018 гг средний коэффициент равен -0,56, а в 2018 г коэффициент понижался до -0,29.

Замечено, что при отмеченных в рассмотренный период максимальных значениях ОСО высота нижней границы тропопаузы увеличивалась относительно средних значений. В целом, изменение высоты тропопаузы летом соответствует годовому ходу ОСО.

В верхней тропосфере высота тропопаузы и отношение смеси озона в течение года относительно стабильны. Изменения ОСО связаны с изменениями в нижней стратосфере и могут вызываться динамическими факторами. Динамика атмосферы влияет, главным образом, на положение тропопаузы: при повышении высоты тропопаузы также уменьшается и ОСО. Такая ситуация может возникнуть, например, если в тропосферу приходит воздушная масса из более южных широт.

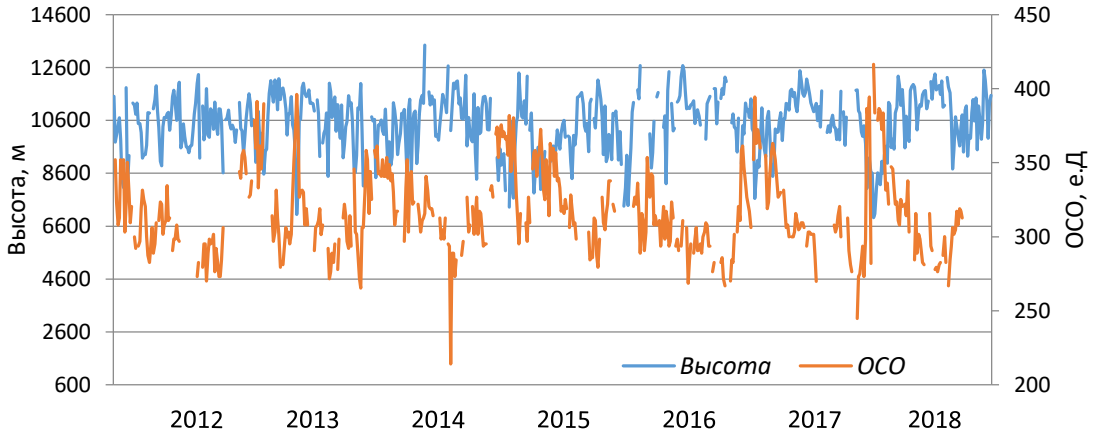


Рисунок 15 - Ход высоты нижней границы тропопаузы и ОСО на станции «Нарьян-Мар» (составлено автором)

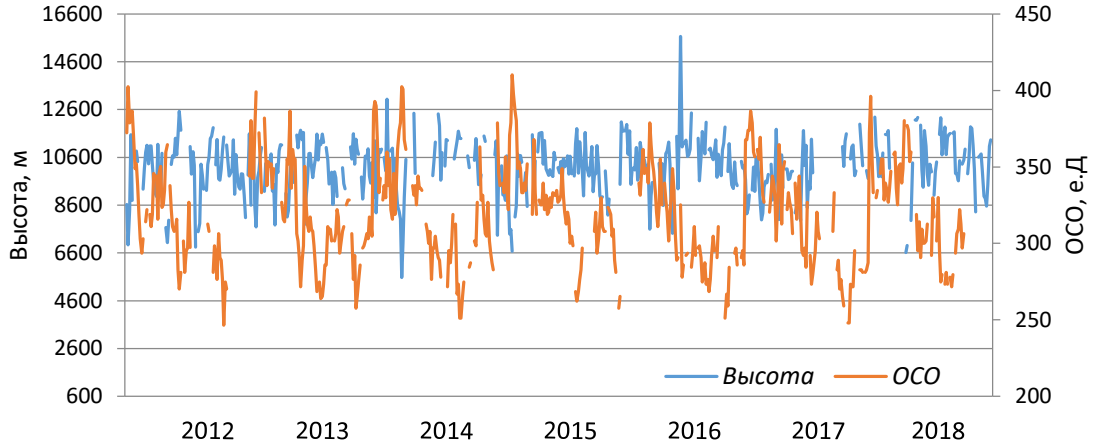


Рисунок 16 - Ход высоты нижней границы тропопаузы и ОСО на станции «Черский» (составлено автором)

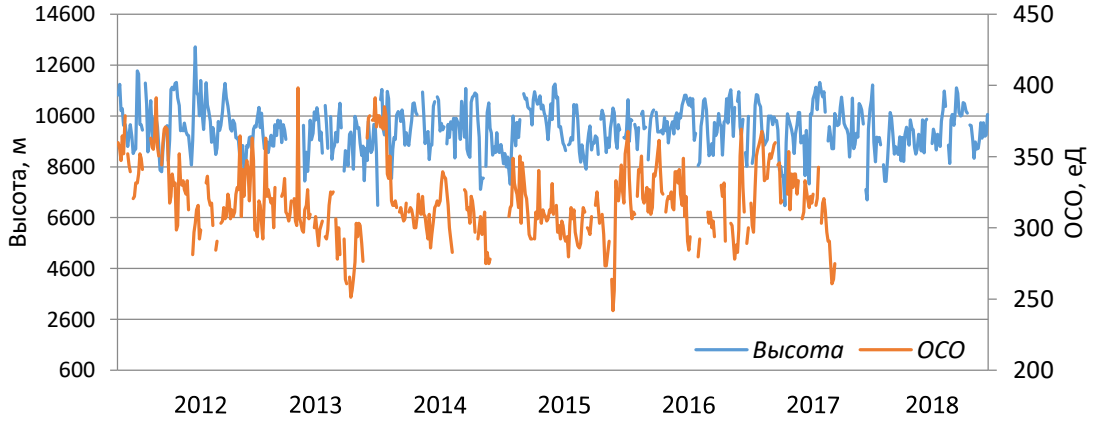


Рисунок 17 - Ход высоты нижней границы тропопаузы и ОСО на станции «GEOSummit» (составлено автором)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщая полученные результаты исследований на станциях GEOSummit, Черский, Нарьян-Мар в 2012–2018 гг., выяснено, что сезонный ход температуры нижней границы тропопаузы согласуется с сезонными изменениями высоты тропопаузы. Чем выше располагается тропопауза, тем ниже значения температуры на ее уровне [56 – 62].

В летний период времени высота тропопаузы увеличивается на 50-200 м и амплитуда колебаний высоты достигает 7 и более км. Анализируя температуры на нижней границе тропопаузы, выделяются её существенные временные вариации, амплитуда которых может за сезон достигать 30 и более градусов и общее её снижение на 2-5 градусов.

В верхней тропосфере высота тропопаузы и отношение смеси озона в течение года относительно стабильны, при повышении высоты тропопаузы также уменьшается и ОСО.

Высота тропопаузы и скорость ветра взаимосвязаны. При увеличении высоты тропопаузы происходит увеличение скорости ветра. Максимальные скорости, достигающие 60-100 м/с и выше располагаются на высотах 9-10 км.

Дополнительно в ходе анализа данных радиозондирования для рассматриваемых арктических станций найдены эмпирические уравнения взаимосвязи, средние для летнего сезона 2012–2017 гг., которые имеют вид: $t = -0{,}005h - 3{,}6$ для обсерватории «GEOSummit», $t = -0{,}0082h + 29{,}9$ для станции «Черский», $t = -0{,}0056h + 5{,}8$ для станции «Нарьян-Мар». Здесь t – температура воздуха на уровне нижней границе тропопаузы, °C, h – высота нижней границы тропопаузы, м.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1 Иванова, А.Р. Динамика арктической тропопаузы и её связь с фронтогенезом / А. Р. Иванова, Н. И. Богаевская. С–Пб.: Гидрометеоиздат, 2005. – 20 с.

2 NASA Global Climate Change [Электронный ресурс]: [сайт]. URL: https://climate.nasa.gov/evidence/ (дата обращения: 15.04.2018). – Загл. с экрана. – Яз. англ.

3 Угрожающее потепление / Под ред. д–ра физ–мат наук. В. В. Лысцов. Л., 1987. – 151с.

4 ACIA, Impacts of Warming Arctic: Arctic Climate Impact Assessment. CambridgeUniversityPress, 2004 [Электронный ресурс]: [сайт]. URL: http://www.acia.uaf.edu (дата обращения: 15.04.2018). – Загл. с экрана. – Яз. англ.

5 The Arctic [Электронный ресурс] : [сайт]. URL: https://arctic.ru/climate/ (дата обращения: 15.04.2018). – Загл. с экрана. – Яз. англ.

6 Бирман, Б. А. Основные погодно–климатические особенности Северного полушария Земли / Б. А. Бирман, Т. В. Бережная. М. : Гидрометеорологический НИЦ РФ, 2010. –56 с.

7 Мохов, И. И. Научно–технические проблемы освоения Арктики / И. И. Мохов. М. : Наука, 2014. – С.82–86.

8 Roos, Arctic Regional Ocean Observing System [Электронный ресурс] : [сайт]. URL: http://www.arctic–roos.org (дата обращения 15.04.2018). – Загл. с экрана. – Яз. англ.

9 INTERACT [Электронный ресурс] : [сайт]. URL: https://eu–interact.org/ (дата обращения: 12.04.2019). – Загл. с экрана. – Яз. англ.

10 Погосян, Х. П. Воздушная оболочка Земли. / Х. П. Погосян. Л. : Гидрометеоиздат, 1962. – 294 с.

11 Толмачева, Н. И. Методы и средства гидрометеорологических измерений, / Н. И. Толмачева. Пермь. : Перм. ун–т., 2011. – С. 30–42.

12 Калиновский, А. Б. Аэрология, часть 1, методы аэрологических измерений / А. Б. Калиновский, Н. З. Пинус. М. : Наука, – 59 с.

13 Минина, Л. С. Колебания нижней границы тропопаузы в связи с изменением температуры / Л. С. Минина, И. А. Маклаков. Л. : Труды ЦИП. 1964. – Вып. 137. – С. 41–47.

14 Киселев, В. Н. Методы зондирования окружающей среды (атмосферы) / В. Н. Киселев, А. Д. Кузнецов. – М. : Наука, 2000. – 203 с.

15 Российский гидрометеорологический энциклопедический словарь / Под ред. А. И. Бедрицкого. С–Пб. ; Москва: Летний сад, 2009. – Т. 3: Р–Я . 21, 131, 216 с

16 HORIZON INTERNATIONAL SOLUTIONS SITE [Электронный ресурс] : [сайт]. URL: http://www.solutions–site.org/ (дата обращения: 10.04.2019). – Загл. с экрана. – Яз. англ.

17 Иванова, А. Р. Тропопауза – многообразие определений и современные подходы к идентификации. / А. Р. Иванова. М. : МГУ, 2013. – 88 с.

18 Червяков, М. Ю. Зондирование атмосферы: учебно–методическое пособие для студентов, обучающихся по направлению 05.03.05 Прикладная гидрометеорология / М. Ю. Червяков. Саратов : ИЦ «Наука», 2019. – 62 с.

19 Червяков, М. Ю. Межгодовая изменчивость поглощенной солнечной радиации и альбедо в арктическом регионе / М. Ю. Червяков // Молодежь. Наука. Инновации : сб. докл. 64–й междунар. молодеж. науч.–техн. конф. : в 2 т. Владивосток. : Морской государственный университет, 2016. – Т. 1. – С. 524–528.

20 Pfi ster L. Stratosphere troposphere exchange / J. R. Holton [et al.] // Review of Geophysics, 1995. – Vol. 33, № 4. – P. 403–439.

21 Козлова, Л. Ф. Исследование многолетней изменчивости параметров тропопаузы над территорией РФ по радиозондовым данным / Л. Ф. Козлова, А. М. Стерин. М. : Труды ВНИИГМИМЦД, 2014. – Вып. 178. – С. 47–60.

22 Changes in tropopause height for the Eurasian region determined from CARDS radiosonde data / J. A. Anel [et al.] // Naturwissenschaften. 2006. – Vol. 93. – P. 603–609.

23 Bell, S. W. Tropopause inversion layer : Seasonal and latitudinal variations and representation in standard radiosonde data and global models / S. W. Bell, M. A. Geller // Journal Of Geophysical Research , 2008. – Vol. 113. – P. 1–7.

24 Иванова, А. Р. Динамика арктической тропопаузы и ее связь с фронтогенезом в период 1990 – 2017 гг. / А. Р. Иванова, Н. И. Богаевская. М. : Труды ВНИИГМИМЦД, 2012. – Вып. 347. – С. 5–23.

25 Mokhov, I. I. Tropospheric lapse rate and its relation to surface temperature from reanalysis data / I. I. Mokhov, M. G. Akperov // Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics, 2006. – Vol. 42, № 4. – P. 430–438.

26 Алдухов, О. А. Методы анализа и интерпретации данных радиозондирования атмосферы / О. А. Алдухов, И. В. Черных // Контроль качества и обработка данных : в 3 т. Обнинск : ВНИИГМИМЦД, 2013. –Т. 1. – 216 с.

27 Кравцова, Л. М. О методике климатической обработки характеристик полярной и тропической тропопауз / Л. М. Кравцова. М. : Труды НИИАК, 1965. – Вып. 34. – С. 48–51.

28 University of Wyoming College of Engineering [Электронный ресурс] : [сайт]. URL: http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html (дата обращения: 15.04.2018). – Загл. с экрана. – Яз. англ.

29 Центральная Аэрологическая Обсерватория [Электронный ресурс] : [сайт]. URL: http://cao–ntcr.mipt.ru (дата обращения: 15.04.2021). – Загл. с экрана. –Яз. рус.

30 Stratohio [Электронный ресурс] : [сайт]. URL: https://stratohio.wordpress.com (дата обращения: 25.01.2021). – Загл. с экрана. – Яз. англ.

31 Моханакумар, К. Взаимодействие стратосферы и тропосферы / К. Моханакумар. М. : Физматлит, 2011. – 452 с.

32 Перов, С. П. Современные проблемы атмосферного озона / С. П. Перов, А. Х. Хргиан. Л. : Гидрометеоиздат, 1980. – 288 с.

33 Гущин, Г. П. Суммарный озон в атмосфере / Г. П. Гущин, Н. Н. Виноградова. Л. : Гидрометеоиздат, 1983. – 239 с.

34 World Meteorological Organization (WMO), Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2014 // World Meteorological Organization, Global Ozone Research and Monitoring Project–Report no. 55 — Geneva, Switzerland, 2014. — 416 p.

35 Chehade, W. Total ozone trends and variability during 1979–2012 from merged data sets of various satellites / W. Chehade, M. Weber, J. P. Burrows // Atmospheric Chemistry and Physics. – 2014. – Vol. 14. – P. 7059–7074.

36 Strahan, S. E. The contributions of chemistry and transport to low arctic ozone in March 2011 derived from Aura MLS observations. / S. E. Strahan, A. R. Douglass, P. A. Newman // Journal Of Geophysical Research: Atmospheres. – 2013. – Vol. 118. – P. 1563–1576.

37 Solomon, S. Stratospheric ozone depletion. A review of concepts and history / S. Solomon // Reviews of Geophysics. – 1999. – Vol. 37. – P. 275–316.

38 Численное моделирование влияния стационарных мезомасштабных орографических волн на меридиональную циркуляцию и потоки озона в средней атмосфере / Н. М. Гаврилов [и др.] // Геомагнетизм и аэрономия. – 2014. – Т. 54, № 3. – С. 412–419.

39 Двумерное моделирование сезонно–широтной изменчивости общего содержания атмосферного озона с использованием параметров крупномасштабного переноса из модели общей циркуляции атмосферы / С. П. Смышляев [и др.]. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2002. – Т. 38, № 1. – С 81–94.

40 Tropospheric Ozone Assessment Report: Assessment of global–scale model performance for global and regional ozone distributions, variability, and trends / P. J. Young [et al.]. // Elementa: Science of the Anthropocene. – 2018. – Vol. 6. – P. 10.

41 Влияние волновой активности на газовый состав стратосферы полярных районов / С. П. Смышляев [и др.]. // Геомагнетизм и аэрономия. – 2015. – Т. 55, № 6. – С. 1–15.

42 Кондратьев, К. Я. Моделирование глобального круговорота углерода / К. Я. Кондратьев, В. С. Крапивин. М. : Физматлит, 2004. – 336 с

43 Монин, А. С. Введение в теорию климата / А. С. Монин. Л. : Гидрометеоиздат,1982. – 247 с.

44 Стехелин, И. Глобальный мониторинг атмосферного озона / И. Стехелин // Бюллетень WMO. – 2008. – Т. 57, № 1. – С. 45–54.

45 Киселев, В. Н. Методы зондирования окружающей среды (атмосферы) / В. Н. Киселев, А. Д. Кузнецов. СПб. : РГГМУ, 2004. – 429 с.

46 Brewer, A. W. A replacement for the Dobson spectrophotometer / A. W. Brewer // Pure and Applied Geophysics. – 1973. – V. 106–108. – P. 919–927.

47 Глобальный мониторинг атмосферных содержаний озона и NO2 по данным спутникового эксперимента GOME: анализ точности / Д. В.Ионов [и др.]. // Физическая мысль России. – 2002. – № 2. – С. 158–165.

48 Глобальная система мониторинга параметров атмосферы и поверхности / Ю. М. Тимофеев. СПб. : Изд–во Санкт–Петербург. ун–та, 2009. – 129 с.

49 NASA [Электронный ресурс] : [сайт]. URL: http://aura.gsfc.nasa.gov (дата обращения: 15.04.2021). – Загл. с экрана. – Яз. англ.

50 An assessment of the world ground–based total ozone network performance from comparison with satellite data / V. E. Fioletov [et al.]. // Journal Of Geophysical Research. – 1999. – V.104, D22. – P. 1737–1747;

51 Bojkov, R. D. Comparison of ground–based and total ozone mapping spectrometer measurements used in assessing the performance of the global ozone observing system / R. D. Bojkov, C. L. Mateer, A. Hansson // Journal Of Geophysical Research. – 1988. – V. 93. – P. 9525–9533.

52 The Ozone Monitoring Instrument / P. F. Levelt [et al.]. // IEEE Transactions on geoscience and remote sensing. – 2006. – V. 44, № 5. – P. 1093–1101.

53 The total ozone field separated into meteorological regimes. Part I: defining the regimes / R. D. Hudson [et al.]. // Journal of the Atmospheric Sciences. – 2003. – Vol. 60. – P. 1669–1677.

54 Иванова, А. Р. Взаимосвязь динамики внетропической тропопаузы и резких междусуточных изменений общего содержания озона в период 2009–2011 гг. / А. Р. Иванова // Труды гидрометеорологического научно–исследовательского центра Российской Федерации. – 2013. – № 350. – С. 175–194.

55 NASA/Goddard Space Flight Center's Database [Электронный ресурс] : [сайт]. URL: ftp://toms.gsfc.nasa.gov (дата обращения 20.12.2020) – Загл. с экрана. – Яз. англ.

56 Червяков, М. Ю. Изменчивость характеристик тропопаузы в Арктике по данным дистанционного радиозондирования атмосферы / М. Ю. Червяков, С. А. Шаркова // Сборник тезисов докладов Семнадцатой Всероссийской Открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». М. : ИКИ РАН, 2019. – С. 252.

57 Червяков, М. Ю. Изменчивость характеристик тропопаузы в Арктике по данным радиозондирования атмосферы / М. Ю. Червяков, С. А. Шаркова // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. – 2019. – Т. 19, вып. 1. – С. 42–48.

58 Шаркова, С. А. Динамика тропопаузы над территорией северных широт по радиозондовым данным / С. А. Шаркова, М. Ю. Червяков // Материалы Восемнадцатой Всероссийской Открытой конференции с международным участием «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 16–20 ноября. 2020. М. : ИКИ РАН, 2020. – С. 191.

59 Шаркова, С. А. Исследование изменчивости характеристик тропопаузы в арктической зоне по данным радиозондирования / С. А. Шаркова, М. Ю. Червяков // Молодежь. Наука. Инновации: сборник докладов 66–й международной молодежной научно–технической конференции, 26–28 ноября 2018 г. Том II. Владивосток : Мор. гос. ун–т, 2018. – С. 87–92.

60 Шаркова, С.А. Исследование изменчивости характеристик тропопаузы в арктической зоне по данным радиозондирования / С. А. Шаркова, М. Ю. Червяков // Труды 61–й Всероссийской научной конференции МФТИ. 19–25 ноября 2018 года. Фундаментальная и прикладная физика. М. : МФТИ, 2018. – С. 21–22.

61 Шаркова, С.А. Исследование изменчивости характеристик тропопаузы в арктической зоне по данным радиозондирования / С. А. Шаркова, М. Ю. Червяков // Труды Кубанского государственного аграрного университета. – 2018. – С. 21.

62 Шаркова, С.А. Оценка многолетней изменчивости параметров тропопаузы северных широт / С. А. Шаркова, М. Ю. Червяков // Системы контроля окружающей среды – 2020 : Тезисы докладов Международной научно–технической конференции. Севастополь, 09 – 12 ноября 2020 г. – Севастополь: ИП Куликов А. С., 2020. – 47с.