

Санкт-Петербургский государственный университет
Институт наук о Земле

Парфенова Маргарита Алексеевна

Выпускная квалификационная работа

**ТЕРМИЧЕСКИЕ И ДИНАМИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ ВНЕЗАПНЫХ
СТРАТОСФЕРНЫХ ПОТЕПЛЕНИЙ В ВЫШЕЛЕЖАЩЕЙ
АТМОСФЕРЕ**

Основная образовательная программа магистратуры
«Гидросфера и атмосфера: моделирование и прогноз»

Научный руководитель:
к.г.н. П.Н. Священников

_____.
(подпись руководителя)

« » _____ 2022

Научный консультант: д-р физ.-
мат. наук Р.Ю. Лукьянова
Рецензент:

Санкт-Петербург

2022

Оглавление	
ВВЕДЕНИЕ	4
1. Атмосфера	7
1.1. Описание атмосферы Земли	7
1.2. Вертикальная структура атмосферы.....	9
1.3. Особенности полярных регионов	12
1.4. Методы и средства исследований полярной атмосферы	16
1.4.1. Зондирование атмосферы с помощью метеорологических радиолокаторов.....	17
1.4.2. Дистанционное зондирование атмосферы с помощью спутниковых систем	18
1.5 Циркуляция в средней атмосфере	19
1.5.1 Радиационный приток тепла	19
1.5.2 Стратосферная циркуляция Брюэра–Добсона	20
1.5.3 Страто-мезосферная циркуляция	22
1.5.5 Влияния характера зимнего стратосферного вихря на погодные системы	27
1.5.6. Внезапные стратосферные потепления.....	28
1.6. Ресурсы и порталы сбора данных по внезапным стратосферным потеплениям.....	30
1.6.1. Атмосферный реанализ.....	30
1.6.2. Спутники Aura (радиометр MLS) и TIMED (радиометр SABER). ..	31
2. Результаты анализа	32
2.1 Каталог 3-D карт температуры в Арктической зоне по данным реанализа MERRA-2.	32
2.2 Структура крупномасштабных возмущений в полярной стратосфере	40
2.2.1 Эволюция большого ВСП по мультиинструментальным измерениям ...	41
2.2.1.1 Отбор ВСП в северном полушарии.....	41
2.2.1.2 Структура термического и ветрового поля во время больших ВСП 2009, 2013 и 2019 по реанализу MERRA	42
2.2.1.3 Влияние больших ВСП на термическую структуру вышележащей мезосферы.	44

2.2.1.4 Влияние больших ВСП на циркуляцию полярной мезосферы	46
2.2.2. Стабильный зимний стратосферный полярный вихрь.....	49
2.2.2.1 Стратосферный ветер.....	49
2.2.2.2 Истощение озона	50
2.2.2.3 Зональный ветер в стратосфере и мезосфере.....	51
2.2.2.4 Структура теплового поля.....	54
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	56
СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ИСТОЧНИКОВ	57

ВВЕДЕНИЕ

Атмосфера Земли представляет собой совокупность сложнейших процессов различного масштаба. Для понимания цельной картины необходимо изучать эти процессы в отдельности. Описание физики каждого явления не поддается какому-либо одному алгоритму, поскольку причины возникновения и динамики этих процессов имеют абсолютно разную природу. Неоднородный рельеф местности, альбедо, солнечная активность, наличие растительности и много другое изменяются по широте и долготе,

В данной работе рассматриваются крупномасштабные явления, которые наблюдаются выше 65 широты в северной части земного шара, а именно – внезапные стратосферные потепления. Это явление изучается в данное время многими учеными в России и в зарубежных странах, поскольку оказывает большое влияние на температуру, циркуляцию и содержание атмосферных примесей в нижележащих и вышележащих слоях, что приводит к значительным крупномасштабным изменениям в полярной атмосфере, а, следовательно, и к изменениям погодных условий в тропосфере.

Изучение климата полярного региона имеет стратегическое значение для нашей страны, поскольку на данной территории широко распространены месторождения различных полезных ископаемых, освоение которых является важной частью российской экономики.

Полярный регион является слабоизученным, поскольку сбор данных в условиях крайнего севера является затруднительным, причинами служат недостаточно развитая сеть наземных метеорологических станций, а также не высокий уровень их обеспечения, крайне низкая плотность населения и тяжелые погодные условия. Однако с развитием инновационных технологий, увеличением числа спутников и усовершенствованием методов зондирования становится возможным более детально изучать процессы, протекающие в

атмосфере на различных высотах, в том числе и в верхних ее слоях, простирающихся выше стратосферы.

Новые методы зондирования позволяют выявить условия и время зарождения, а также эволюцию внезапных стратосферных потеплений, в том числе и выше стратопаузы.

Данный слой является оптимальным для осуществления полетов различных гиперзвуковых летательных аппаратов, в следствии чего мониторинг и прогноз изменения циркуляции и погодных условий становится актуальным вопросом безопасности. Воздействие внезапных стратосферных потеплений на стратосферу и мезосферу слабо изучено, поскольку наблюдения за данной зоной являются сложной задачей. На высотах выше стратопаузы наблюдений с помощью радиозондирования не проводится, для спутникового мониторинга высота является недостаточной, наблюдательная сеть лидаров и радаров довольно редкая.

Целью данной работы является анализ термических и динамических эффектов, вызванных внезапными стратосферными потеплениями в стратосфере и вышележащих слоях атмосферы.

Для осуществления поставленной цели были определены следующие **задачи**:

1. На основе атмосферного реанализа создать каталог карт эволюции температурного поля в зимней полярной атмосфере для северного полушария в период с 1981 по 2021 годы.

2. Отобрать зимы, когда в средней атмосфере реализовывались экстремальные условия, а именно при большом внезапном стратосферном потеплении (ВСП) с одной стороны и при развитии стабильного полярного вихря с другой. Выделить морфологические особенности термического режима и зональных ветров в стратосфере и мезосфере при таких событиях.

3. Проанализировать эволюцию термических и динамических эффектов в зимней полярной стратосфере и вышележащей мезосфере с использованием данных спутниковых и радарных наблюдений.

4. Провести сравнительную оценку эволюции атмосферных параметров при событиях ВСП и при стабильном полярном вихре.

Материалами для выполнения работы послужили данные о температуре и скорости ветра по атмосферному реанализу MERRA, взятые с сайта NASA (<https://gmao.gsfc.nasa.gov/reanalysis/MERRA/>), данные измерений вертикального профиля температуры лимбовым микроволновым радиометром MLS, установленного на борту спутника AURA (<https://earthdata.nasa.gov/earth-observation-data/near-real-time/download-nrt-data/mls-nrt>), а также измерения высотного ветра с помощью метеорного радара, расположенного в обсерватории Соданкюля, Финляндия (<https://www.sgo.fi/Projects/SLICE/>).

Данная выпускная квалификационная работа состоит из введения, 2 глав, заключения и списка использованных литературных источников.

Список используемых литературных источников содержит 22 наименований.

1. Атмосфера

1.1. Описание атмосферы Земли

Атмосфера Земли - это воздушная оболочка, окружающая планету и состоящая из совокупности различных газов, аэрозолей и примесей, которая совершает вращение вместе с планетой и неразделимо движется в космическом пространстве с ней как одно целое. [1]

Атмосфера Земли не имеет четкой верхней границы, с высотой плотность газов уменьшается и воздушная оболочка постепенно переходит в космическое пространство. Международная Авиационная Федерация принимает за верхнюю границу линию Кармана, которая располагается на высоте примерно 100 километров. В слое выше этого значения становятся невозможными полеты на летательных аппаратах путем воздухоплавания, что связано с сильной разреженностью воздуха. На данной высоте необходимая скорость полета для преодоления силы тяжести приобретает значение более первой космической скорости. [2]

Газы, входящие в состав атмосферы, имеют разное происхождение и историю развития. Ученые считают, что атмосфера земли появилась около четырех миллиардов лет назад, в период раннего развития планеты Земля.

Первичный состав атмосферы сильно отличался от современного и состоял преимущественно из газов, которые выделялись из извергающихся вулканов, распространённых на поверхности. В первичную газовую смесь входили преимущественно водород, метан и аммиак, также имели место пары воды и различных кислот. При просачивании из глубины Земли через крупные разломы в коре, вулканические газы вступали в различные химические реакции с водой, солнечной радиацией и минеральными соединениями. Плотность газовой оболочки постепенно увеличивалась из-за постоянной

дегазации земной коры. Далее, при постепенном изменении состава воздуха, атмосфера приобрела современный вид. [3]

Как и твердая оболочка Земли, атмосфера не имеет идеальной сферической формы. Воздушная оболочка смещена относительно центра тяжести планеты, имеет газовый хвост, обращенный в противоположном от солнца направлении.

Суммарная масса земной атмосферы составляет $(5,1—5,3) \cdot 10^{18}$ кг, из нее масса только сухого воздуха - $(5,1352 \pm 0,0003) \cdot 10^{18}$ кг, масса водяного пара – около $1,27 \cdot 10^{16}$ кг. [2]

В слое атмосферы от поверхности земли до примерно 5,5 километров находится около 50 % от суммарной массы воздушной оболочки, от 0 до 25 километров – около 95 %, от 0 до 30 километров – 99 %, а от 0 до примерно 80 километров – 99,5 %. Газовый состав воздушной оболочки остается практически неизменным во времени [4].

Таблица 1.1 – газовый состав земной атмосферы.

Газ	Содержание в %
Азот (N)	78,1
Кислород (O)	21,0
CO ₂ и др.газы	0,9

За нижнюю границу атмосферы принимают поверхность земной коры и океанов. В нижнем слое газовой оболочки наблюдается наибольшая плотность воздуха, которая составляет около 1.24- 1.30 кг/м³. С увеличением высоты плотность постепенно уменьшается, достигая плотности космической среды. В слое выше 1000 километров в составе воздуха доминируют легкие газы водород и гелий, постепенно переходящие в межзвездное пространство. [5]

Нижний слой атмосферы наиболее непостоянна, для него характерна сильная изменчивость метеорологических характеристик по вертикали и

горизонтали. В данном слое наблюдаются сильные движения воздуха и барические образования. В верхних, более разреженных, слоях атмосферы происходит поглощение солнечной радиации, а также различные химические реакции разложения находящихся там газов на заряженные ионы.

Атмосфера Земли играет огромную роль в жизни человечества и планеты. Воздушная оболочка защищает биологические организмы от сильнейшего радиационного излучения солнца, задерживает тепловую энергию в ночное время суток и предотвращает чрезмерное перегревание в дневные часы, служит «щитом» против различных небесных тел, сгорающих при прохождении через плотные слои атмосферы, также атмосфера используется живыми организмами для дыхания [6].

1.2. Вертикальная структура атмосферы

Плотность газовой компоненты убывает с высотой в соответствии с ее молекулярной массой. Чем тяжелее газ, тем быстрее убывает его плотность с высотой. Вертикальное распределение газов в смеси, связанное с их физико-химическими свойствами, называется диффузионно-гравитационным разделением газов. По вертикали атмосфера Земли гораздо более неоднородна, чем по горизонтали. Атмосферу делят на слои относительно изменения в ней с высотой различных метеорологических величин. Наиболее часто структуру атмосферы определяют относительно изменения температуры с высотой.

1. Тропосфера – нижний слой атмосферы Земли. Нижняя граница определяется подстилающей поверхностью, верхняя граница располагается на высоте около 8-10 километров над уровнем моря в полярных широтах, 10-12 километров – в умеренных, 16-18 километров – в тропических широтах. В тропосфере происходит большинство атмосферных явлений, сильно развита горизонтальная циркуляция, развиваются облака различных видов, зарождаются барические образования, такие как циклоны, антициклоны и

атмосферные фронты. Температура с высотой постепенно уменьшается, температурный градиент равен 0,65 градусов на каждые 100 метров.

2. Тропопауза – переходный слой между тропосферой и следующим за ней слоем – стратосферой. В данном слое прекращается снижение температуры, ее вертикальный градиент приближается к нулю.

3. Стратосфера – слой, который располагается выше тропопаузы на высотах от 10-18 до примерно 50 километров. Для данного слоя характерно увеличение температуры воздуха. В нижнем слое стратосферы от 10-18 до 25 километров температура повышается относительно медленно. В слое от 25 до 40 километров температура повышается быстрее. Диапазон изменения: от -56 градусов по Цельсию до примерно 0 градусов.

4. Стратопауза – переходный слой между стратосферой и следующей за ней мезосферой. На высоте примерно 40 километров рост температуры замедляется, при достижении значения около 0 градусов, температура остается неизменной до уровня 55 километров, данный слой и является стратопаузой.

5. Мезосфера – слой атмосферы, нижняя граница которого располагается на уровне около 50 километров, верхняя – на 80 – 90 километров. В данном слое температурный градиент опять меняет знак. В мезосфере наблюдается понижение температуры с высотой, в среднем температура изменяется на 0,3 градуса на каждые 100 метров. В мезосфере в основном происходит поглощение солнечной радиации, а также различные фотохимические реакции разложения на заряженные ионы находящихся там легких газов.

6. Мезопауза – переходный слой между мезосферой и следующей за ней термосферой. Для данного слоя характерна температура около – 90 градусов по Цельсию.

7. Термосфера – следующий слой атмосфера, нижняя граница которого располагается на уровне примерно 90 километров, верхний – до 800 километров. Значения температуры имеют постоянное неравномерное

изменение и могут достигать до 2000 градусов по Кельвину, на полюсах во время северного сияния и различных магнитных бурь, могут наблюдаться повышения до 3000 градусов по Кельвину. Однако на высотах термосферы воздух настолько разрежен, и расстояние между молекулами столь велико, что такие высокие значения температуры соответствуют кинетической энергии (скорости движения) отдельных молекул, которые редко сталкиваются друг с другом. В этом смысле кинетическая температура отличается от тепловой температуры нижних слоев.

8. Термопауза – переходный слой между термосферой и следующей за ней экзосферой. Данный слой характеризуется постоянной температурой, что является следствием того, что на такой высоте единственным источником энергии является приходящая солнечная радиация.

9. Экзосфера – внешний слой воздушной оболочки Земли. Высота нижней границы экзосферы располагается на высоте примерно 800 километров и может повышаться или понижаться в зависимости от солнечной активности. В данном слое наблюдаются высокие значения температуры воздуха, которые могут достигать 2000-3000 градусов по Кельвину. На всем протяжении экзосферы значения температуры практически не изменяются с высотой. В данном слое наблюдается крайне низкая плотность воздуха, частицы легких газов преодолевают силу тяготения Земли и, отрываясь от атмосферы, направляются в космическое пространство [5] [7].

Вертикальное строение атмосферы Земли представлено на рисунке 1 [8].

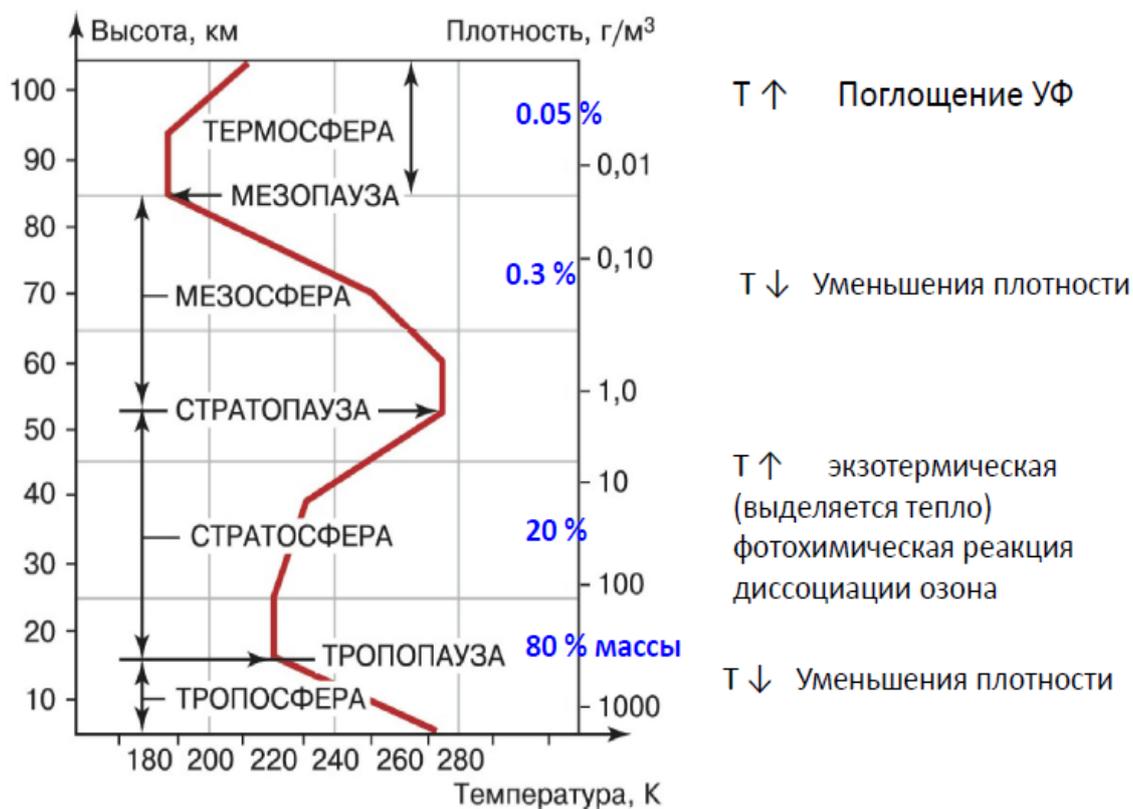


Рисунок 1.1 – Вертикальное строение атмосферы Земли

1.3. Особенности полярных регионов

С географической точки зрения атмосферу Земли делят на области, которые различаются по климатическому режиму, обусловленному различными причинами, в первую очередь режимом инсоляции, влияющими на погодные условия и циркуляцию в этих областях.

В полярных областях господствует арктический климат. Формирование полярного климата определяет прежде всего солнечная радиация, сезонные контрасты прихода которой в данной области гораздо больше, чем в неполярных областях. Длительные полярный день и полярная ночь обуславливают неравномерное поступления солнечной энергии на

поверхность. Годовые суммы радиационного баланса отрицательны из-за высокой способности поверхности отражать солнечные лучи, кроме того значительная часть энергии затрачивается на таяние снежного покрова. В следствие этого полярные регионы характеризуются низкой температурой воздуха [9]. В данном регионе в вертикальном разрезе атмосферы наблюдаются мощные инверсии. Сильное радиационное выхолаживание служит причиной развития приземных повышений температуры. В слоях воздуха на больших высотах инверсии возникают из-за теплой адвекции воздуха, а также при уменьшении объема воздуха, возникающего при опускании частиц воздуха внутри антициклонов. Инверсии вызывают низколежащую облачность, характерную более для теплого времени года, когда наблюдается поступление теплого воздуха от подстилающей поверхности в вышележащие слои [10].

Арктика – географический район, расположенный на северном полюсе планеты Земля, включающий в себя почти весь Северно-ледовитый океан. В данном регионе наблюдается свободная циркуляция теплых вод из зон умеренных широт, что способствует регулированию количества льдов. Над данным районом наблюдаются многочисленные циклоны, также несущие теплые массы воздуха вглубь территории [11].

Климат арктического региона обусловлен меньшим приходом солнечной энергии на подстилающую поверхность, чем в других климатических зонах. В период длительного полярного дня суммарная солнечная радиация приобретает большие значения, однако высокое альbedo льда и снега, а также большая облачность приводят к значительному отражению и рассеянию солнечных лучей. Распределение солнечной радиации по территории неравномерно. В периоды полярных ночей значения радиационного баланса отрицательны, однако это компенсируется приходом значительного количества тепла из вод океана, океанических течений и

атмосферного воздуха. Температура воздуха прибрежных районов имеет большие значения, чем температура на материке.

В атлантическом районе арктической зоны наблюдается сильная циклоническая активность, с чем связаны различные изменения температуры воздуха, а также небольшое количество дней с ясной погодой. Низкие температуры наблюдаются в тех районах, которые покрыты наиболее толстым слоем льда и снега, который препятствует излучению тепла в атмосферный воздух. На данных территориях учащается антициклоническая деятельность, которая несет с собой ясную погоду и выхолаживание. В теплый период года циклоническая деятельность уменьшается, что обуславливает сокращение обмена воздушными массами с широтами, в которых преобладает умеренный климат. Наиболее сильно активная циклоническая деятельность распространена в атлантическом и тихоокеанском районах арктической зоны. В районе полюса циклоны наблюдаются редко [10].

Антарктида – материк, расположенный в районе южного полюса Земли, со всех сторон окруженный океаном. В атмосфере над Антарктидой наблюдается мощный антициклон на протяжении всего года. Циклонические образования, которые зарождаются и развиваются в умеренных широтах, при попадании в данную область сразу переходят в стадию заполнения [11]. В Антарктиде наблюдаются самые суровые климатические условия. На широтах более 80° наблюдается сильный приток суммарной солнечной радиации, однако сильная отражательная способность подстилающей поверхности становится причиной отрицательного радиационного баланса на всей площади материка, покрытой снегом и льдом. Из-за этого наблюдается поток тепла направленный из вышележащих слоев воздуха к поверхности материка. Меридиональная циркуляция определена разницей между барическими полями океана и материка. В данном районе наблюдается движение теплого воздуха с океана на сушу в верхних слоях воздуха, и стекание холодного сухого воздуха по материк к морю вблизи подстилающей поверхности. Это

является причиной сильных повышений температуры и влажности воздуха вблизи земли и на высотах. Такие атмосферные условия обуславливают резкое изменение климатических условий от океана в глубь материка. В центральной части континента формируется область с наиболее низкой температурой воздуха. Относительная влажность воздуха принимает значения около 70-80 процентов и имеет тенденцию к увеличению в летнее время за счет увеличения притока солнечной радиации, и как следствие увеличение испарения водяного пара. В центре Антарктики наблюдается более суровый и холодный климат, осадки довольно часты, относительная влажность имеет зависимость от стекания холодного воздуха к морю. Облачность крайне редка, причиной также является сток холодного воздуха с материка. Климат прибрежных районов более мягкий. Скорость ветра приобретает небольшие значения, осадки наиболее интенсивны в период активной циклонической деятельности. На территории свободной от снежного покрова в летние месяцы наблюдается сильное повышение температуры подстилающей поверхности, что приводит к образованию конвективной облачности.

Процессы, происходящие в северном и южном полушарии, имеют схожую природу происхождения, однако различие в расположении поверхности материков и океана на полюсах несет с собой различие прогревания тропосферного воздуха и, следовательно, циркуляционных процессов. Междоширотный перенос в северном полушарии отличается большей интенсивностью, чем в южном. Циклоны южного полюса часто имеют большие глубины и скорости перемещения, однако, в отличие от барических образований арктического региона, проходят меньшее число параллелей, что говорит о достаточно малых масштабах междоширотного переноса, из чего можно сделать вывод, что горизонтальный перенос тепла к северному полярному району происходит в больших масштабах.

1.4. Методы и средства исследований полярной атмосферы

В настоящее время существует несколько методов изучения процессов и явления на различных высотах вплоть до космического пространства:

Контактные методы. Данные методы основаны на прямом погружении прибора в среду на той высоте, на которой необходимо провести исследование, к ним относят радиозондирование атмосферы, зондирование с различных летательных аппаратов, шаропилотные наблюдения. Данный метод имеет ряд преимуществ: во-первых, существует реальная возможность организовывать постоянные систематические наблюдения за определенными параметрами, во-вторых, данный метод является достаточно надежным сбором данных, позволяющим верить в их правдивость и точность. Однако контактный метод не позволяет изучать атмосферу на больших высотах, так как ограничивается зоной действия радиозондов и высотой полета летательных аппаратов.

Активные косвенные методы. Активные косвенные методы базируются на том, что в воздушное пространство посылаются звуковые, световые или радиосигналы, и по их изменению, рассеиванию или отражению производится исследование различных параметров.

Пассивные косвенные методы. Атмосферные процессы и явления изучаются без непосредственного вмешательства в их природу с помощью различных приборов. Некоторые погодные явления свидетельствуют об изменении метеорологических параметров в районе их появления, что помогает делать выводы о температуре, давлении, ветре, влажности и тд.

Основными методами, с помощью которых изучают верхнюю часть воздушной оболочки Земли на данный момент, являются активные косвенные методы, а именно наземное радиозондирование и спутниковое зондирование атмосферы.

1.4.1. Зондирование атмосферы с помощью метеорологических радиолокаторов

Данные приборы используются для зондирования воздушной оболочки Земли с целью определения границ нахождения облаков и осадков, а также опасных погодных явлений путем измерения мощности сигналов, которые отражаются от исследуемых объектов в атмосфере. Метеорологические радиолокаторы (МРЛ) позволяют определить расположения конвективной облачности и явлений, которые с собой эта облачность несет, анализировать густоты и интенсивности осадков, прогнозировать опасные метеорологические явления с некоторой заблаговременностью. Анализ данных, полученных с помощью измерений радиолокаторами, основан на наличии сильных физико-статистических связей исследуемых характеристик с состоянием и различными параметрами облачности и погодных явлений. При данном методе исследования используются как количественные характеристики – вертикальная мощность облачности, высота расположения верхней границы, а также радиолокационная отражаемость объекта, так и качественная специфика пространственного распределения радиоэха.

Существуют так же доплеровские метеорологические радары. За основу берется эффект Доплера, который состоит в том, что частота сигналов, которые отражаются от исследуемого объекта, изменяется при движении этого объекта относительно радиолокатора. Данный вид радиолокаторов может измерять только радиальные скорости. Для полноценного исследования какого-либо метеорологического явления необходимо иметь сразу несколько радиолокаторов, производящих измерения с нескольких различных направлений.

Кроме этого для зондирования атмосферы используются метеорологические квантовые оптические локаторы. Данные радиолокаторы служат для определения различных вариаций аэрозолей во времени и

пространстве, позволяют получить измерения различных метеорологических величин, исследовать газовый состав атмосферного воздуха и некоторые параметры турбулентности воздуха. В конструкции метеорологических квантовых оптических локаторов основой служит лазер, который имеет ряд достоинств, что делает его использование оправданным в определенных случаях. К ним относятся высокая когерентность лазерного луча, очень небольшая его расходимость и возможность создания различной спектральной плотности потока. Принцип работы лазера для обнаружения и описания метеорологических объектов заключается в том, что при прохождении через атмосферные слои лазерный луч претерпевает различные изменения, такие как спонтанное, молекулярное и аэрозольное рассеяние и в зависимости от изменения сигнала судят о наличии того или иного погодного явления [12].

1.4.2. Дистанционное зондирование атмосферы с помощью спутниковых систем

Дистанционное зондирование – получение данных об объекте, процессе, явлении или территории без контакта с ними. В настоящее время зондирование атмосферы со спутников получило большое распространение. Данные с космических станций используют как в повседневной жизни, так и в научных целях. Спутниковые системы помогают получать оперативную информацию необходимой периодичностью, что является необходимым при исследовании различных процессов и явлений на поверхности земли и в атмосферном воздухе. Космические снимки применяются при наблюдении за динамикой различных опасных гидрометеорологических явлений. Спутниковые системы незаменимы при составлении географических и иных карт, поскольку спутниковая съемка обеспечивает широкую обзорность территории и достаточную детализацию исследуемых объектов. Дистанционные методы зондирования позволяют вести повсеместный

мониторинг различных метеорологических параметров на любой точке земной поверхности, поскольку охватывают весь земной шар. Кроме того, данные системы обеспечивают широкие возможности для обработки и передачи данных, необходимых для всестороннего анализа развития исследуемых явлений. За последние годы накоплена достаточно большая база данных космических снимков различного разрешения и назначения.

Дистанционные методы зондирования основаны на изменении электромагнитного излучения при отражении или излучении объектом, при определенном удалении от него. Сенсоры, установленные на спутниковых системах, способны распознавать широкий диапазон электромагнитного излучения, что помогает им предоставить огромный объем информации об исследуемом объекте или территории. Активный метод для дистанционного зондирования с помощью спутников заключается в том, что прибор отправляет на земную поверхность сигнал и регистрирует его измененное объектом исследования отражение. Пассивный метод заключается в том, что приемник, установленный на спутнике, регистрирует отражение от поверхности солнечной энергии или собственного излучения объекта. При изменении свойств поверхности изменяется регистрируемый сигнал [13].

1.5 Циркуляция в средней атмосфере

1.5.1 Радиационный приток тепла

Состояние верхних слоев атмосферы Земли определяется различными факторами, в том числе радиационными и динамическими процессами. Для широт, располагающихся севернее 65 широты большую роль играет радиационный фактор, поскольку в высоких широтах наблюдается различный

приток солнечной энергии в зимний и летний сезоны года, что обуславливает наличие полярного дня и полярной ночи.

Циркуляция земной атмосферы, имеющая глобальные масштабы, зависит прежде всего от притока солнечной радиации в слоях, лежащих выше тропопаузы. В стратосфере и мезосфере наиболее сильно изменяются значения концентрации водяного пара и озона. Озоновый слой играет важную роль в температурной структуре средней и верхней атмосфере, поскольку регулирует интенсивность процессов, связанных с поступлением солнечной энергии.

Во время зимнего сезона в условиях полярной ночи приток коротковолновой радиации отсутствует, поскольку она в большой степени поглощается озоном и водяным паром. Также происходит постоянная потеря тепловой энергии, что обусловлено инфракрасным излучением углекислым газом, водяным паром и озоном.

При наступлении полярного дня в верхних слоях атмосферы высоких широт приток солнечной радиации сильно увеличивается. В слое стратосферы летний полюс теплее, чем зимний, и наблюдается большое значение температурного градиента.

Исходя из баланса термического ветра, в средней атмосфере в летний период наблюдается усиление восточных ветров, а в зимний период – западных ветров.

1.5.2 Стратосферная циркуляция Брюэра–Добсона

В слое стратосферы движение воздушного потока направлено к полюсу. Концентрация озона в высоких широтах имеет большие значения, чем в тропических областях. Благодаря медленной циркуляции в слое стратосферы озон выносится из тропической зоны, где происходит его образование, и

перемещается в более высокие широты. Циркуляция Брюэра-Добсона, при которой наблюдаются восходящие движения воздуха вблизи экваториальной зоны, далее перенос в направлении полюсов и стоковые движения в более высоких широтах. Схема данной циркуляции изображена на рисунке 1.5.1.

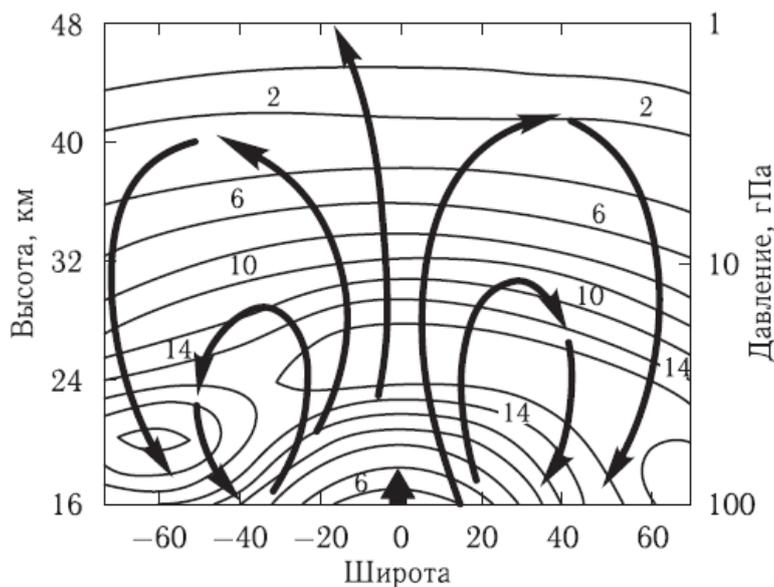


Рисунок 1.5.1 - зональная циркуляция в средней атмосфере (толстые стрелки). Изолинии показывают концентрацию озона (источник: NASA)

Циркуляция Брюэра–Добсона включает в себя три главные части. Первая часть – это восходящее движение воздуха из слоя тропосферы в стратосферу в районе тропиков. Вторая – движение воздуха в сторону полюса в стратосферном слое. В третьей части наблюдается нисходящее движение воздуха среднеширотной и высокоширотной стратосфере и в северном и в южном полушарии. В тропической ветви циркуляции наблюдается очень медленное перемещение воздуха, скорость составляет порядка 20-30 метров в сутки. Около 90 процентов воздуха, который поднялся на высоту примерно 15 километров, будет перемещаться в средние широты, оставшаяся часть воздуха поднимется в вышележащие слои атмосферы.

В области 30° северной и южной широты циркуляция изменяется и становится направленной вниз и в сторону полюса. В северном и южном

полушарии эти процессы происходят неодинаково, поскольку планетарные волны, которые приходят из тропосферы, оказывают на них разное воздействие, что связано с особенностями рельефа на полюсах. В северном полушарии Земли наблюдается более сильная волновая активность, чем в южном, поэтому полярный вихрь Антарктики более холодный и изолированный, чем арктический.

1.5.3 Страто-мезосферная циркуляция

Меридиональная циркуляция.

В слое мезосферы в зимнее время наблюдается относительно теплый полюс, а в летнее – холодный. В период солнцестояния в верхних слоях атмосферы, располагающихся на высотах 30-90 километров, наблюдается единственная ячейка, в которой в летнем полушарии наблюдается восходящее движение воздуха, а в зимнем - нисходящее. Меридиональный дрейф имеет направление от летнего полушария к зимнему (рис. 1.5.2.). В результате чего полярная мезосфера в летний период становится более холодной, чем радиационное равновесие, а в свою очередь мезосфера в зимний период – более теплой. Считается, что данная система циркуляции действует из-за влияния мелкомасштабных гравитационных волн.

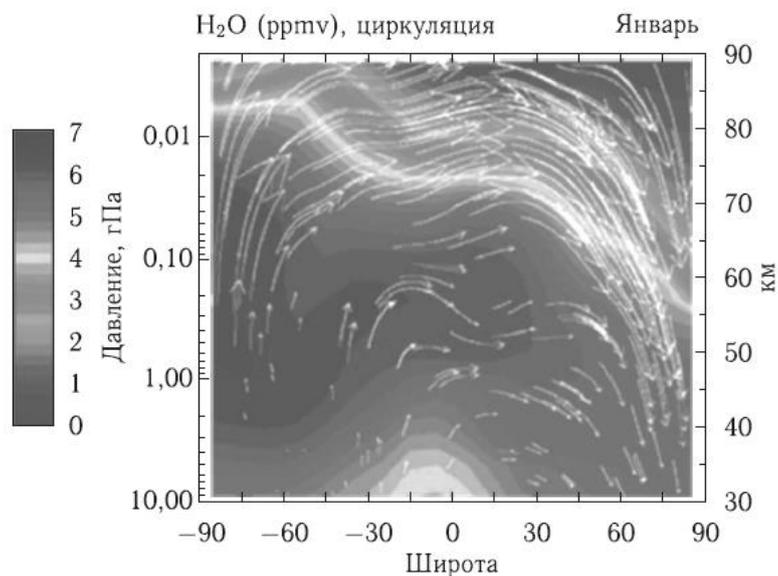


Рисунок 1.5.2. - страто-мезосферная межполушарная циркуляция (стрелки), наложенная на изолинии распределения водяного пара (источник: SPARC)

Зональная циркуляция.

На рисунке xx3 показано распределение усредненных по долготе зональных ветров крупного масштаба в слое от поверхности Земли до 90 километров. Как хорошо видно по рисунку, максимум зонального ветра в верхних слоях тропосферы находится между 50 и 60 градусами южной широты, что согласуется с меридиональными контрастами температуры, которые с высотой увеличиваются. Данные температурные контрасты имеют место в районе от 45 градусов южной широты и к полюсу.

Важной особенностью циркуляции является наличие струй достаточно сильного западного ветра, располагающихся в средних широтах на высоте 10 километров. Наибольшая скорость ветра наблюдается в мезосфере на высоте 60 километров.

В средних широтах также наблюдаются две струи. В зимнем полушарии располагается наиболее сильная струя западного ветра, в летнем - струя восточного ветра. Во время равноденствия, при изменении знака температурного градиента, изменяется направление движения этих струй на противоположное. Во время внезапных стратосферных потеплений западный ветер на высоте стратосферы существенно ослабляется, иногда до полного исчезновения.

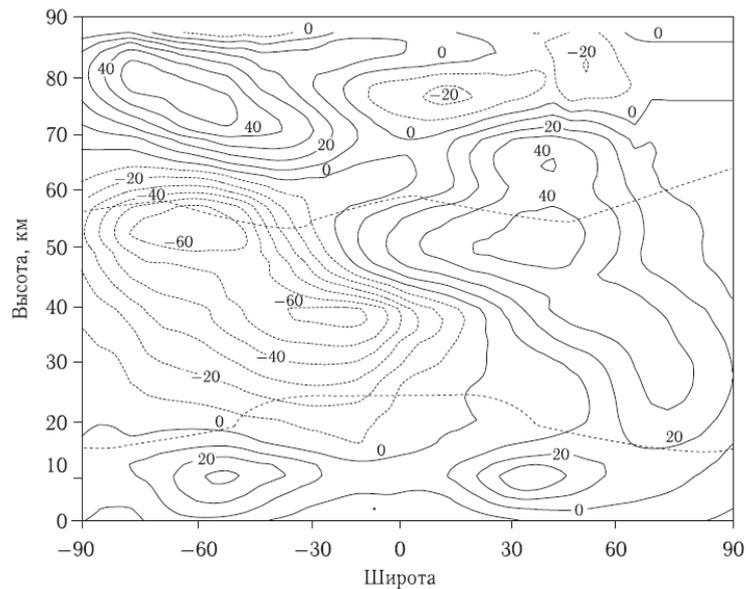


Рисунок 1.5.3. - Климатология зонального ветра в январе (источник: SPARC)

Зональное распределение температуры.

На рисунке 1.5.4. показано зональное распределение температуры за январь от северного до южного полюса в слое от поверхности Земли до 90 километров. Данные получены по атмосферному реанализу. По профилю средней температуры можно сделать вывод о сильной сезонной и широтной изменчивости. Наблюдается уменьшение температуры с широтой в слое тропосферы. В слое нижней стратосферы широтное распределение температуры имеет довольно сложный характер. В летнем полушарии наблюдается холодный экватор и теплый полюс, в зимнем полушарии – холодно и на экваторе, и на полюсе, более теплая область наблюдается в средних широтах. Купол холодного стратосферного воздуха над зимним полюсом довольно изменчив. Во время середины зимы он может исчезать на период в несколько недель, такое наблюдается во время больших стратосферных потеплений. На уровне стратопauзы наблюдается температурный градиент между летним и зимним полюсами. На уровне мезопauзы наблюдается противоположная ситуация. В каждой области атмосферы за изучаемый период наблюдается сильная внутрисуточная

изменчивость температуры. В верхней термосфере эта изменчивость наиболее значительная. Разница между дневной и ночной температурами может достигать нескольких сотен градусов.

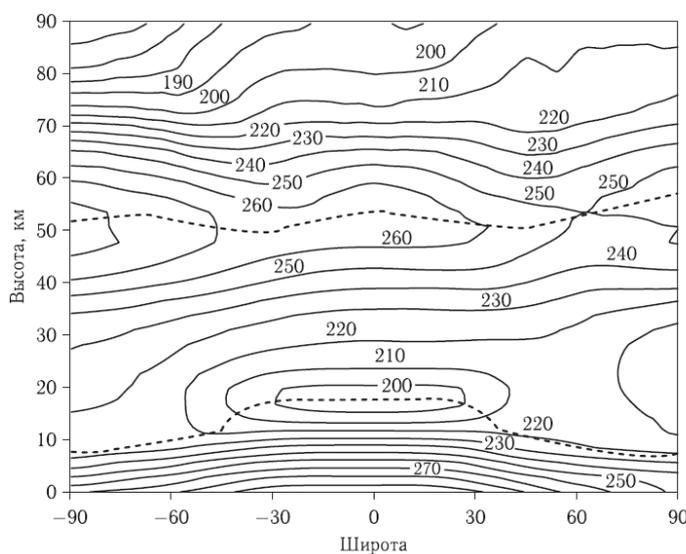


Рисунок 1.5.4. - Климатология зональной средней температуры для января (источник: SPARC)

1.5.4 Зимний полярный вихрь

В период зимней полярной ночи солнечный свет не достигает полюса. В это время в стратосфере развивается мощный циркумполярный ветер, который называется полярным вихрем. Скорость ветра в нем может достигать 100 м/с. В зимний период в средней атмосфере в полярных районах ветер характеризуется большими скоростями, чем в летнее время. Большие скорости ветра связаны с неравномерным распределением горизонтальных контрастов температуры, которые наблюдаются примерно в середине зимнего сезона вдоль полярного круга в южном и северном полушарии, что можно объяснить охлаждением воздушных масс во время продолжающейся полярной ночи из-за излучательной способности озона, углекислого газа и водяного пара, из-за этого с высотой увеличиваются контрасты температур между средними широтами и полярными областями, что является причиной возникновения западного стратосферного струйного течения [14].

В полярных районах в зимнее время наблюдается крайне слабый приток солнечного излучения на поверхность, а также отсутствует вертикальное перемешивание, что способствует образованию области низкого давления с центром в области полюса, которая препятствует смешиванию с расположенными вокруг более теплыми низкоширотными воздушными массами. Из-за появления циркумполярного вихря уменьшается привнесение в атмосферу озона из средних широт в зимний и весенний период года, что приводит к изменению концентрации озона в полярных областях. Схема процессов в полярном вихре представлена на рисунке 1.5.5.

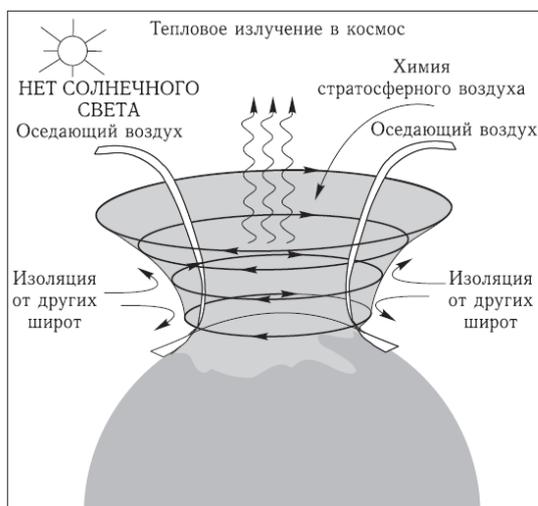


Рисунок 1.5.5 - Схема полярного вихря (Моханакумар. 2011)

Внезапные стратосферные потепления (ВСП) оказывают большое влияние на деструкцию озона. Наиболее яркие мажорные ВСП сильно ослабляют циркумполярный вихрь, а в некоторых случаях приводят к его разрушению, что в значительной степени сокращает весеннее разрушение озона в полярной атмосфере. Кроме того, сильное взрывное увеличение температуры во время ВСП оказывает воздействие на полярные стратосферные облака (ПСО), активирующие соединения, которые способствуют деструкции озонового слоя. При внезапных стратосферных

потеплениях уменьшается поверхность ПСО и, следовательно, уменьшается потенциал для разрушения озона [15].

При сильном изолированном полярном вихре происходят процессы потери озона, кроме того отсутствует приток обогащенного озоном широтного воздуха. Такая изоляция полярного вихря является ключевым элементом разрушения и потери полярного озона, поскольку область вихря эволюционирует без каких-либо возмущений со стороны химического состава воздуха из области средних широт. Арктический вихрь менее изолирован и не так сильно препятствует проникновению более теплого и обогащенного озоном воздуха, чем антарктический вихрь, что обусловлено более сильной волновой активностью в северном полушарии. В годы, когда наблюдаются слабые планетарные волны, на полюсе формируется озоновая дыра. В период, когда наблюдается сильная волновая активность, стратосфера высоких широт становится теплее обычной, и разрушение озона минимально.

1.5.5 Влияния характера зимнего стратосферного вихря на погодные системы

Полярный вихрь представляет собой систему низкого давления, которая находится над полюсами и достигает наибольшей протяженности в зимние месяцы. Он наиболее силен зимой из-за огромного температурного контраста между полярными регионами и регионами средних широт. Люди часто связывают полярный вихрь с холодными фронтами, которые производят снег. Хотя этот вихрь действительно приносит удар холодного воздуха, его ассоциация со снегом просто не имеет места. Полярный вихрь в основном возникает в стратосфере, слое атмосферы примерно на 6-30 миль выше тропосферы, где происходит большая часть погоды. Хотя он находится на высоте 30 миль над землей, он по-прежнему оказывает сильное влияние на повседневную погоду.

Изменения в стратосферном полярном вихре могут повлиять на структуру струйных течений, заставив их двигаться на юг, что, в свою очередь, может повлиять на местоположение и устойчивость холодных воздушных масс в Северной Америке и Европе. Когда полярный вихрь наиболее силен вероятность погружения глубокой холодной воздушной массы в Северную Америку или Европу крайне мала. Когда вихрь наиболее слаб, наблюдается удар холодного воздуха.

Полярный вихрь время от времени ослабевает, что связано с энергией, которая поднимается из нижних слое атмосферы. Это происходит, когда стратосфера внезапно нагревается. Это явление называется внезапным стратосферным потеплением (ВСП). Это событие поднимает температуру воздуха на большое значение, иногда достигающее 50 градусов и более всего за несколько дней в стратосфере. Хотя это событие кажется редким, оно происходит не реже одного раза в зимний сезон. Это внезапное потепление разрушает и ослабляет полярный вихрь, который смещает его местоположение на юг и может физически разделить вихрь. Когда это происходит, ослабленный вихрь заставляет струйный поток становиться более склонным к «запиранию». Эта блокировка обычно происходит в более холодные месяцы и может легко разрушить «барьер холодного воздуха». Это приводит к более устойчивой холодной погоде в течение нескольких недель. Возмущения давления и температуры полярной области высоте 10 гПа, характеризующиеся слабым полярным вихрем (соответствующим ВСП) или сильным полярным вихрем, распространяются вниз к поверхности в течение примерно одного месяца.

1.5.6. Внезапные стратосферные потепления

Внезапные стратосферные потепления (ВСП) – крупномасштабное явление, происходящее в полярной атмосфере в зимний период, которое оказывает влияние на метеорологические параметры и погодные условия в

этом районе. Во время данного явления наблюдается резкое увеличение температуры за короткий промежуток времени (от нескольких дней до недели) на высоте примерно 30 километров, изменение часто достигает 50 и более градусов, далее изменение температуры распространяется вниз, а иногда вниз и вверх. Так же ВСП могут сопровождаться изменением направления зонального потока, и именно ВСП влияют на то, насколько активным будет полярный вихрь и какое влияние он окажет на концентрацию озона и погоду в нижележащих слоях атмосферы. Так же ВСП ослабляют полярный вихрь, иногда до полного его расщепления, и способствуют его перемещению в сторону от полюса [16].

ВСП потепления являются следствием динамического взаимодействия между тропосферой и стратосферой. Причиной их возникновения служат планетарные волны, которые проникают из тропосферы, проходя через тропопаузу, быстро усиливаются, распространяются в стратосфере и вызывают повышение температуры благодаря адиабатическому нагреванию. Данные волны изменяют зональную циркуляцию, принося направленный к западу импульс. Изменения в полярной циркуляции, принесенные ВСП, сохраняются длительное время, иногда до весенней перестройки в средней атмосфере [17]. Так же оказать влияние на возникновение ВСП могут различные нерегулярные скачки волновой активности, зонального переноса и температуры в слое, располагающемся выше тропопаузы.

В северном полушарии наиболее яркие ВСП возникают в среднем 2 раза за три года, в южном полушарии, значительно реже, что связано с абсолютно отличающимися от Арктики климатическими условиями [18].

Согласно определению, данному Всемирной метеорологической организацией, ВСП делят на два типа [16]:

1. Большие ВСП – потепления, при которых среднезональная температура воздуха, на уровне в 10 гПа повышается от широты 60° в сторону

полюса, при этом среднезональный ветер на той же высоте изменяет направление с западного на восточное.

2. Малые ВСП – потепления, при которых меридиональный температурный градиент меняет знак на противоположный, зональная циркуляция в полярной атмосфере ослабляется, однако направления не изменяет.

1.6. Ресурсы и порталы сбора данных по внезапным стратосферным потеплениям

1.6.1. Атмосферный реанализ

Атмосферный реанализ – это климатический и метеорологический проект, который используется для ассимиляции исторических данных наблюдения за атмосферными параметрами с применением единой последовательной модели анализа.

В данной работе используется реанализ MERRA-2 (The Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2).

MERRA - это повторный анализ NASA для спутниковой эры с использованием новой основной версии системы усвоения данных системы наблюдения за Землей.

Проект фокусируется на историческом анализе гидрологического цикла в широком диапазоне погодных и климатических временных масштабов.

Реанализ MERRA был заменен следующей версией MERRA-2 из-за достижений в системе усвоения, которые позволяют усваивать современное гиперспектральное излучение и микроволновые наблюдения. (MERRA-2) предоставляет данные, начиная с 1980 года. Реанализ MERRA-2 использует наблюдения НАСА за профилем озона, которые были начаты в конце 2004 года. Данный реанализ покрывает большой вертикальный слой атмосферы от

уровня 1000 гПа до 0,1 гПа. NASA предоставляет в открытом доступе данные по изменению большого количества атмосферных параметров с различной частотой измерений. Пространственное разрешение – около 50 км в широтном направлении.

MERRA-2 — это первый долгосрочный глобальный повторный анализ, который ассимилирует данные космических наблюдений за аэрозолями и представляет их взаимодействие с другими физическими процессами в климатической системе. [19]

1.6.2. Спутники Aura (радиометр MLS) и TIMED (радиометр SABER).

AURA является американским искусственным спутником Земли. Он используется для научных исследований атмосферы. Запуск данного спутника произошел 15 июля 2004 года. Его основной задачей является наблюдение различных атмосферных параметров, таких как содержание озона, наличие загрязняющих аэрозолей, температура воздуха и др.

Спутник AURA вращается по солнечно-синхронной орбите на высоте 700 километров. Четыре прибора на борту спутника измеряют остаточные газы в атмосфере, определяя их спектральные характеристики. MLS (Microwave Limb Sounder) - микроволновый радиометр, с помощью которого измеряются концентрации различных химических веществ и соединений в атмосфере, которые оказывают влияние на разрушение озона от уровня поверхности Земли до возможной высоты работы данного прибора.

Система наблюдения Земли MLS наблюдает слабые микроволновые излучения от вращающихся и вибрирующих молекул с Земной конечности, просматриваемой вперед по направлению полета, сканируя ее вид с ближней земли до > 90 км.

Температура и геопотенциальная высота на 54 уровнях от 1000 до 0,0001 ГПа вдоль каждой орбитальной трассы доступны из MLS. Вертикальное разрешение MLS составляет приблизительно 4 км в стратосфере и 8 км от стратосферы до мезосферы. Точность температуры и геопотенциальной высоты варьируются от 1 К и 40 м в верхней стратосфере до 2,5 К и 100 м в мезосфере. Горизонтальное разрешение для температуры составляет ~ 170 км вдоль орбитальной трассы и 12 км поперечной трассы. [20]

2. Результаты анализа

2.1 Каталог 3-D карт температуры в Арктической зоне по данным реанализа MERRA-2.

В зимний сезон высокоширотная атмосфера наиболее изменчива. Процессы, происходящие в зимней стратосфере, и оказывают влияние на погодные системы в широком диапазоне широт. Одной из задач исследования являлось создание каталога трехмерных карт распределения температуры в зимней атмосфере Арктики. По картам каталога, в частности, можно выделить эволюцию термических характеристик зимней стратосферы, когда развивался сильный полярный вихрь, препятствующий ВСП, или наоборот, происходили большие или малые ВСП.

На основе данных реанализа MERRA-2 были построены трехмерные распределения эволюции температуры воздуха по всей толще атмосферы на широтах севернее 65° с целью составления каталога для периода с 1981 по 2020 годы. Временной промежуток для каждого года был взят с 15 декабря предыдущего года до 15 февраля следующего года, поскольку именно в этот промежуток чаще всего наблюдаются явления ВСП. На рисунках 1-7 представлено распределения температуры воздуха в слое атмосферы от 1000 до 0,1 гПа, т.е. от поверхности до высоты примерно 60 км. Это полный высотный диапазон, который покрывается реанализом. По оси абсцисс

отложены время в сутках, по оси ординат стандартные изобарические поверхности от 1000 до 0,1 гПа. Значения температуры воздуха представлены в градусах Кельвина.

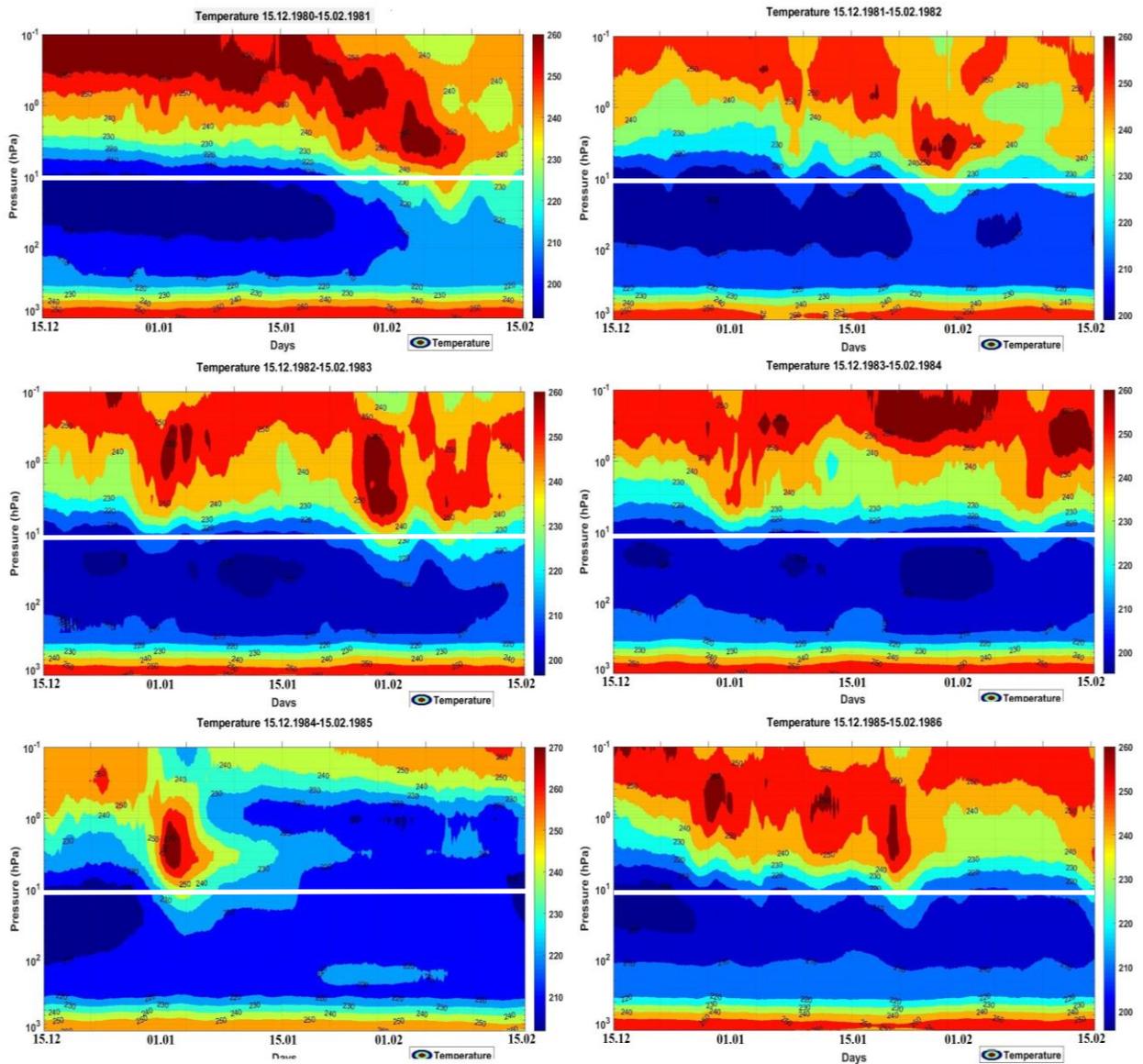
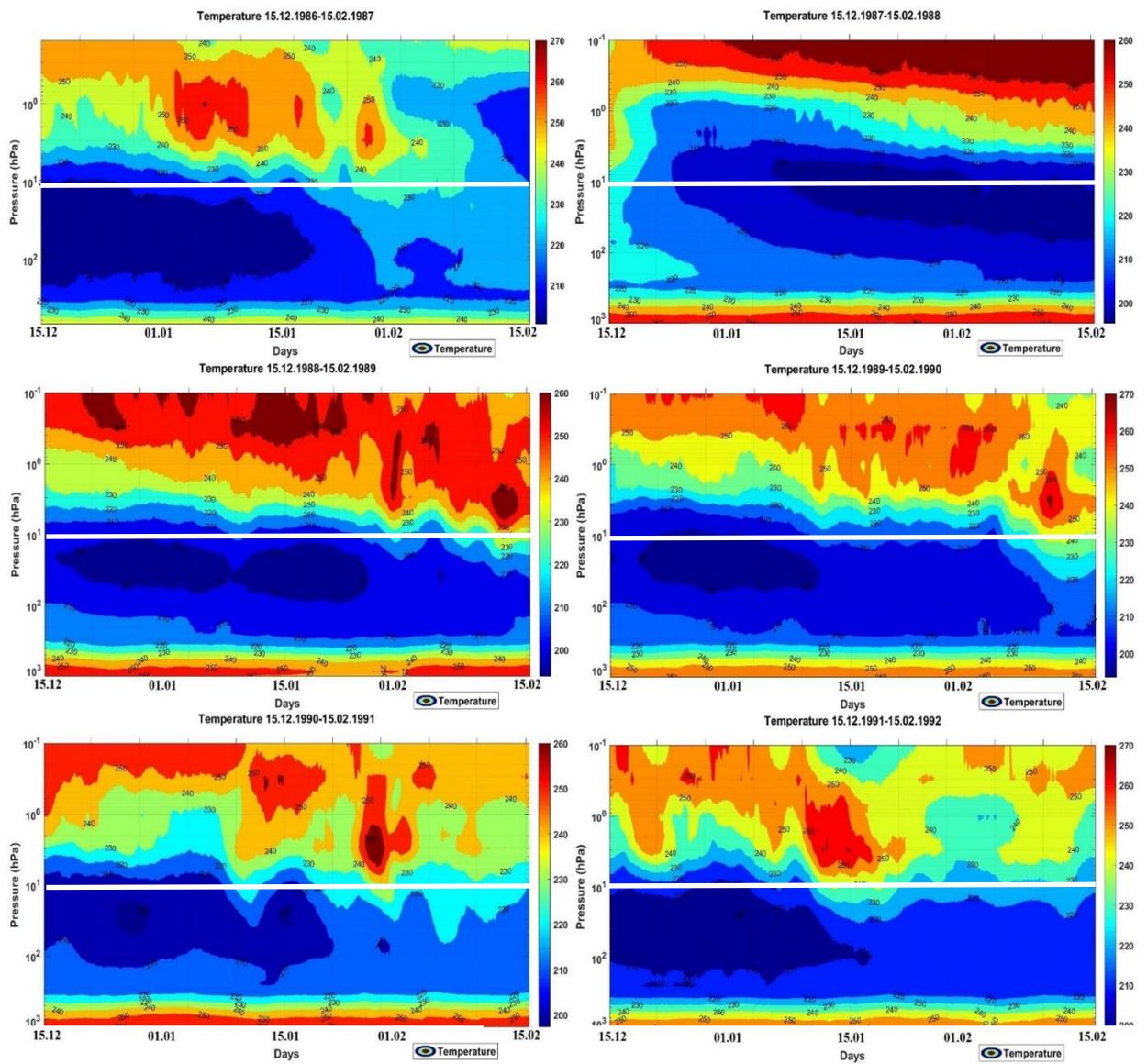


Рисунок 2.1.1– изменения температуры на уровнях от 1000 до 0.1 гПа по данным реанализа MERRA-2 за 1981-1986 гг.



Рисунки 2.1.2 – изменения температуры на уровнях от 1000 до 0.1 гПа по данным реанализа MERRA-2 за 1987-1992 гг.

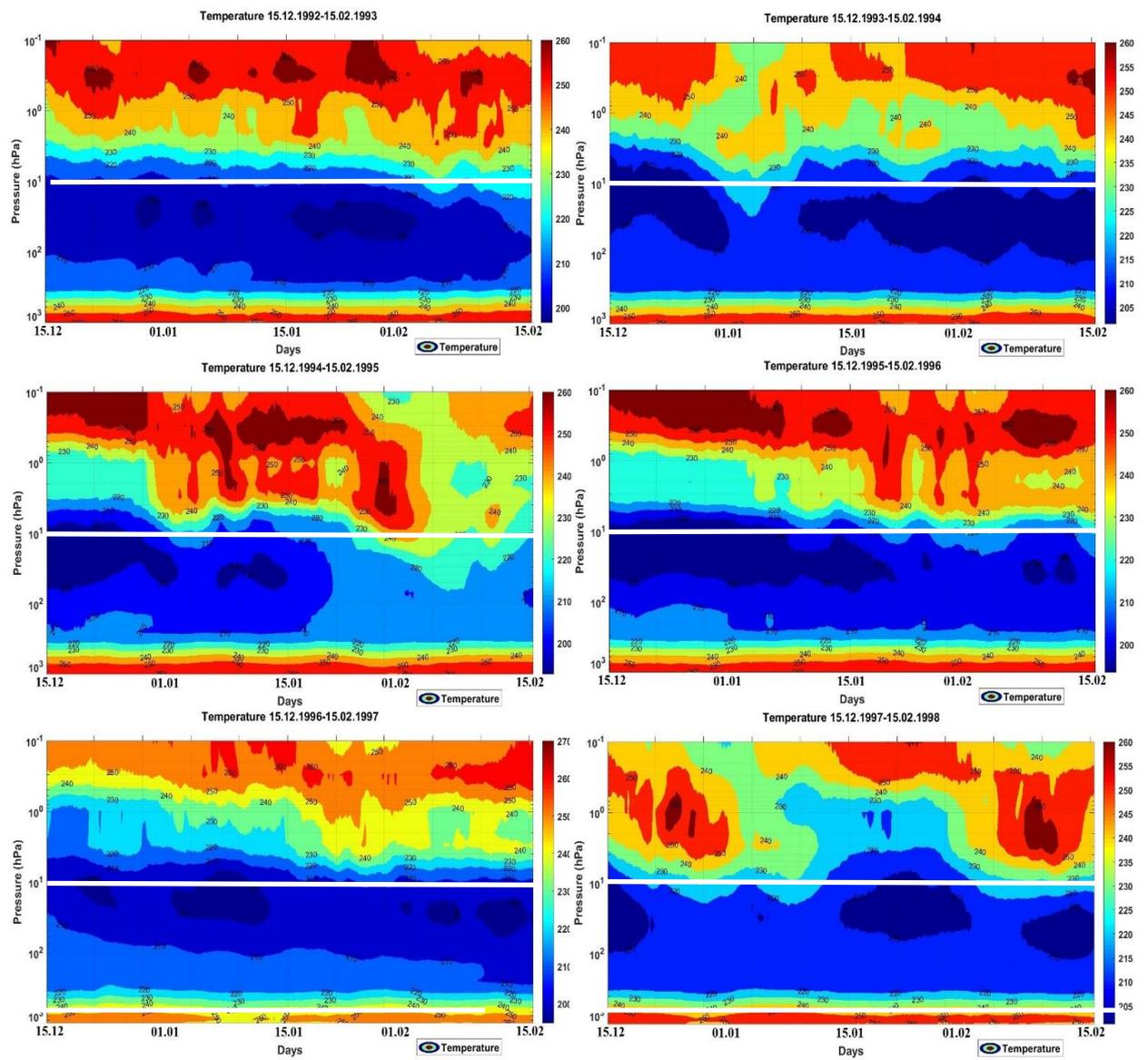


Рисунок 2.1.3 – изменения температуры на уровнях от 1000 до 0.1 гПа по данным реанализа MERRA-2 за 1993-1998 гг.

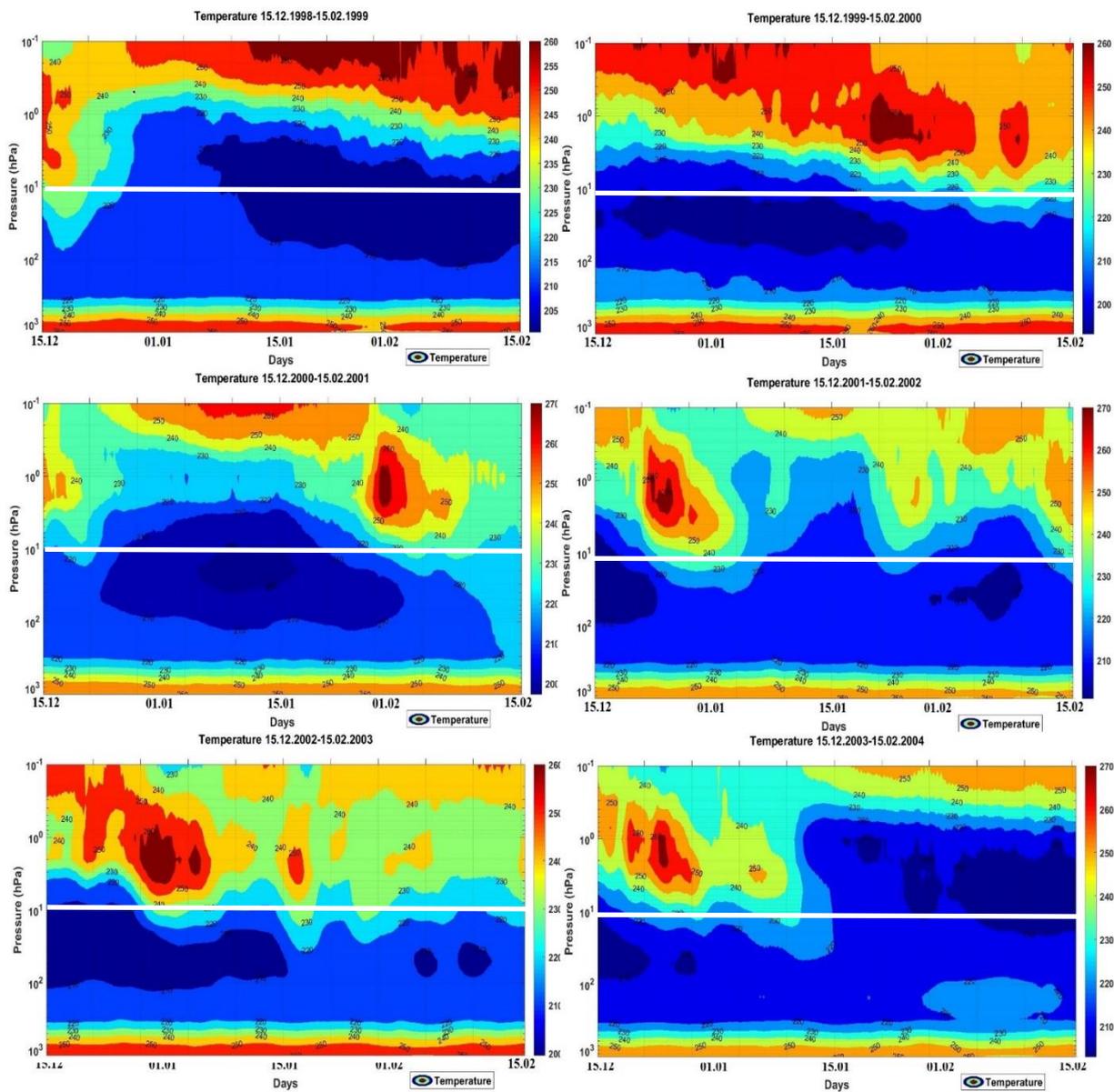


Рисунок 2.1.4 – изменения температуры на уровнях от 1000 до 0.1 гПа по данным реанализа MERRA-2 за 1999-2004 гг.

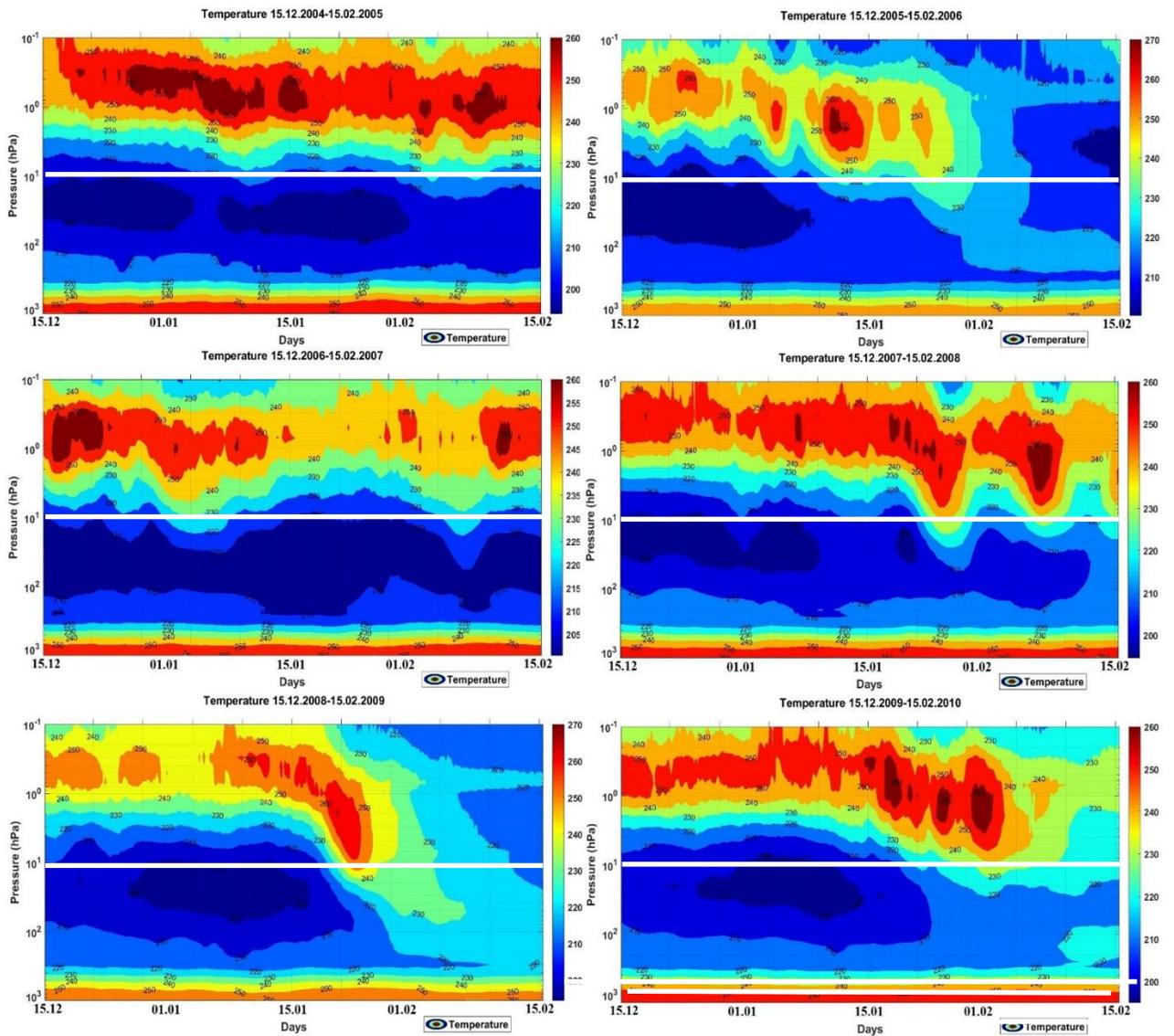


Рисунок 2.1.5 – изменения температуры на уровнях от 1000 до 0.1 гПа по данным реанализа MERRA-2 за 2005-2010 гг.

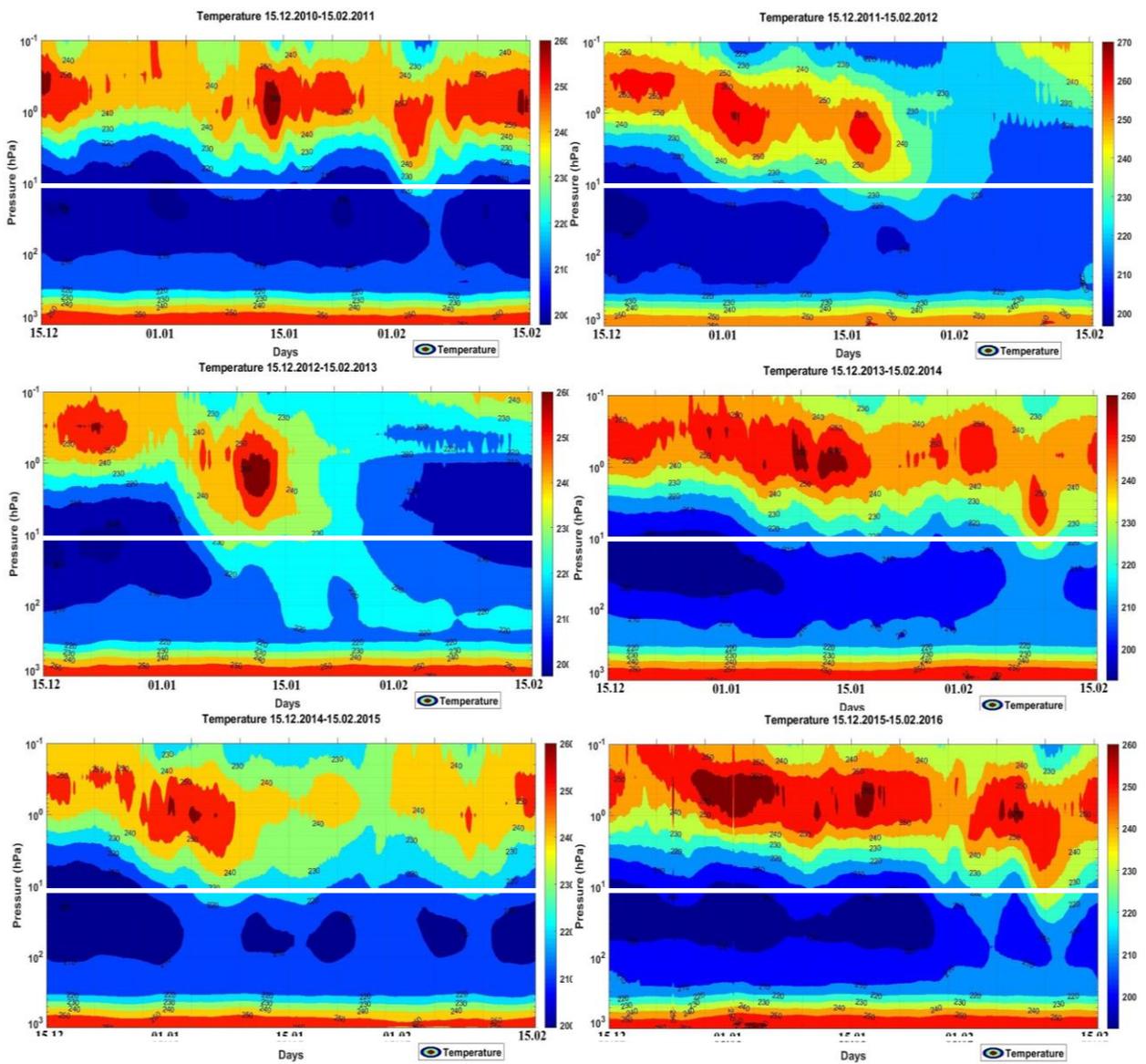


Рисунок 2.1.6 – изменения температуры на уровнях от 1000 до 0.1 гПа по данным реанализа MERRA-2 за 2011-2016 гг.

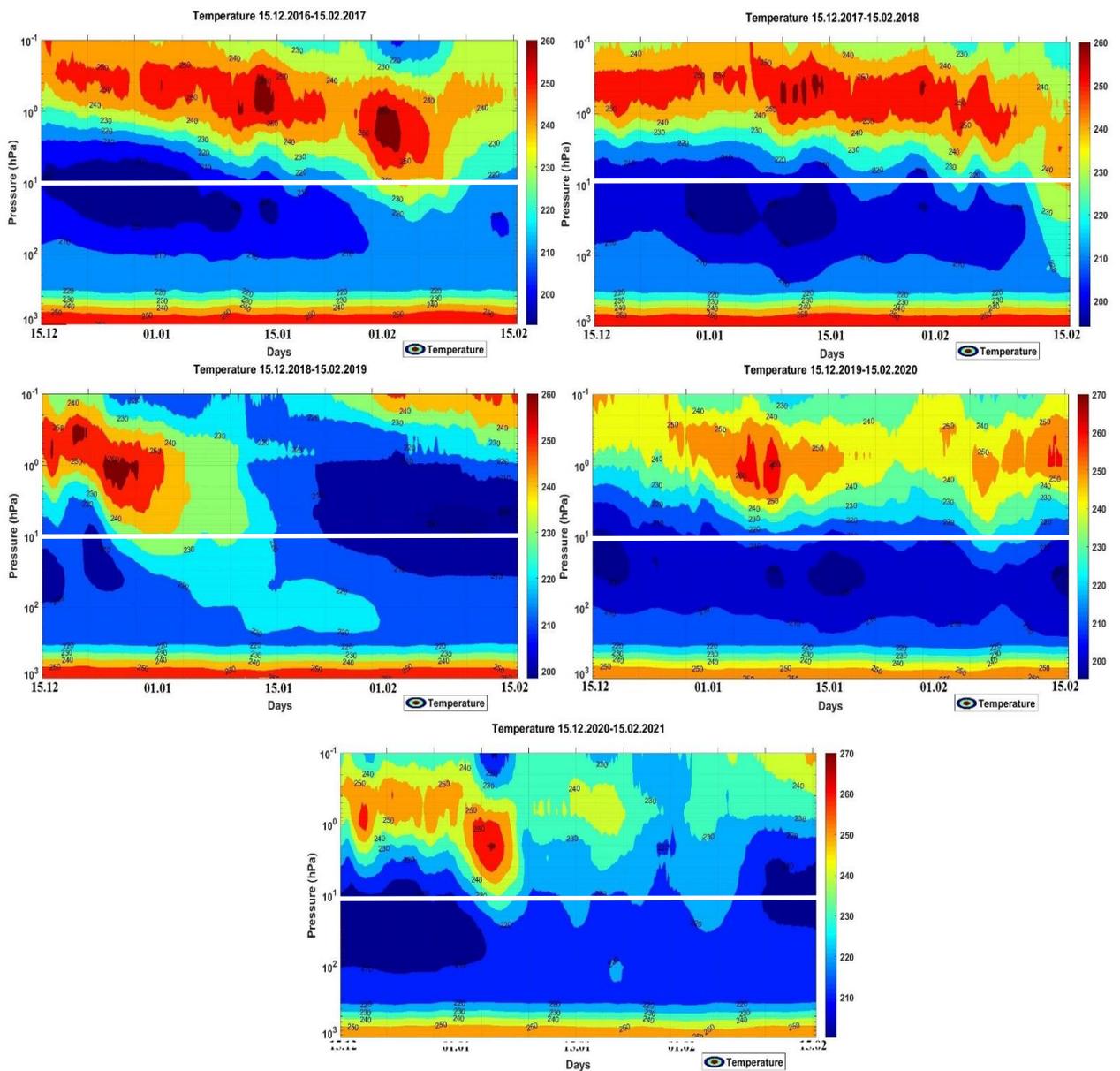


Рисунок 2.1.7 – изменения температуры на уровнях от 1000 до 0.1 гПа по данным реанализа MERRA-2 за 2017-2021 гг. Белая горизонтальная линия обозначает уровень 10 гПа

В общей структуре карт четко проявляются слои атмосферы. Это нижний слой тропосферы, температура в котором падает с высотой от ~ 260 К у поверхности земли до ~ 210 К на уровне тропопаузы. Выше находится холодный слой нижней стратосферы. Выше уровня геопотенциальной высоты

10 гПа температура повышается до ~ 260 К, а термический режим здесь намного более изменчив, чем в нижележащих слоях.

2.2 Структура крупномасштабных возмущений в полярной стратосфере

Проанализируем созданный каталог разрезов температуры с целью выделить условия, когда происходили крупномасштабные метеорологические возмущения в полярной стратосфере. Диапазон таких условий простирается от развития сильного, стабильного в течение зимы полярного вихря, который препятствует стратосферным потеплениям и соответствующих изменений в атмосфере и приземной погоды, до зим с большими ВСП, которые полностью меняют циркуляцию в зимней полярной стратосфере, что также оказывает большое влияние на погоду, но с противоположным сильным вихрем эффектом (см. раздел 1.5.5). На основе каталога выберем экстремальные сезоны двух типов: (1) сильный полярный вихрь, (2) большое ВСП, и проанализируем эволюцию параметров стратосферы и прилегающих к ней слоев атмосферы. При этом особое внимание уделяется сравнительно малоизученным термическим и динамическим эффектам стратосферных возмущений, которые происходят выше стратосферы – в мезосфере и термосфере. Для этого должны быть привлечены данные спутниковых и радарных измерений. Измерения микроволнового радиометра MLS спутника AURA позволяют получить вертикальный профиль температуры в диапазоне высот от тропосферы до 100 км. Для измерения же скорости ветра на высотах мезопаузы пока существует очень мало аппаратуры. Практически единственным способом измерить мезосферный ветер является мониторинг радиоотражений от метеорных следов, которые перемещаются в пространстве со скоростью ветра.

2.2.1 Эволюция большого ВСП по мультиинструментальным измерениям

2.2.1.1 Отбор ВСП в северном полушарии

Два критерия были определены Всемирной метеорологической организацией для ВСП. Чтобы произошло сильное потепление, должны быть выполнены следующие критерии: (а) повышение температуры на 40–60° К к полюсу от 60° широты на высоте 10 гПа происходит менее чем за неделю и (б) среднезональный ветер в этом регионе меняется с западного на восточный . [21] Критериям ВМО удовлетворяли условия в стратосфере в периоды, перечисленные в таблице 1. За 40 лет три ВСП произошли в декабре, восемь в январе, девять в феврале и два в марте. Самые высокие стратосферные температуры были во время ВСП в январе 2009, 2013 и 2019 гг.

Таблица 1. Даты и максимальная температура ВСП. ВСП с самыми высокими температурами выделены серым.

Месяц, год	Дата пика ВСП	Максимальная температура (°C)
дек 1981	4	-30
фев 1984	24	-30
янв 1985	1	-33
янв 1987	23	-40
мар 1988	14	-32
фев 1989	21	-30
дек 1998	15	-42
фев 1999	26	-31
мар 2000	20	-36
фев 2001	11	-41
фев 2002	30	-32

янв 2003	17	-40
янв 2004	18	-38
янв 2006	5	-32
фев 2007	21	-40
фев 2008	24	-32
янв 2009	22	-17
фев 2010	24	-36
янв 2013	24	-28
фев 2018	6	-35
янв 2019	12	-29

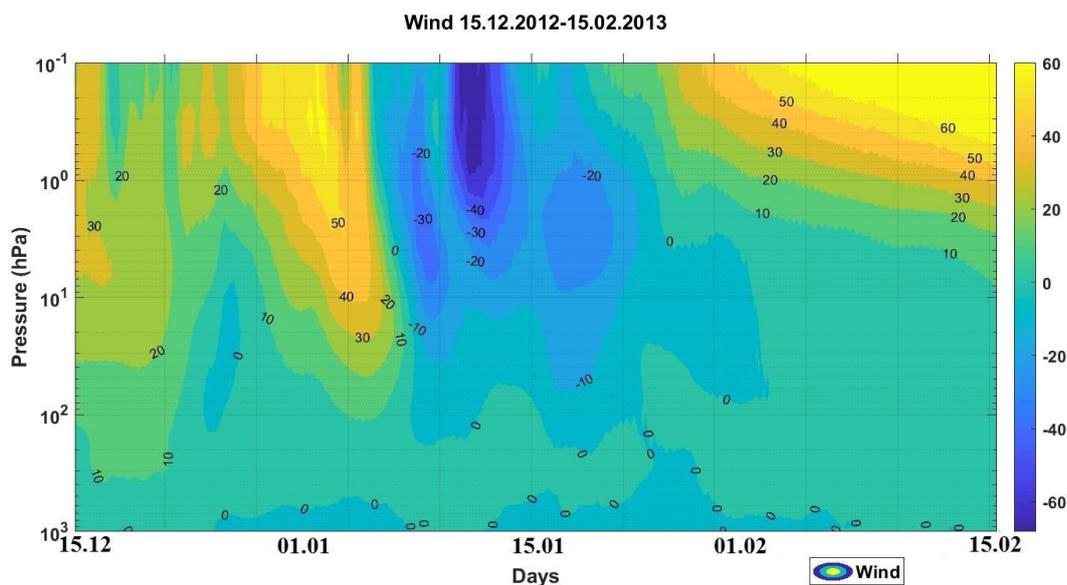
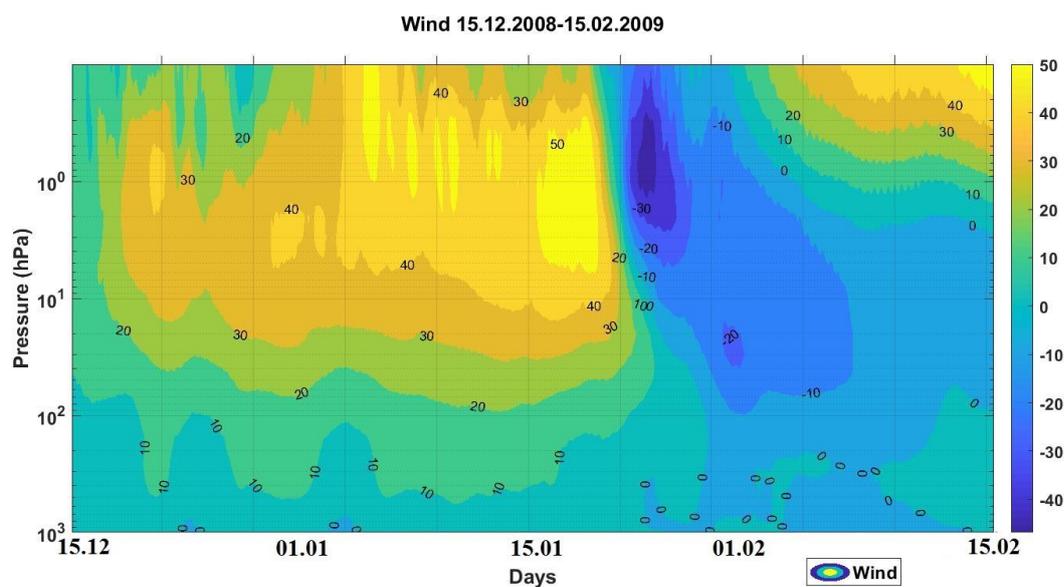
<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/stratosphere/temperature/>

2.2.1.2 Структура термического и ветрового поля во время больших ВСП 2009, 2013 и 2019 по реанализу MERRA

3-D карты эволюции температурного поля для зимних сезонов 1981-2020 показывают распределения температуры в диапазоне высот от 1000 гПа до 0.1 гПа. Сравнение карт для 2009, 2013 и 2019, когда происходили наиболее сильные ВСП, показывает, что высотное распределение температуры для ВСП имеет общую характерную черту: постепенное опускание теплого воздуха из верхней стратосферы в нижнюю стратосферу. При этом происходит разрыв стратосферы в нижнюю стратосферу. При этом происходит разрыв стратосферы. Хотя при опускании из стратосферы аномалия диссипирует, и температура воздуха повышается, сигнал ВСП остается заметным вплоть до высот тропопаузы.

Термический эффект ВСП сопровождается изменением зонального ветра. В реанализе MERRA-2 содержатся данные о ветре в диапазоне высот от 1000-0.1 гПа. На рис. **2.2.1** показаны 3-D карты эволюции ветрового поля для

зимних сезонов ВСП 2009, 2013 и 2019 гг. На картах видно, что при ВСП высотное распределение среднего зонального ветра имеет общую характерную черту: поворот ветра в полярном вихре с направления на восток к направлению на запад со скоростью до 40 м/с. Поток, противоположный полярному вихрю, зарождается на самом верхнем уровне вблизи стратосферы и подобно температурной аномалии постепенно опускается до высот тропосферы. Ветровая аномалия существует в течение нескольких недель.



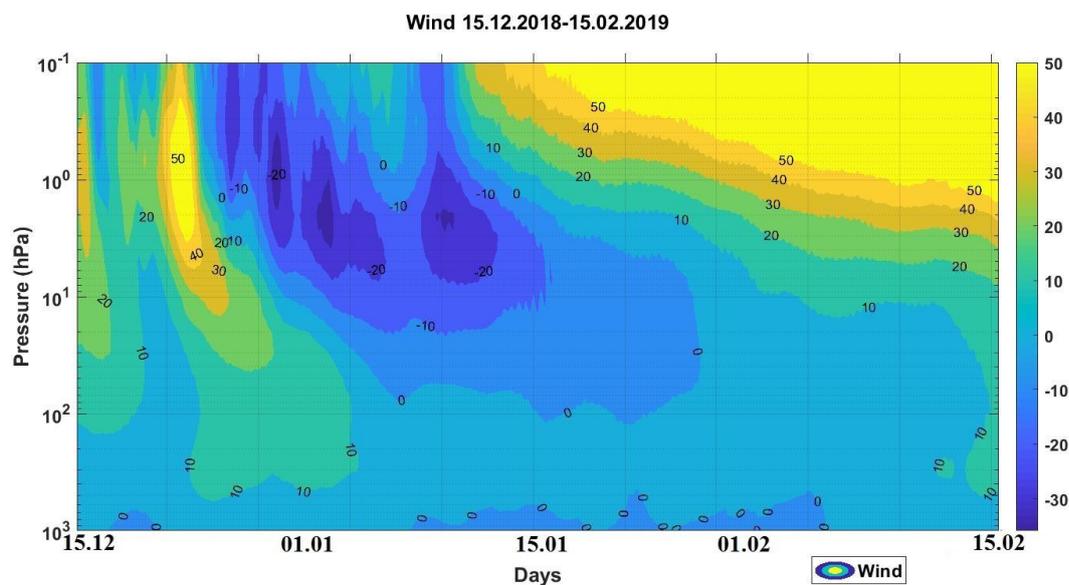


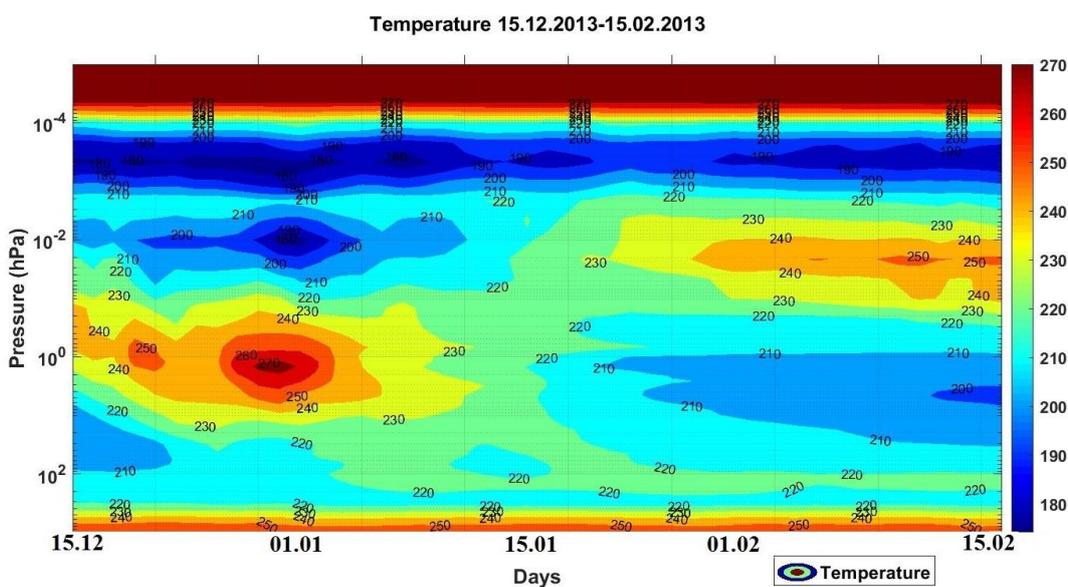
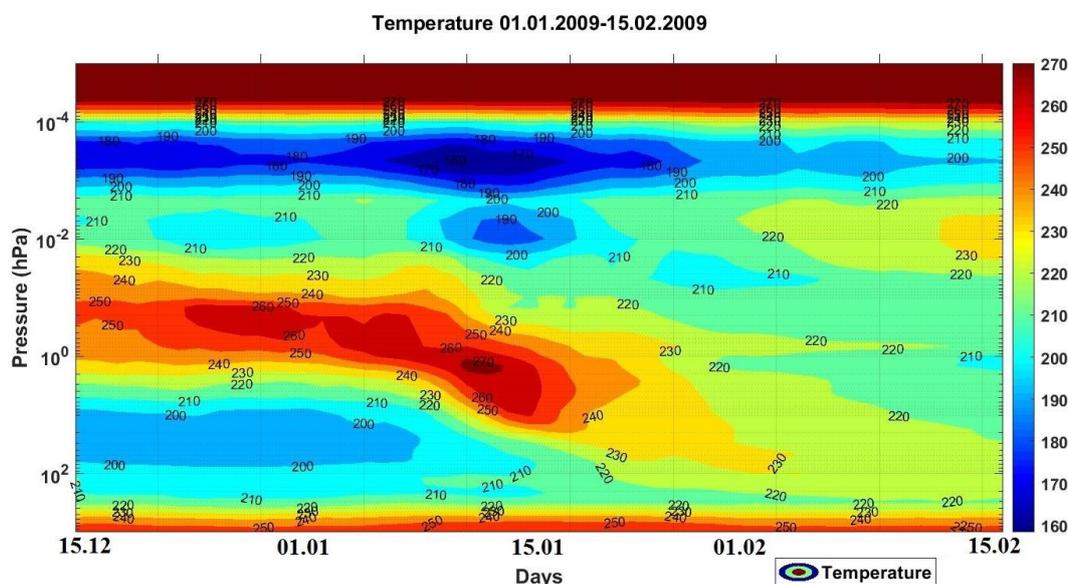
Рисунок 2.2.1 – Скорость зонального ветра в диапазоне высот 1000- 0.1 гПа по данным реанализа MERRA-2 зимой 2008-2009, 2012-2013, 2018-2019 гг. Положительное направление на восток.

2.2.1.3 Влияние больших ВСП на термическую структуру вышележащей мезосферы.

Верхняя граница атмосферных реанализов находится на высоте около 60 км. На больших высотах температуру можно определить только с помощью спутникового зондирования. По данным измерений радиометра MLS на борту спутника AURA были построены 3-D карты температуры от тропопаузы до высот мезопаузы, т.е. до 100 км. Карты эволюции вертикального профиля температуры для зим с ВСП в 2008-2009, 2012-2013, 2018-2019 гг. показаны на рис. 2.2.2 На картах выделяются теплая (~250 К) стратопауза и холодная (~170 К) мезопауза. Ниже стратопаузы стратосфера высоких широт относительно холодная из-за уменьшения радиационного поступления, а выше мезопаузы воздух теплее из-за даунвеллинга, вызванного глобальной меридиональной мезосферной циркуляцией.

С началом ВСП начинается постепенное опускание очага тепла из стратосферы вниз. Основная характерная черта высотного распределения

температуры в стратосфере и мезосфере – это формирование холодной зоны, расположенной над опускающимся теплым стратосферным воздухом. Таким образом, во время ВСП в атмосфере образуется уникальная структура двойной мезопаузы, когда на несколько километров ниже обычной мезопаузы возникает еще один слой холодного воздуха. Вертикальный профиль температуры имеет форму «термического диполя». Эффект устойчиво наблюдается при всех ВСП и никогда не наблюдается в других случаях. Это говорит о наличии вертикальной связи между стратосферой и мезосферой.



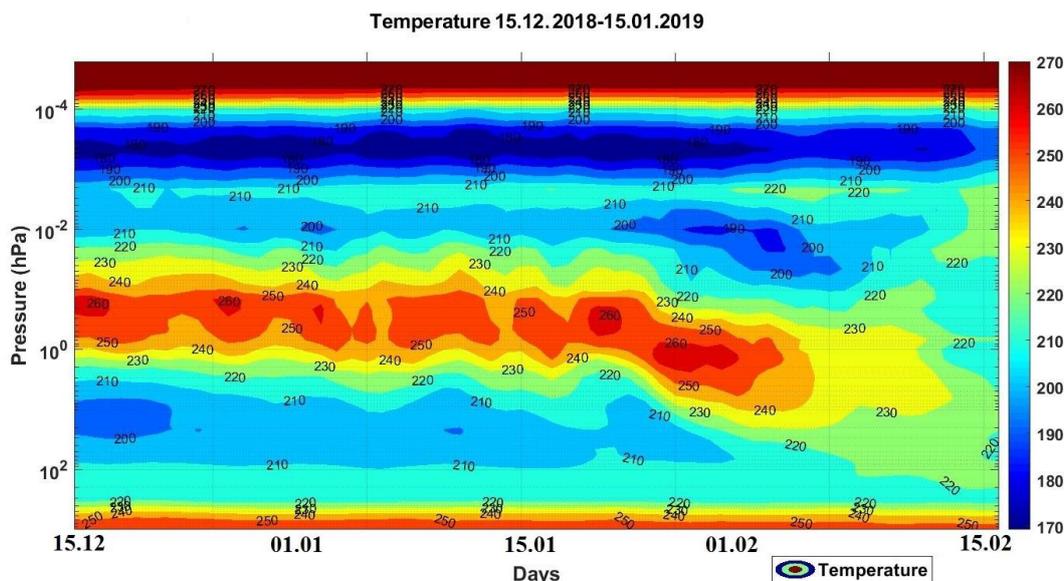


Рисунок 2.2.2 – Изменение температуры в диапазоне высот 500- 0.0001 гПа по данным радиометра спутника AURA во время больших ВСП в 2008-2009, 2012-2013, 2018-2019 гг.

Ключевым механизмом ВСП, предложенным Matsuno [22] и теперь широко принятым, является рост распространяющихся вверх планетарных волн из тропосферы и взаимодействие между волной и средним потоком. Взаимодействие замедляет и/или обращает вспять направленный на восток стратосферный ветер в зимнем полярном вихре, а также вызывает нисходящую циркуляцию в стратосфере. Опускание стратосферного воздуха вызывает адиабатический нагрев и восходящую циркуляцию в расположенной выше мезосфере, вызывающую там адиабатическое охлаждение. Ослабление и разворот стратосферного вихря на восток позволяет идущим снизу гравитационным волнам, распространяющимся на восток, проникать в мезосферу и нижнюю термосферу и разрушаться там.

2.2.1.4 Влияние больших ВСП на циркуляцию полярной мезосферы

Ветер на высотах мезосферы измерять очень сложно. Практически единственным инструментом для таких измерений является метеорный радар (МР). Следы метеоров встречаются на высотах от 80 до 100 км. Несколько тысяч метеоров обнаруживаются каждый день, а МР-наблюдения за движением их следов позволяют определить скорость ветра на этих высотах. Измеряя положение и радиальную скорость метеора, МР позволяет получить две ортогональные (зональную и меридиональную) составляющие нейтрального ветра на ~ 3 км интервалы высоты от 82 км до высоты 98 км в зависимости от времени. Измерения обеспечивает определение направления/силы ветра на шести высотных слоях с часовым разрешением 1 час. Данные о ветре на высотах мезосферы, полученные МР геофизической обсерватории Соданкюля, Финляндия. Географически (67° с.ш., 23° в.д.) радар расположен вблизи ядра полярного вихря. Данные МР доступны на портале обсерватории (<https://www.sgo.fi/Projects/SLICE/>). Скорость высотного ветра рассчитывается автоматически по встроенному алгоритму и является стандартным продуктом МР.

На рис. 2.2.3 показаны карты эволюции распределения зонального ветра в течение трех зимних месяцев декабрь-январь-февраль, построенные по данным МР. На картах четко видно, как с началом развития ВСП превалирующий западный ветер (основное направление полярного вихря) изменяет направление на противоположное, скорость которого достигает 25 м/с. Длительность реверса ветра в мезосфере – не более 10 дней. Это значительно меньше, чем реверс ветра в стратосферном полярном вихре. Сравнение дат начала реверсов в стратосфере и мезосфере показывает, что разворот зонального ветра в верхнем слое происходит на 2-3 дня раньше, чем в нижнем. Это может быть обусловлено тем, что чем выше, тем меньше плотность воздуха, вследствие чего амплитуда атмосферных волн растет, они распространяются в верхней части атмосферы легче, чем в плотном воздухе. Мезосфера начинает «чувствовать раскачку атмосферы», связанную с ВСП,

раньше, чем более плотная нижележащая атмосфера. Таким образом, проводя мониторинг ветрового режима мезосферы, можно в определенной степени предсказать предстоящее начало ВСП.

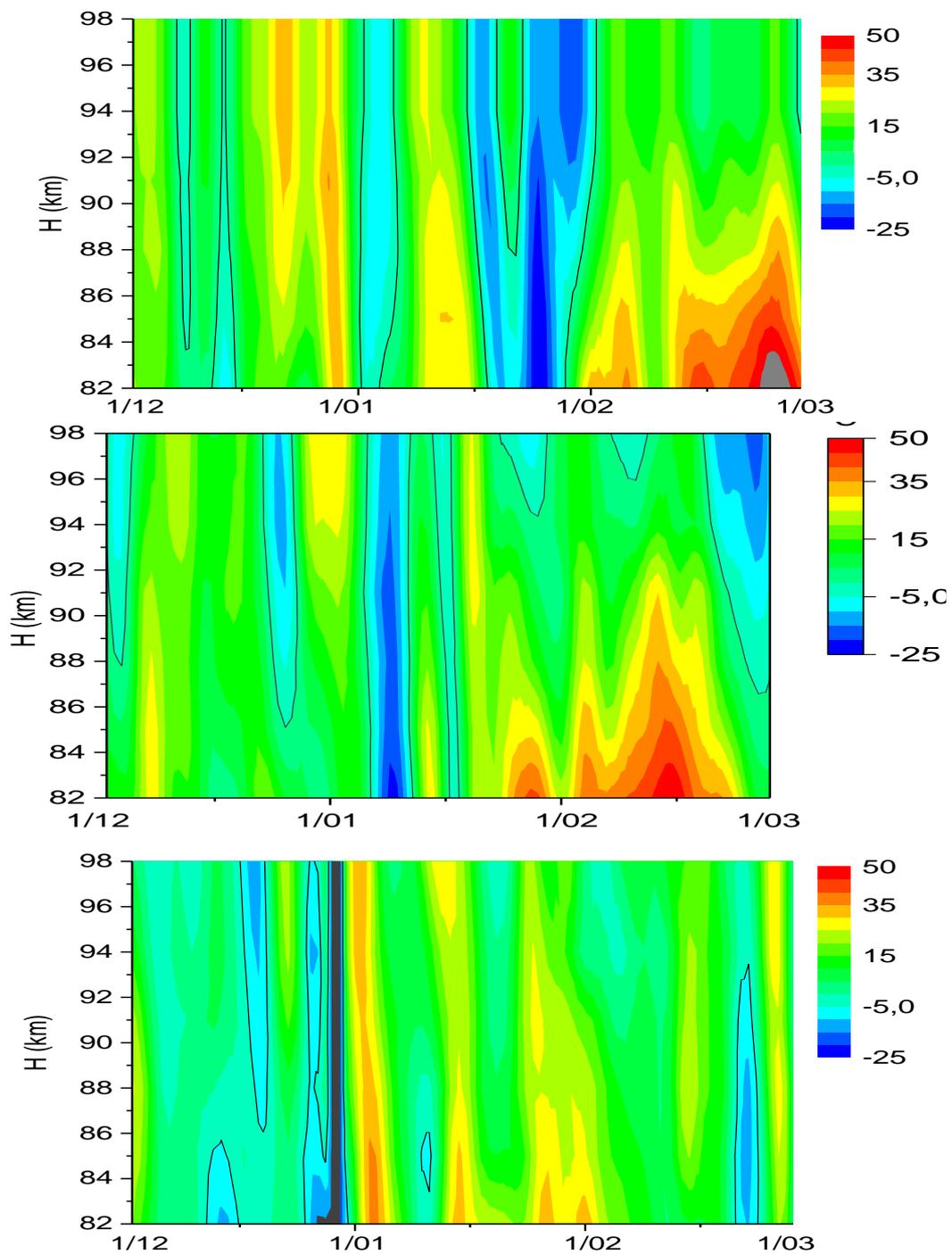


Рисунок 2.2.3 – Скорость зонального ветра на высотах мезопаузы 82-98 км по данным метеорологического радара (сверху вниз) зимой 2008-2009, 2012-2013, 2018-2019 гг. Положительное направление на восток.

2.2.2. Стабильный зимний стратосферный полярный вихрь

Структурой, противоположной событию ВСП, является стабильный в течение всей зимы стратосферный полярный вихрь. При таких условиях в стратосфере соответственно изменяются и погодные условия на больших масштабах. Выделим характерные особенности термического и динамического режимов стратосферы и мезосферы при стабильном зимнем полярном вихре и сравним с эффектами, характерными для ВСП.

2.2.2.1 Стратосферный ветер

Показательным примером стабильного и усиливающегося в течение зимы полярного стратосферного вихря в сезон 2010-2011 и 2019-2020 г. Для того, чтобы определить место этого события в ряду других лет, по данным MERRA-2 был построен временной ряд значений скорости среднезонального ветра на уровнях 10 гПа и 100 гПа, усредненного за 4-месячный период декабрь-март и по широтному диапазону 60-80° с.ш. Эти графики представлены на рис. 2.2.4 В целом, скорость ветра в полярном вихре на верхнем уровне всегда примерно в два раза больше, чем на нижнем. Зимой 2019-2020 г. на 10 гПа и 100 гПа средняя скорость ветра достигала 42 и 22 м/с, соответственно. Это самые

большие значения, наблюдаемые с 1980 г., что свидетельствует об особенно интенсивном полярном вихре.

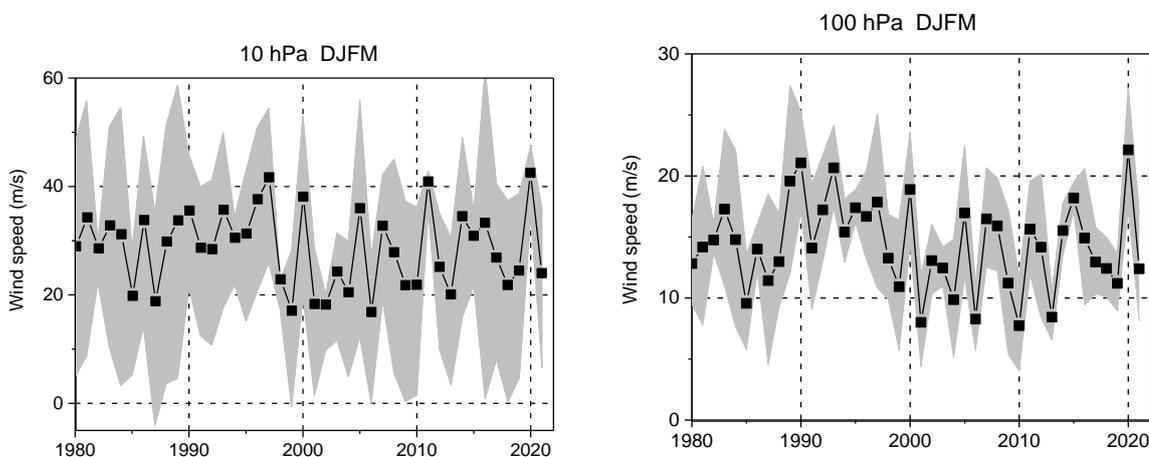


Рисунок 2.2.4 – Скорость среднезонального ветра на уровнях 10 гПа и 100 гПа, усредненного за 4-месячный период декабрь-март для зим с 1980 по 2021 гг.

2.2.2.2 Истощение озона

Как отмечалось в разделе 1, такой вихрь способствует истощению озона. Эффект особенно заметен в начале весны. Результаты расчета общего содержания озона (ОСО) в полярной стратосфере на уровне 10 гПа в марте каждого года представлены на рис. 2.2.5. Каждая точка представляет собой усреднение по площади 60-90° с.ш. На графике видно, что минимальные значения ОСО были в марте 1997, 2011 и 2000 гг., когда значение ОСО падало ниже 350 единиц Добсона. Для сравнения эволюции ОСО в течение зим с сильным стратосферным вихрем (2011 и 2020 гг.) и зим с ВСП (2009 и 2013 гг.) на рис. 2.2.6 представлены среднесуточные значения с 1 января по 1 апреля. В начале января ОСО примерно одинаково во все годы, Уже с середины января начинаются различия. К концу зимы в годы сильного вихря ОСО почти на 100 Дб меньше, чем в годы ВСП.

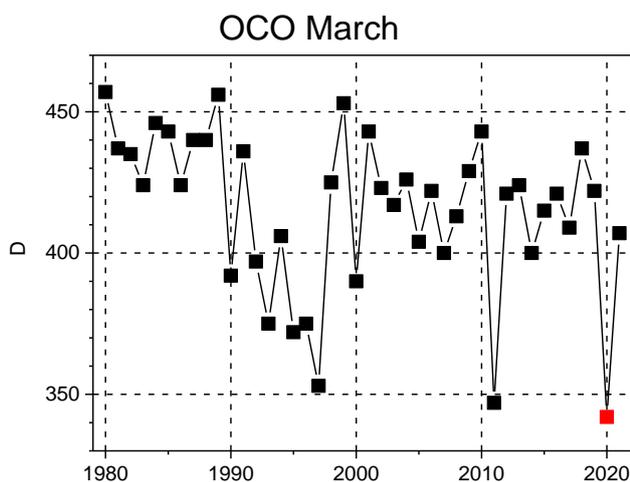


Рисунок 2.2.5. – Общее содержание озона в полярной стратосфере 60-90° с.ш. на уровне 10 гПа в марте

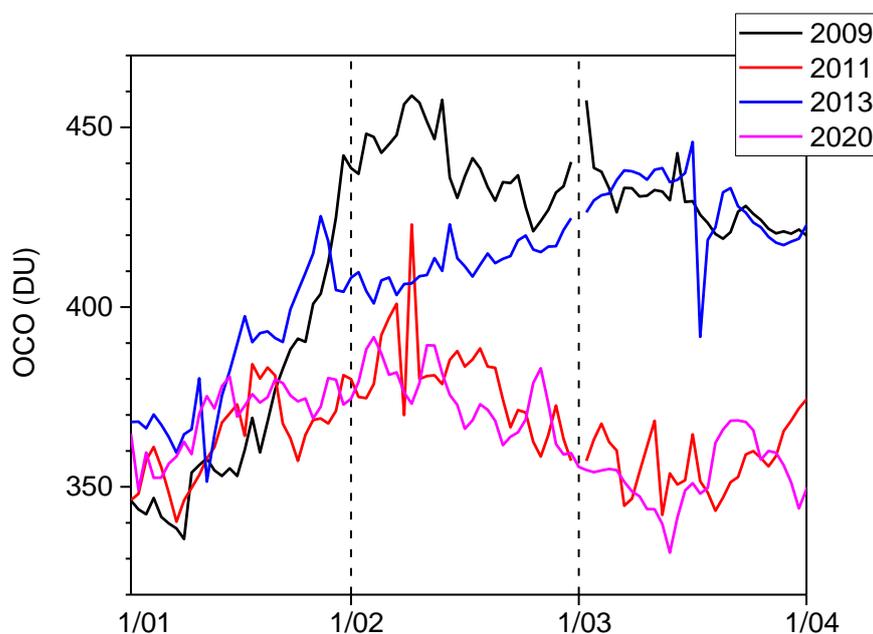


Рисунок 2.2.6 – Среднесуточные значения с 1 января по 1 апреля в 2009, 2011, 2013 и 2020 гг.

2.2.2.3 Зональный ветер в стратосфере и мезосфере

На рис. 2.2.7 показаны 3-D карты эволюции зонального ветрового поля в условиях сильного зимнего полярного стратосферного вихря в 2019-2020 гг.

Ветер, дующий на восток, остается стабильным в течение почти всей зимы. На уровне 10 гПа скорость западного ветра составляет ~ 40 м/с. Направление ветра не меняется в течение всей зимы, хотя скорость периодически меняется на ± 10 м/с с периодом планетарных волн.

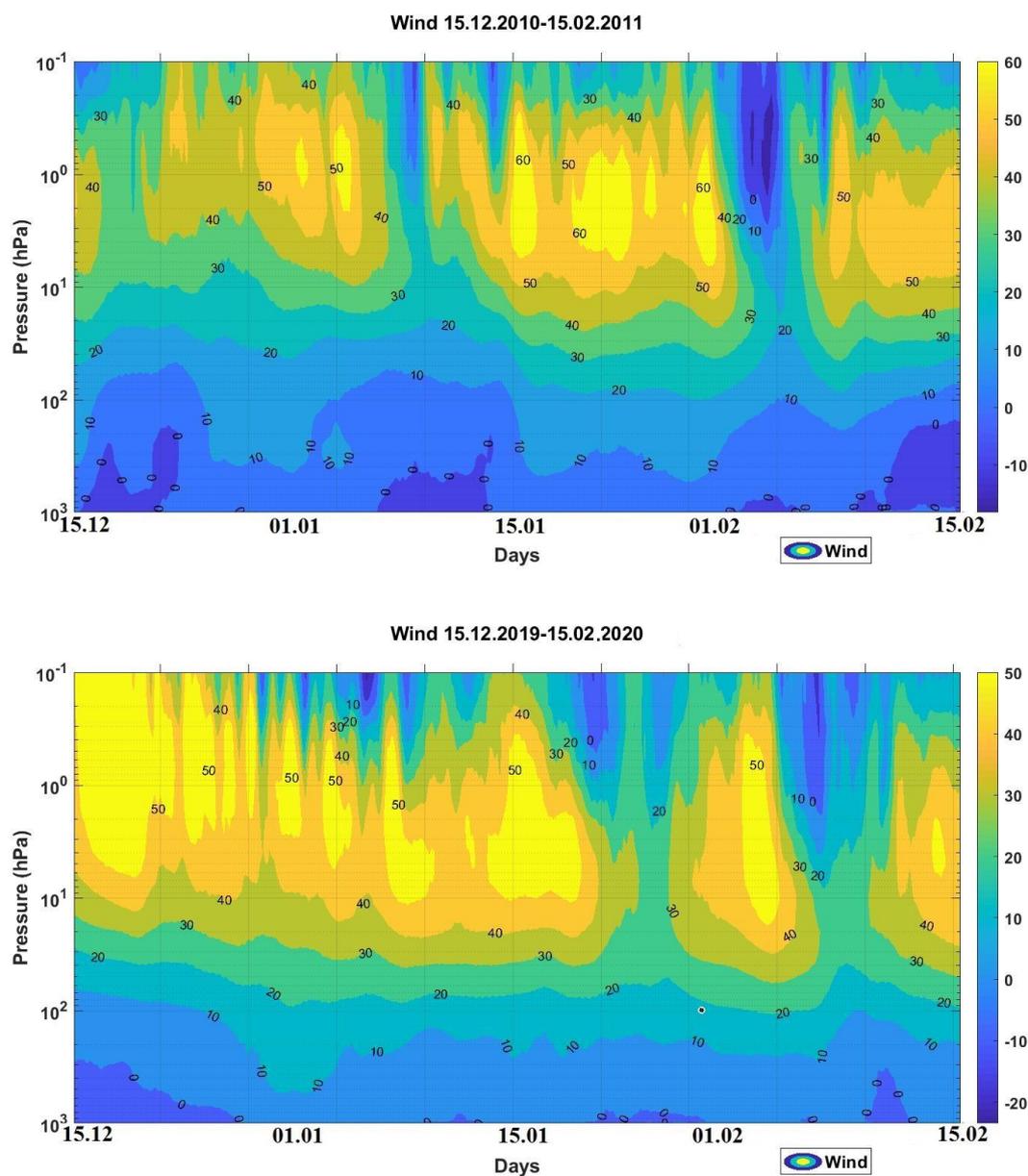


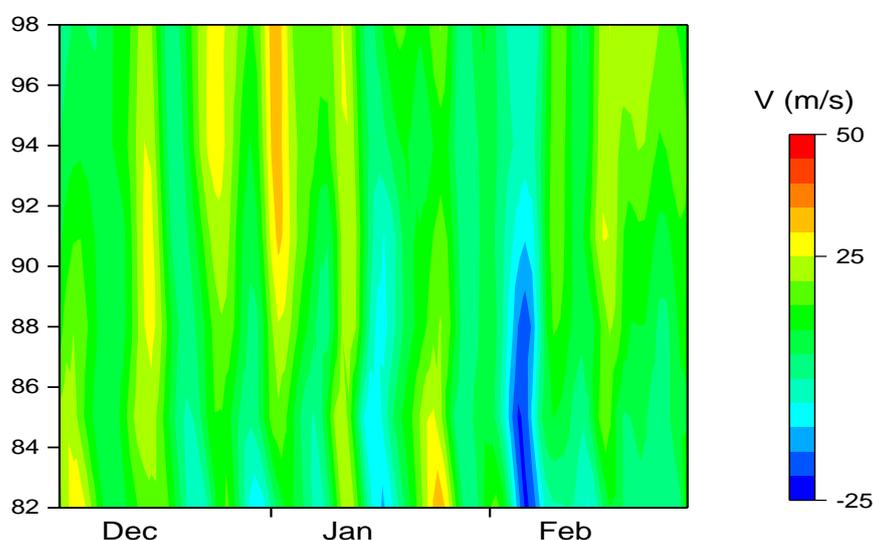
Рисунок 2.2.7 – Скорость зонального ветра в диапазоне высот 1000- 0.1 гПа по данным реанализа MERRA-2 зимой 2010-2011 и 2019-2020 гг.

Положительное направление на восток

Сильный полярный вихрь распространяется и в мезосферу. На рис. 2.2.8 показаны карты эволюции распределения зонального ветра в течение трех зимних месяцев декабрь-январь-февраль, построенные по данным МР на высотах мезопаузы. В условиях стабильного полярного вихря, когда не происходит ни больших, ни малых внезапных стратосферных потеплений, на высотах мезосферы типичным является зональный ветер, направленный на восток, то есть в ту же сторону, что и стратосферный поток. В отличие от сезонов с ВСП (когда на пике ВСП в мезосфере наблюдался реверс ветра и его поворот к направлению на запад) в случае сильного полярного вихря наблюдается не замедление, а ускорение потока полярного вихря. В начале января происходит резкое опускание ядра ветра из мезосферы к стратопause, где ветер ускоряется еще больше.

Также типично появление планетарных волн с периодом порядка десяти дней, которое проявляется в периодическом ускорении ветра.

Получается, что сильный полярный вихрь развивается в большом диапазоне высот: от тропопаузы до высоты по крайней мере 100 км. На верхней границе воздух участвует в межполушарной циркуляции (см. рис. 1.5.2), т.е. состояние зимнего полярного вихря – его стабильность или ВСП – может оказывать влияние на экваториальную атмосферу и даже атмосферу противоположного полушария.



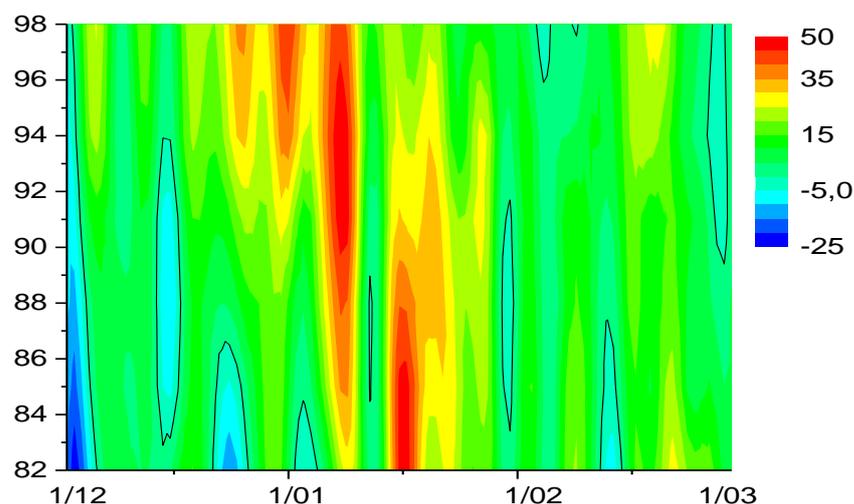


Рисунок 2.2.8 – Скорость зонального ветра на высотах мезопаузы 82-98 км по данным метеорологического радара зимой 2010-2011 и 2019-2020 гг.

Положительное направление на восток

2.2.2.4 Структура теплового поля

На соответствующей панели рис. 2.1.6 представлено изменение температуры на уровнях от 1000 до 0.1 гПа по данным реанализа MERRA-2 зимой 2010-2011 гг. за период 2011-2016, а на рис. 2.1.7 изменение температуры в этом же слое в 2019-2020 гг. за период с 15 декабря до 15 февраля. В стратосфере температура не превышала 240 К на протяжении всей зимы за исключением короткого периода в январе. Это один из периодов самых низких наблюдаемых температур в полярной зимней стратосфере.

Карты эволюции вертикального профиля температуры по данным прибора MLS спутника AURA для зим 2010-2011 и 2019-2020 гг. показаны на рис. 2.2.9.

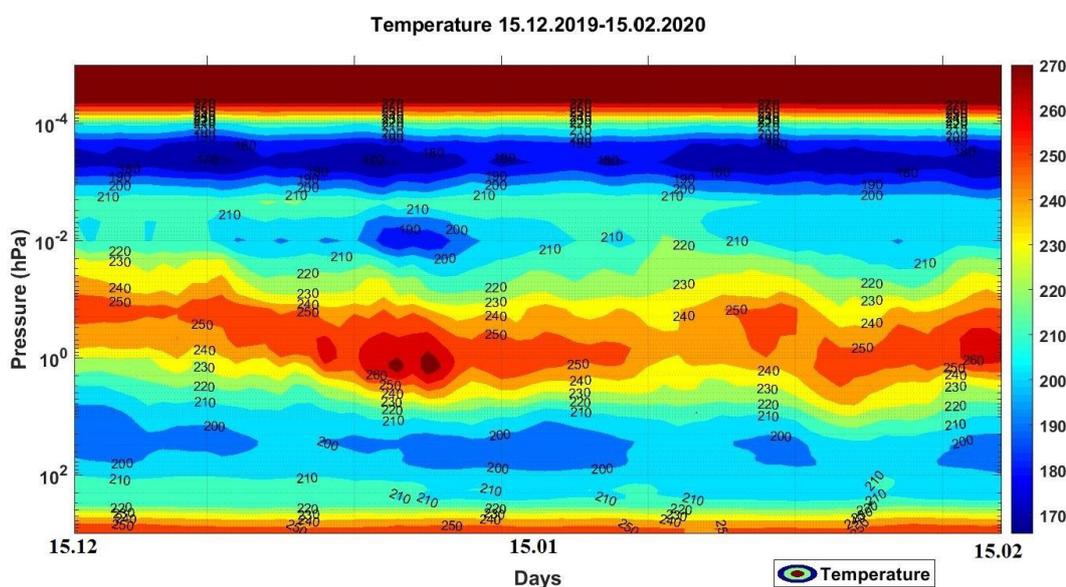
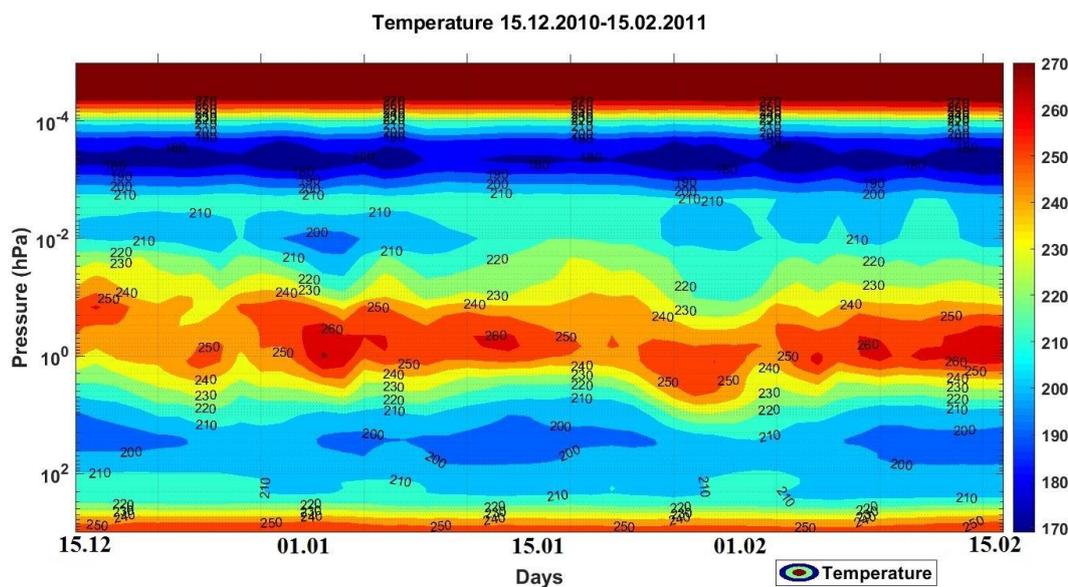


Рисунок 2.2.9– Изменение температуры в диапазоне высот 1000 - 0.001 гПа зимой 2010-2011 и 2019-2020 гг. по данным спутникового радиометра.

В отличие от состояния зимней полярной атмосферы в период, когда наблюдаются внезапные стратосферные потепления, во время устойчивого стратосферного вихря не наблюдается скачков повышения температуры, четко прослеживается полоса более теплого воздуха в стратосфере на всем протяжении исследуемого периода.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Состояние полярной атмосферы оказывает сильнейшее влияние на глобальную циркуляцию всего земного шара, поэтому его изучение является важной задачей.

В данной работе на основе атмосферного реанализа MERRA был создан каталог карт температурного поля в зимней полярной атмосфере для северного полушария в период с 1981 по 2021 годы. Были отобраны два крайних состояния полярной атмосферы в зимний период – сильный стратосферный вихрь и большое внезапное стратосферное потепление. Было проанализировано их влияние на изменение температуры воздуха, направление ветра и концентрацию озона в обширном диапазоне высот от поверхности Земли до мезосферы. В анализе использовались данные атмосферного реанализа, данные спутникового зондирования и измерения высотных ветров с помощью метеорного радара, применялись программные средства визуализации данных.

Таким образом, поставленная цель была выполнена. В данной работе по результатам анализа вертикальных разрезов температурных и ветровых полей в диапазоне высот от тропосферы до мезосферы для зим 1981-2020 гг. и выделения типичных событий двух типов можно сделать следующие основные выводы:

1. Внезапные стратосферные потепления возникают в зимней полярной атмосфере примерно два раза за каждые три года, значение изменения температуры воздуха на высотах около 25 км составляют до 50 градусов. Увеличение температуры прослеживается сначала в верхней стратосфере, затем опускается и усиливается, с течением времени доходит до слоя тропосферы и сохраняется довольно долго, в течение нескольких недель.

2. При наиболее сильных внезапных стратосферных потеплениях, когда температура воздуха достигает наибольших значений, изменяется

направление зонального ветра на противоположное, при этом значения концентрации озона достигают так же наибольших значений, что связано с ослаблением или даже разрушением полярного вихря, который перестает экранировать холодный полярный воздух, бедный озоном, от среднеширотного воздуха, насыщенного озоном.

3. Во время ВСП, при увеличении температуры воздуха в стратосфере, наблюдается очаг холодного воздуха в слое мезосферы и выше. Таким образом, во время внезапных стратосферных потеплений наблюдается двойная мезопауза. Вертикальный профиль температуры имеет форму «термического диполя».

4. Во время ВСП на высотах 80-100 километров зональный ветер также меняет свое направление на противоположное. Важно, что изменение направления западного ветра в верхних слоях атмосферы происходят на несколько дней раньше, чем в стратосфере. Таким образом, мониторинг верхней атмосферы может использоваться для улучшения прогноза ВСП.

5. В годы, когда наблюдается господство стабильного зимнего стратосферного полярного вихря, происходит сильное истощение концентрации озона в высоких широтах (уменьшение общего содержания озона на несколько десятков единиц Добсона). Уменьшение концентрации наиболее заметно в весенний период.

6. В условиях сильного изолированного полярного вихря западный ветер не изменяет своего направления, его скорость на протяжении зимы около 50 м/с по всей толщине слоя стратосферы-мезосферы. Температура относительно стабильна и не превышает 250 К .

СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Хабутдинов Ю.Г., Шанталинский К.М., Николаев А.А. учение об атмосфере: учебное, Казанский государственный университет, Казань 2010. – 257 с.

2. Вшивкова, О.В. Физика Земли и атмосферы. Влияние атмосферы на результаты геодезических измерений: учебное пособие, Московский государственный университет геодезии и картографии, Москва 2017. – 83 с.

3. Редичкин Н.Н., Самсонова Н.В. Физика земли и атмосферы: учебное пособие, Ростовский Государственный Строительный Университет, Ростов-на-Дону 2015. – 149 с.

4. Тюрина, Т.А. География. Учение об атмосфере, Донской государственный технический университет, Ростов-на-Дону 2015. – 24 с.

5. Парфенова, М.А. Динамика изменения метеорологических величин в тропосфере и нижней стратосфере на примере города Салехарда: Выпускная квалификационная работа, Санкт-Петербург 2020. – 42 с.

7. Интернет-ресурс meteoinfo.ru

8. Рябчиков, А.М. Структура и динамика геосферы. Ее естественное развитие и изменение человеком, изд. Мысль, Москва 1972. – 224 с.

9. Шерстюков, Б.Г. Климатические условия Арктики и новые подходы к прогнозу изменения климата//Арктика и север – 2016. – №24. – с. 39-68

10. Сорокина В.Н., Гущина Д.Ю. География климатов, Изд. Московского университета, Москва 2006. – с.

11. Угрюмов А.И., Лаврова И.В. Основные закономерности общей циркуляции атмосферы, РГГМУ, Санкт-Петербург 2021. – 72 с.

12. Киселев В. Н., Кузнецов А. Д. Методы зондирования окружающей среды (атмосферы), РГГМУ, Санкт-Петербург 2004. – 429 с.

13. Сутырина, Е. Н. Дистанционное зондирование земли : учеб. пособие, изд. ИГУ, Иркутск 2013. – 165 с.

14. Погосян, Х.П. Общая циркуляция атмосферы, Гидрометеорологическое изд., Ленинград 1959. – 259 с.

15. Смышляев С.П., Погорельцев А.И., Дробашевская Е.А., Канухина А.Ю Влияние динамических факторов на озоновые аномалии в Арктике// Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета – 2015. – № 41. – с. 136 -148

16.. Агеева В. Ю, Груздев А. Н., Елохов А. С., Мохов И. И., Зуева Н. Е Внезапные стратосферные потепления: статистические характеристики и

влияние на общее содержание NO₂ и O₃// Известия РАН. Физика атмосферы и океана – 2017. – том 53, № 5. – с. 545-555

17. Моханакумар, К. Взаимодействие стратосферы и тропосферы: учебник, изд. Физматлит, Москва 2011 – 448 с.

18. Варгин П.Н., Володин Е.М., Карпечко А.Ю., Погорельцев А.И. О стратосферно-тропосферных взаимодействиях// Вестник Российской Академии Наук – 2015. – том 85, № 1. – с. 39-46

19. Интернет-ресурс giovanni.gsfc.nasa.gov

20. Lukianova, R., A. Kozlovsky, S. Shalimov, T. Ulich, and M. Lester (2015), Thermal and dynamical perturbations in the winter polar mesosphere-lower thermosphere region associated with sudden stratospheric warmings under conditions of low solar activity, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 120, doi:10.1002/2015JA021269.

21. World Meteorological Organization Commission for Atmospheric Sciences (1978), WMO Commission for Atmospheric Sciences Abridged Final Report of the Seventh Session, Manila, 27 February- 10 March 1978. WMO No. 509. (p. 36, item 9.4.4).

22. Matsuno, T., A dynamical model of the stratospheric sudden warming, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1479– 1494, 1971.