



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

Кафедра метеорологических прогнозов

**ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА**  
(магистерская диссертация)

На тему: «Изменение высоты тропопаузы под воздействием внезапных  
стратосферных потеплений»

Исполнитель Бикбулатов Богдан Аминович  
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель кандидат физико-математических наук, доцент  
(ученая степень, ученое звание)  
Ермакова Татьяна Сергеевна  
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»  
Заведующий кафедрой

(подпись)

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

Анискина Ольга Георгиевна

(фамилия, имя, отчество)

« 24 » мая 2025 г.

Санкт-Петербург  
2025

## СОДЕРЖАНИЕ

|   |    |
|---|----|
| ВВЕДЕНИЕ.....   | 3  |
| ГЛАВА 1. ТРОПОПАУЗА И ЕЕ РЕАКЦИЯ НА ВНЕЗАПНЫЕ<br>СТРАТОСФЕРНЫЕ ПОТЕПЛЕНИЯ.....                  | 5  |
| 1.1 Внезапные стратосферные потепления .....  | 10 |
| 1.1.1 Классификация и типы ВСП .....  | 17 |
| 1.1.2 Роль взаимодействия планетарных волн со средним потоком в<br>динамике ВСП.....            | 21 |
| 1.2. Тропопауза и критерии ее определения. ....   | 24 |
| 1.2.1 Преимущества и недостатки термической тропопаузы. ....                                    | 30 |
| 1.2.2 Изоэнтропический анализ.....  | 34 |
| 1.2.3 Преимущества и недостатки динамической тропопаузы. ....                                   | 35 |
| 1.2.4 Тропопауза, основанная на различиях в химическом составе<br>тропосферы и стратосферы..... | 38 |
| 1.2.5 Складки тропопаузы.....   | 40 |
| 1.2.6 Влияние внезапных стратосферных потеплений на высоту и<br>динамику тропопаузы.....        | 43 |
| ГЛАВА 2. ДАННЫЕ .....   | 46 |
| 2.1 Реанализ MERRA-2.....   | 46 |
| 2.2 Радиозондирование.....  | 49 |
| ГЛАВА 3. ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ВНЕЗАПНЫХ СТРАТОСФЕРНЫХ<br>ПОТЕПЛЕНИЙ НА ТРОПОПАУЗУ.....                | 53 |
| 3.1 Предпосылки исследования.....   | 55 |
| 3.2 Анализ влияния внезапных стратосферных потеплений на тропопаузу                             | 58 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....  | 83 |
| СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....  | 85 |

## ВВЕДЕНИЕ

В центре внимания данной магистерской диссертации находится изучение взаимосвязей между стратосферой и тропосферой. Особое внимание будет уделено влиянию внезапных стратосферных потеплений на высоту тропопаузы. Внезапные стратосферные потепления (ВСП) представляют собой нарушения циркуляции зимней стратосферы, сопровождающиеся резким ослаблением стратосферного полярного вихря. Эти процессы оказывают выраженное влияние на тропосферно-стратосферное взаимодействие и способны инициировать крупномасштабные перестройки в системе общей циркуляции атмосферы. Одним из наиболее чувствительных индикаторов таких перестроек является тропопауза — граница между тропосферой и стратосферой, высота и структура которой изменяются в ответ на динамические возмущения, вызванные ВСП. В частности, наблюдается локальное понижение тропопаузы в средних и высоких широтах, что связано с усилением меридионального переноса и внедрением стратосферного воздуха в тропосферу. Эти процессы способствуют формированию аномалий барического поля, усилению волновой активности, развитию волн холода в приземном слое атмосферы, а также изменению концентрации тропосферного озона за счёт поступления озonoобогащённого стратосферного воздуха. Таким образом, анализ вариаций высоты тропопаузы представляет собой эффективный инструмент для диагностики влияния ВСП на тропосферные процессы и позволяет углубить понимание механизмов вертикального обмена в атмосфере.

Целью данной работы является анализ динамики тропопаузы под воздействием смещенных и расщепленных внезапных стратосферных потеплений над Европой, Сибирью и Северной Америкой в период с 2003 по 2023 гг.

Для достижения поставленной цели, были обозначены следующие задачи, которые должны быть выполнены в ходе работы:

1. Анализ полей геопотенциала в стратосфере до, во время и после событий ВСП.
2. Анализ среднезональных ветра и температуры в стратосфере до, во время и после ВСП.
3. Анализ динамики термической и динамической тропопаузы на протяжении события ВСП.
4. Выявление типичных зон воздействия ВСП на тропосферу.
5. Количественная оценка изменения высоты тропопаузы до, во время и после ВСП.

Теоретическая значимость работы заключается в углублённом анализе взаимодействия между стратосферными и тропосферными процессами, проявляющимися в изменениях высоты тропопаузы под воздействием внезапных стратосферных потеплений (ВСП).

Практическая значимость исследования обусловлена возможностью применения его результатов в задачах диагностики и мониторинга стратосферно-тропосферного обмена. Детальное изучение реакции тропопаузы на ВСП может использоваться для ретроспективной оценки глубины проникновения стратосферного воздуха в тропосферу, а также как дополнительный инструмент для диагностики изменений приземной концентрации озона и других загрязнителей, транспортируемых из стратосферы. Кроме того, результаты могут быть полезны для понимания перестройки циркуляции в тропосфере после ВСП, что в свою очередь имеет важное значение для среднесрочного и сезонного прогнозирования экстремальных погодных явлений.

## ГЛАВА 1. ТРОПОПАУЗА И ЕЕ РЕАКЦИЯ НА ВНЕЗАПНЫЕ СТРАТОСФЕРНЫЕ ПОТЕПЛЕНИЯ

Говоря о тропопаузе и ее изменчивости, невозможно не затронуть вопрос стратосферно-тропосферного обмена (СТО), поскольку сама природа тропопаузы состоит в естественном переходе от турбулентного неустойчивого воздуха в тропосфере к устойчиво стратифицированному стратосферному воздуху. И хотя она представляет собой барьер между тропосферой и стратосферой, ограничивающий их взаимодействие друг с другом, это взаимодействие имеет место быть. В тропиках оно обусловлено в большей степени циркуляцией Брюера-Добсона – основным механизмом переноса водяного пара и газового тропосферного состава в стратосферу [1]. Во внетропических широтах – складками тропопаузы за холодными фронтами, на границе полярных и субтропических струйных течений путем квазигоризонтального переноса, которые также являются важными участниками процесса СТО, при чем эти процессы могут увеличивать свою интенсивность во время внезапных стратосферных потеплений (ВСП). Также сравнительно небольшое взаимодействие наблюдается при активной тропосферной конвекции, когда верхушки кучево-дождевых облаков могут “пробивать” тропопаузу [2]. Для полного понимания важности роли тропопаузы во взаимодействии этих двух оболочек атмосферы стоит обратить внимание на их характеристики и различия между друг другом.

Тропосфера и стратосфера являются первыми двумя нижними слоями атмосферы Земли, которые имеют принципиальные различия в структуре своей динамики и существенно различаются по массе, энергии, импульсу, а также химическому составу, играя важные роли в синоптических и климатических процессах. Несмотря на эти различия, являясь “соседями”, они взаимодействуют друг с другом через тропопаузу, и это взаимодействие оказывает влияние на качество жизни у поверхности Земли.

В среднем тропосфера простирается от поверхности Земли до высот порядка 8-18 км, достигая 16-18 км на экваторе и 8-10 км в полярных регионах, в умеренном же поясе ее высота составляет около 10-12 км [3]. Именно здесь происходят все привычные нам погодные явления будь то дождь, снег или гроза, не даром ее называют “кухней погоды”. В ней сосредоточено около 75-80% массы атмосферы, при этом 50% сконцентрировано до высоты 5 км [4]. Энергетический баланс в тропосфере в большей степени формируется за счет поглощения солнечной радиации поверхностью Земли и ее переотражением в атмосферу, при этом с высотой температура убывает, что вызывает конвекцию и активное перемешивание воздуха [3]. Поднимая вопрос о химическом составе тропосферы, помимо того, что воздух состоит на 78% из азота, 21% кислорода и 1% прочих газов, стоит упомянуть, что в этот один процент входит озон, который является парниковым газом и токсичным для человека веществом, поэтому мониторинг его концентраций в тропосфере и, в частности, приземном слое крайне важен.

Стратосфера в среднем располагается на высотах от 18 до 50 км и содержит в себе около 15-20% массы атмосферы [4]. В этом слое температура возрастает с высотой от значений порядка  $-50^{\circ}\text{C}$  до значений около  $0^{\circ}\text{C}$  благодаря поглощению ультрафиолетового спектра солнечного излучения озоновым слоем, который располагается на высотах 20-30 км из-за чего создается температурная инверсия, которая подавляет вертикальные движения воздуха и препятствует стратосферно-тропосферному обмену. Тем не менее не стоит полагать, что они отсутствуют полностью, просто их природа несколько иная, чем в тропосфере. Подробнее об этом будет сказано в ходе работы. Горизонтальные течения воздуха, включая струйные течения, стабильны. Стоит отметить, что в стратосфере содержится около 90% озона всей атмосферы, концентрации которого характеризуется значениями до десяти частей на миллион, при том, что в тропосфере характерными значениями являются пару десятков частей на миллиард [4]. Также стратосферный воздух очень сух, ведь

он почти лишен водяного пара, который преимущественно сконцентрирован в тропосфере [5]. Азот и кислород все так же остаются основными компонентами состава воздуха, но их плотность здесь значительно ниже [3].

Стратосферно-тропосферный обмен представляет собой совокупность процессов переноса массы, энергии и импульса, а также различных примесей между тропосферой и стратосферой. Он оказывает определяющее влияние как на глобальную циркуляцию атмосферы, так и на химическое и радиационное состояние её слоёв и обуславливает вертикальный перенос вещества в восходящем и нисходящем направлениях. Восходящие процессы характерны для тропических, а нисходящие для умеренных и полярных широт, в последних эти движения наиболее интенсивны в зонах струйных течений и фронтальных систем, при том на этих широтах термическая тропопауза нередко демонстрирует резкие горизонтальные градиенты и многослойную структуру [6]. Одним из важнейших элементов атмосферы, регулирующих СТО, является тропопауза – естественный переходный слой между тропосферой и стратосферой, обладающий свойственными только ему термодинамическими свойствами.

Традиционно тропопауза рассматривается как физический барьер между стратосферой и тропосферой - двумя слоями атмосферы с принципиально разной динамикой, физическими и химическими свойствами. В тропосфере доминирует вертикальное перемешивание, вызванное конвекционными процессами, в то время как стратосфера характеризуется высокой статической устойчивостью и преобладанием ламинарных движений. Следовательно, тропопауза может рассматриваться как динамическая преграда, ограничивая вертикальный перенос между ними [7].

В зависимости от применяемого критерия, тропопауза может определяться как термическая, которая основана на изменении вертикального градиента температуры с высотой, либо как динамическая, где в качестве определяющего значения используется потенциальная завихренность вихря Эртеля. Эти два

подхода в целом дополняют друг друга, особенно удобно использовать термическую тропопаузу в экваториальной зоне, где динамическая начинает терять свой физический смысл из-за обращения параметра Кориолиса в ноль, или же динамическую в полярных и умеренных регионах, где термическая буквально может терпеть разрыв. Их совместное использование позволяет всесторонне охарактеризовать структуру и вариативность тропопаузы в пространстве и времени [8]. Также существуют способы ее определения по резкому изменению концентраций химических веществ, в частности озона, но их изучение сильно ограничивается сложностью процессов образования этих самых веществ и редкость доступных данных о их содержании на этом уровне. Стоит отметить, что в последнее время особенно актуальным становится изучение динамической тропопаузы из-за удобства в оценке влияния внезапных стратосферных потеплений на тропосферу, через ее изменчивость в характеристиках высоты и структуры.

На рисунке 1.1 схематично изображено использование данного подхода.

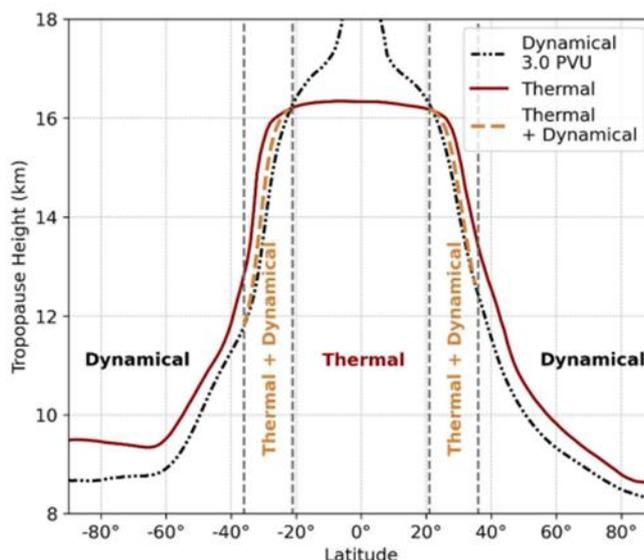


Рисунок 1.1 – Совместное использование термической и динамической тропопауз.

Отдельное внимание в научной метеорологической среде в последние десятилетия начало уделяться роли тропопаузы в контексте климата и значений экстремумов метеорологических величин. Изменения пространственного положения и формы тропопаузы могут служить индикатором процессов в средней и верхней атмосфере, а также механизмом обратной связи, способным влиять на метеорологические условия в тропосфере. В частности, влияние внезапных стратосферных потеплений на тропопаузу изучается в контексте её ответной деформации – повышения или понижения, а также изменении химического состава не только пограничных атмосферных слоёв, но и приземного воздуха [9].

Внезапное стратосферное потепление представляет собой сильное нарушение стратифицированной структуры зимней стратосферы, при котором температура воздуха в стратосфере над полярной шапкой может повышаться на десятки градусов за несколько суток, при этом происходит разрушение или смещение стратосферного полярного вихря. Это явление, помимо стратосферных перестроек, приводит к значительным изменениям в тропосфере таким как, нарушение движения воздуха в струйных течениях, усиление антициклонической активности, приводящей к блокирующим процессам и температурным аномалиям. В данном случае тропопауза становится не просто границей между тропосферой и стратосферой, но активным участником процессов их взаимодействия.

В практической части настоящего исследования особое внимание будет уделено количественному анализу изменения высоты термической и динамической тропопаузы в ответ на события ВСП, что позволит проанализировать не только конкретные случаи реакции тропопаузы, но и выявить закономерности в вертикальном взаимодействии между тропосферой и стратосферой, а также уточнить роль тропопаузы как индикатора и посредника стратосферно-тропосферного обмена.

Таким образом, данная работа направлена на изучение роли тропопаузы в процессах стратосферно-тропосферного обмена с акцентом на влияние внезапных стратосферных потеплений, а также на сопоставление различных методов определения положения тропопаузы в условиях сильной возмущенности атмосферы.

### 1.1 Внезапные стратосферные потепления

В зимний период в полярной стратосфере наблюдаются очень низкие значения температуры воздуха, варьирующие от  $-65^{\circ}$  до  $-55^{\circ}\text{C}$  ( $\approx 208\text{-}218\text{ K}$ ) на уровне 10 гПа, и преобладание сильных западных ветров. Однако, примерно каждые два года в Северном полушарии происходит разрушение стратосферного полярного вихря, после чего наблюдается его быстрый нагрев и ослабление или разворот западных ветров, что больше походит на летнюю циркуляцию стратосферы. Эти явления, известные как внезапные стратосферные потепления, были обнаружены в начале 1950-х годов, и в настоящее время они подробно наблюдаются со спутников. После нескольких десятилетий исследований ВСП был достигнут значительный прогресс в изучении их динамических аспектов, но понимание того, как они влияют на погоду у поверхности и на верхние слои атмосферы, представляется не до конца изученным. Занимательным является еще и то, что почти все события ВСП происходили в Северном полушарии и лишь одно произошло в Южном в антарктическую зиму 2002 года.

Первое описание ВСП было дано Шерхагом [10], который зарегистрировал внезапное повышение температуры в стратосфере над Берлином более чем на  $40^{\circ}\text{C}$  за несколько суток. Это открытие стало поворотным моментом в изучении стратосферных процессов и заложило основу современного представления о динамике средней атмосферы. Как уже было сказано выше, внезапные стратосферные потепления – это наиболее важные процессы циркуляции зимней

полярной стратосферы, характеризующиеся быстрым ростом температуры и ослаблением или реверсом ветра с западного направления на восточное. По современным представлениям они вызваны разрушением волн планетарного масштаба, имеющим волновые числа  $m = 1, 2, 3$ , которые распространяются вверх из тропосферы, при этом значимость третьего волнового не велика, а наиболее сильное воздействие оказывает волны первого и второго волнового числа. Во время ВСП полярный вихрь разрушается, что сопровождается быстрым опусканием и нагревом воздуха в полярных широтах. Чрезвычайно быстрые нагрев и опускание полярного столба воздуха влияют на погоду в тропосфере смещая струйные течения, траектории прохождения циклонов, северную кольцевую моду, повышая вероятность распространения холодного арктического воздуха в более низкие широты, а также оказывают влияние на количество осадков и вероятность наступления разрушительных штормовых ветров. Также ВСП воздействуют на верхнюю атмосферу, оказывая широкое воздействие на химический состав атмосферы, температуру, ветры, неионизированные частицы, плотность электронов и электрические поля. Эти эффекты охватывают оба полушария. Учитывая их влияние на всю толщу атмосферы, ВСП также рассматриваются как ключевой процесс для анализа в исследованиях изменения климата и прогнозирования от синоптических до долгосрочных временных масштабов прогнозирования(б).

На рисунке 1.2 показаны среднезональные значения температуры ( $65^{\circ}$ - $90^{\circ}$ с.ш.) и ветра ( $65^{\circ}$ с.ш.) на уровне 10 гПа во время внезапного стратосферного потепления зимой 2018-2019.

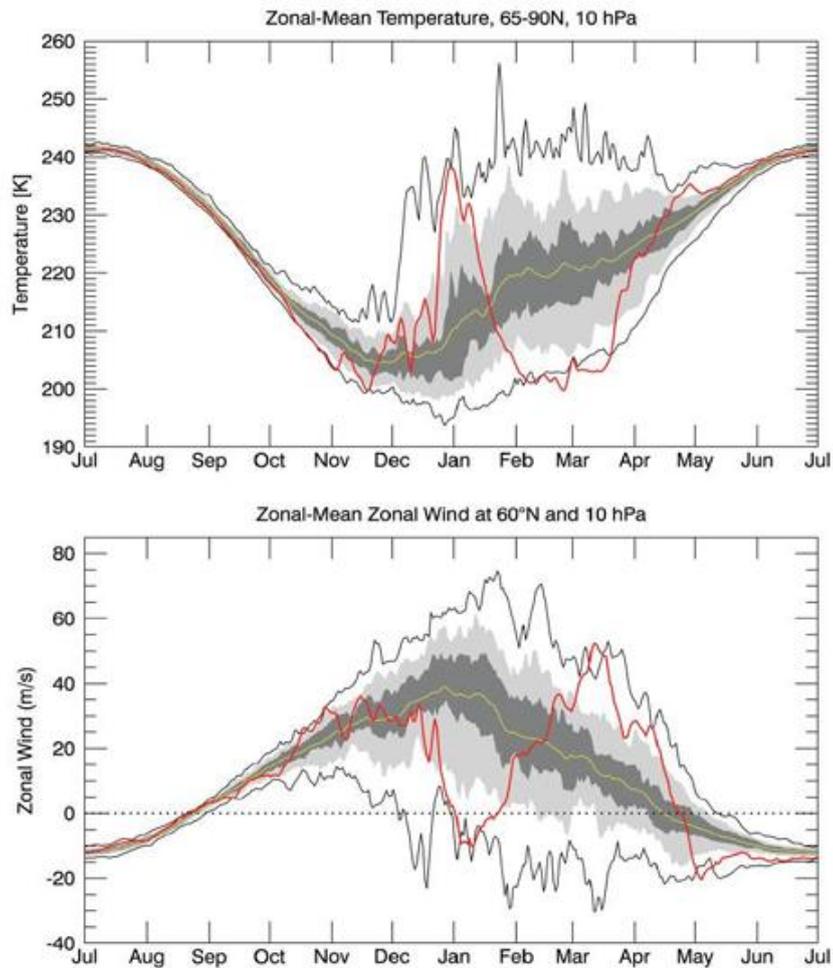


Рисунок 1.2 – Временной ход среднезональных ветра и температуры на уровне 10 гПа зимой 2018-2019 гг. Верхняя панель – характеристики температуры, нижняя панель – характеристики ветра. Красные линии – среднезональные значения ветра и температуры, желтые – их среднесуточные значения, усредненные с 1979 по 2018 гг, черные – экстремумы за тот же период. Темно-серая заливка – 70-й перцентиль, а светло-серая – 90-й

Из рисунка видно, что как самые низкие, так и самые высокие зарегистрированные значения ветра и температуры приходились на середину зимы. Обычно в это время стратосфера находится в состоянии покоя и не испытывает таких флуктуаций. Важно подчеркнуть, что восстановление полей ветра и температуры на этом уровне заняло порядка полутора месяцев.

Рисунок 1.3 представляет собой композит из 36 событий внезапных стратосферных потеплений, наблюдавшихся в период с 1958 по 2015 годы, усредненный в общей сумме по 1116 дням, на котором показаны среднезональные аномалии температуры, усредненные за тридцатидневный период.

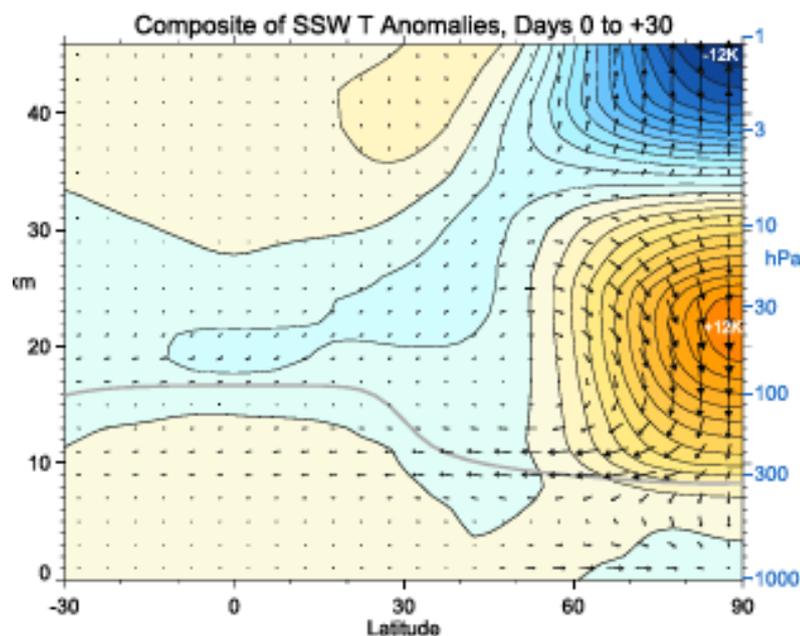


Рисунок 1.3 – Среднезональные аномалии температуры, усредненные за тридцатидневный период. Серой линией обозначена тропопауза. Векторы иллюстрируют приблизительное движение аномалий температуры и давления.

Данный рисунок показывает, что в среднем за этот тридцатидневный период в верхних слоях стратосферы происходит охлаждение, тот же процесс, компенсирующий нисходящий адиабатический нагрев воздуха над полярной шапкой, но с меньшей интенсивностью, характерен для средних широт и тропиков. Также стоит обратить внимание на движение масс воздуха вблизи поверхности высоких широт в направлении полюса, которое в конечном итоге приводит к повышению приземного атмосферного давления в Арктике. Последствия ВСП проявляются не только в средней стратосфере, но и в нижней

стратосфере и тропосфере, где аномалии в полях метеорологических величин сохраняются гораздо дольше, чем в верхней стратосфере (б19).

На рисунке 1.4 изображены задержки аномалий температуры (а) и давления (б) в тропосфере и стратосфере, усредненные за тот же временной период, который использовался для построения рисунка 2.

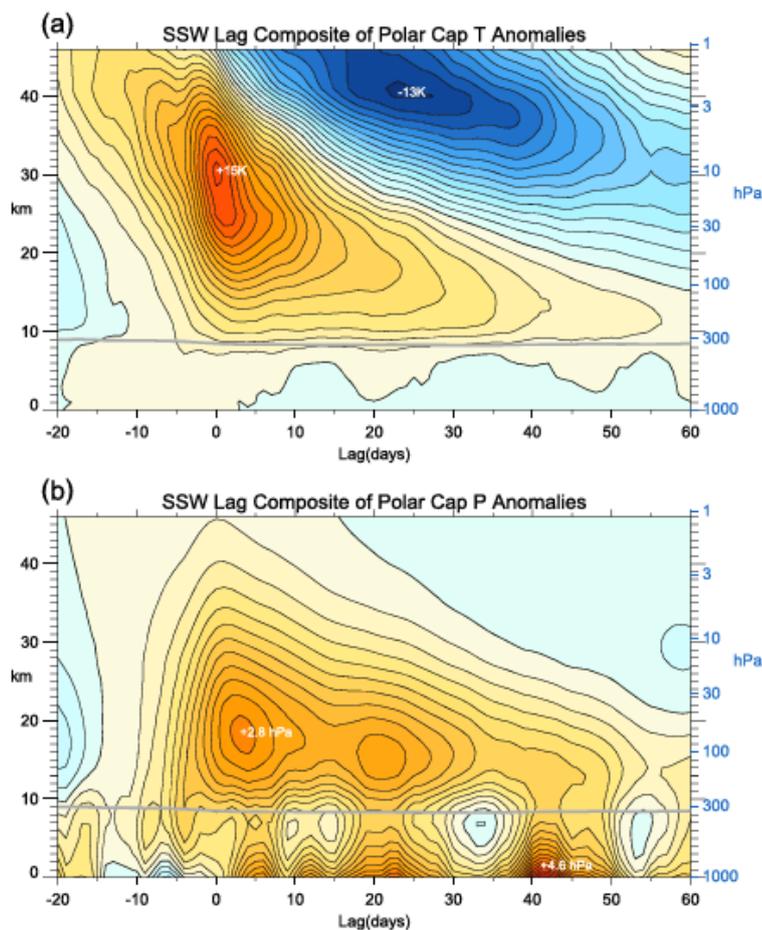


Рисунок 1.4 – Задержка аномалий среднезональных температуры (а) и давления (б), усреднённые за 36 событий ВСП в период 1958–2015 гг. Серая линия – тропопауза.

Детально изучив рисунок на панели (а), можно увидеть, что после ВСП температура в верхней стратосфере резко возрастает, достигая максимума в течение первых нескольких дней. Особенно примечателен тот факт, что

аномалия сохраняется и в нижней стратосфере, постепенно ослабевая в течение двух месяцев, что свидетельствует о долгосрочном влиянии ВСП на более низкие слои атмосферы. Также на рисунке показано, что вслед за потеплением тропопауза опускается в среднем на 750 метров, что связано с изменением вертикального распределения температуры и перераспределением массы воздуха. На панели (b) отчётливо видно, что на фоне стратосферных изменений формируется устойчивая аномалия давления у поверхности Земли, которая проявляется в виде повышения давления в полярной области Северного полушария. Причём эта аномалия сильнее выражена у поверхности Земли, нежели вблизи тропопаузы. Это еще раз подтверждает факт того, что внезапные стратосферные потепления способны оказывать заметное влияние на циркуляцию в тропосфере и, как следствие, на погодные условия в средних широтах.

Одним из наиболее наглядных и информативных способов визуализации динамики ВСП являются карты потенциальной завихренности [11]. Анализ распределения потенциальной завихренности в средней стратосфере показывает, что разрушение волн планетарного масштаба приводит к “эрозии” полярного вихря, деформируя его границы в зоне струйных течений, причем практически все ВСП сопровождаются этим процессом, в результате которого, если дословно переводить с английского, вокруг вихря формируется так называемая «прибрежная зона», которая состоит из вытянутых “языков” потенциальной завихренности. Этот метод дополняет представление среднезональных температур, где ВСП проявляются в виде резкого адиабатического роста температуры за счёт нисходящих движений воздуха над полярной областью и сопровождаются ослаблением зонального ветра.

Как говорилось ранее, в Южном полушарии на сегодняшний день зарегистрировано только одно крупное ВСП — в 2002 году, во время него аномалии зонального ветра достигали восьми стандартных отклонений, что достаточно сильно даже для ВСП Северного полушария [12]. Можно сказать, что

еще одно похожее по масштабам и силе своего воздействия ВСП, произошло в начале сентября 2019 года, однако оно формально не удовлетворяло критериям крупного ВСП [13]. Стоит обратить особое внимание на то, что ВСП в Южном полушарии имеют очень важное значение, поскольку они препятствуют интенсивному гетерогенному разрушению озонового слоя и, по сути, предотвращают формирование озоновой дыры. Кроме того, они влияют на струйные течения и распределения осадков, в том числе вызывая засухи в Австралии [14].

Воздействие ВСП не ограничивается только полярной стратосферой. Они влияют на циркуляцию и в тропических широтах (например, [15]), приводя к перераспределению в атмосфере химических веществ, одним из важнейших для анализа таких веществ является озон. Сопровождающее ВСП нисходящее движение воздуха в полярных широтах, уравнивается восходящими потоками, которые в среднем находятся южнее  $50^\circ$  с.ш. и могут доходить до Южного полушария. При этом наблюдается восходящее движение и, соответственно, охлаждение в верхней полярной стратосфере и нижней мезосфере [16]. К тому же, ВСП способны оказывать влияние на термосферу, изменяя её химический состав, температуру, поля ветра, плотность электронов и электрические поля в обоих полушариях [17].

Наиболее значимые последствия ВСП проявляются в тропосфере. Именно эта особенность в изучении ВСП вызвала наибольший научный интерес за последние десятилетия. В среднем, ВСП сопровождаются долгосрочными и масштабными изменениями в погоде и климате у поверхности, в частности — в аномалиях давления у уровня моря (SLP) и температуры, что влияет на струйные течения, траектории циклонов и распределение осадков [18]. Эти эффекты по своей интенсивности превышают прогнозируемые. Вероятно, процессы в нижней тропосфере усиливают сигнал, поступающий из стратосферы [19]. Подобное становится очевидным при статистической обработке данных по множеству случаев ВСП. Несмотря на интенсивные научные исследования, до

сих пор невозможно предсказать заранее, повлияет ли конкретное ВСП на тропосферу, то есть будут ли наблюдаться тропосферные аномалии значений характеристик метеорологических полей.

Поскольку был затронут вопрос о прогнозировании внезапных стратосферных потеплений, стоит сказать, что учёные активно изучают их предсказуемость. На сегодняшний день считается, что такие события можно с определённой уверенностью прогнозировать за 10–15 суток до их наступления [20]. Также было обнаружено, что на вероятность возникновения ВСП могут влиять явления, происходящие вне полярной стратосферы, к которым, например, относятся квазидвухлетние и полугодовое колебания в экваториальной стратосфере (QBO и SAO), а также процессы, завязанные на взаимодействии океана и атмосферы такие как Эль-Ниньо – южное колебание (ЭНЮК) и осцилляция Мэддена–Джулиана (ОМД). Также среди возможных внешних факторов упоминается 11-летний солнечный цикл, однако при наличии всего около сорока зафиксированных случаев ВСП с 1958 года, количественная оценка этих взаимосвязей остаётся затруднительной. Ранние работы по изучению ВСП как правило, были теоретическими и посвящены преимущественно их динамике [21]. Спутниковая метеорология начала развиваться только в конце прошлого века, поэтому осведомленность о процессах, происходящих в средней и верхней атмосфере на больших масштабах, была ограничена, что сильно препятствовало изучению влияния ВСП на ее верхние слои. Кроме того, первые численные модели общей циркуляции атмосферы имели слабое вертикальное разрешение в стратосфере, поэтому существенные климатические последствия у поверхности были оценены лишь к концу 1990-х годов [22]. Исходя из всего вышеописанного, можно сказать, что изучение процессов, связанных с внезапными стратосферными потеплениями, только начинается.

### 1.1.1 Классификация и типы ВСП

Говоря, о классификации внезапных стратосферных потеплений, стоит сразу ввести терминологию, чтобы избежать путаницы при дальнейшем рассмотрении. Итак, ВСП можно разделить по интенсивности – мажорные и минорные, а также по изменению их формы и локализации – расщепление, смещение и их сочетание – вытягивание. Последнее при этом является весьма сложным случаем и в ходе работы будет убрано из рассмотрения. В свою очередь, мажорные и минорные ВСП могут сочетаться с формой циркуляции, однако еще не было зарегистрировано ни одного случая ВСП вида минорного расщепления.

Ранние методы измерения характеристик ВСП основывались только на изменениях температуры, поскольку внезапное резкое потепление стратосферы являлось главной характеристикой, измеряемой радиозондами. В ВМО/IQSY (1964) было установлено, что мажорные SSW отличаются от минорных наличием на уровне 10 гПа реверса зонального ветра с западных направлений на восточные на широтах выше  $60^\circ$  и более интенсивным ростом среднезональной температуры к северу от той же широты [23]. Включение критерия разворота ветра происходит из теории взаимодействия волн со средним потоком, которая утверждает, что квазистационарные планетарные волны не могут распространяться в восточном направлении [24]. Таким образом, важным динамическим отличием мажорного ВСП от минорного является разворот зональных ветров, что накладывает запрет на вертикальное распространение волн из тропосферы в среднюю стратосферу после максимума температуры в стратосфере. Примечательно еще и то, что не смотря на большой скачок в исследовании ВСП, данные критерии, определенные еще на заре изучения и описанные на малом количестве событий, до сих пор остаются основой для идентификации внезапных стратосферных потеплений.

Наиболее часто используемый критерий для обнаружения мажорных ВСП был предложен Чарлтоном А. Дж. и Полвани Л.М. [25] и уточнен по более ранним определениям. Он характеризуется реверсом среднезонального

суточного ветра с западного направление на восточное на широте  $60^{\circ}\text{N}$  и уровне 10 гПа в период с ноября по апрель, при этом разворот ветра должен возвращаться к западному направлению как минимум на 10 дней до 30 апреля, чтобы ВСП считалось зимним явлением, а не участником динамического перехода от зимней стратосферной циркуляции к летней. Важно отметить, что он был разработан на заре исследований ВСП для их оценки в климатических моделях, но сами модели были недостаточно развиты, поэтому он должен был решать задачу обработки информации и иметь минимальный объем необходимых данных для вычисления [26]. В настоящее время это ограничение менее актуально из-за доступности динамических данных моделей [27]. Определенная с помощью него частота ВСП сильно варьируется во времени: два события в 1990-х (1998, 1999) и девять — в 2000-х [28]. Стоит обратить внимание, что термический критерий оказался в значительной степени избыточным требованием, поскольку согласно балансу термического ветра, рост температуры на уровне 10 гПа происходит почти во всех случаях смены направления зонального ветра. Хотя это определение основано на конкретных значениях широты, высоты и ослабления ветра [29], их выбор оказался оптимален для выявления ключевых особенностей и мажорных ВСП (31).

Применение данного критерия для определения нарушения в циркуляции полярного вихря Южного полушария выявило лишь одно событие, которое являлось мажорным [31], что акцентирует внимание на различиях в динамике и климатологии между Северным и Южным полушариями. Однако в сентябре 2019 года в Южном полушарии произошло аномальное ослабление вихря, которое не соответствовало вышеописанному критерию, но привело к рекордному росту температур в средней стратосфере и оказало заметное влияние на погоду у поверхности Земли [14], [32]. Из этого можно сделать вывод, что не стоит слепо оценивать ситуацию исходя только лишь из выбора одного критерия, необходимо учитывать и другие факторы, влияющие на целостность стратосферного циркумполярного вихря.

Помимо деления внезапных стратосферных потеплений на мажорные и минорные, существует и морфологическая классификация, основанная, как уже говорилось ранее, на расположении и форме вихря во время ВСП, который может быть либо смещен и его центр будет находиться в стороне от полюса – смещение, либо разделен на две части, в результате чего наблюдаются два независимых ослабленных вихря – расщепление. Около трети из 36 мажорных ВСП, наблюдавшихся в 1958–2012 гг, можно однозначно классифицировать как расщепление, а еще треть — как смещение [33]. Остальные случаи более неоднозначны из-за того, что происходит одновременное смещение и разделение вихря, которое имеет неофициальное название такое как вытягивание.

Также ВСП классифицируются по зональному волновому числу тропосферных волн, усиление которых является предиктором ВСП. В частности, установление блокирующего антициклона над Тихим океаном и Северной Атлантикой связаны с усилением волн второго волнового числа, которые могут вызвать расщепление стратосферного вихря [34]. А аномально низкое давление над северной частью Тихого океана и блокирующие процессы над европейской Атлантикой характеризуют волну первого волнового числа, вызывающей смещение стратосферного полярного вихря [35]. Тип ВСП, когда вихрь смещается, почти всегда сопровождается усилением первой волны в тропосфере, а его расщепление может быть вызвано усилением волн как первого, так и второго волнового числа или их последовательной комбинацией [36].

Если в широком смысле поднимать вопрос о динамике ВСП, то ее можно рассматривать как проявление интенсивного взаимодействия между восходящими планетарными волнами из тропосферы и средним потоком в стратосфере, при этом стратосферный полярный вихрь нарушается крупномасштабными волновыми возмущениями, в первую очередь квазистационарными волнами с зональным волновым числом 1–2. Вот это достаточно сильное волновое воздействие на средний поток может привести к снижению скорости зонального ветра в стратосфере, которое вынудит двигаться

воздух к полюсу для сохранения углового момента, что будет сопровождается нисходящими движениями над полярной шапкой и в конце концов приведет к образованию ВСП.

Обычно сильные западные ветры в стратосферном струйном течении препятствуют проникновению в стратосферу волновой активности, кроме самых крупных волн планетарного масштаба [24]. Хотя они могут самопроизвольно генерироваться за счёт бароклинной неустойчивости [37], основным механизмом их формирования являются крупномасштабные особенности подстилающей поверхности такие, как орография и контраст температур между сушей и океаном [38]. Именно эта относительная зональная симметрия Южного полушария объясняет, почему ВСП почти никогда там не наблюдаются.

Как, наверное, уже стало понятно, разнообразие наблюдаемых ВСП свидетельствует о том, что одни события инициируются аномальными всплесками активности планетарных волн в тропосфере, тогда как в других случаях сама стратосфера регулирует вертикальное волновое взаимодействие. Однако все теории сходятся во мнении, что именно длительное затухание волновой активности в стратосфере приводит к глубокой и продолжительной аномалии температуры в полярной стратосфере, что главным образом происходит за счёт сходимости потока Элиассена–Палма. После разрушения вихря сильное радиационное охлаждение способствует его восстановлению, однако этот процесс, может занимать несколько недель.

### 1.1.2 Роль взаимодействия планетарных волн со средним потоком в динамике ВСП

Большая часть теоретических моделей, описывающих механизм возникновения внезапных стратосферных потеплений, основывается на предположении о распространении волн на фоне зонально усреднённого

струйного стратосферного течения. Хотя иногда это предположение нарушается во время сильных возмущений циркуляций тропосферы и стратосферы, сопровождающихся ВСП, теория взаимодействия волн со средним потоком оказалась весьма успешной — по крайней мере в качественном смысле — для объяснения динамики этих процессов. С помощью него было описано вертикальное распространение волн Россби. В теории, нагрев стратосферного полярного вихря может быть обусловлен сходимостью потока тепла на полярной стороне восходящей планетарной волны. Однако существует противоположная тенденция, когда волна также индуцирует вертикальную адвекцию массы, что приводит к адиабатическому охлаждению там, где поток тепла должен был бы вызывать нагрев. Аналогично, на экваториальной стороне волны, где воздух в теории должен охлаждаться из-за переноса тепла к полюсу, происходит нисходящее движение, которое вызывает адиабатическое нагревание. В случае консервативного распространения волны, то есть при отсутствии диссипации, эти две тенденции в точности компенсируют друг друга при интегрировании по всей волне, и, как следствие, не происходит ни общего потепления, ни охлаждения воздуха. Картина радикально меняется, если допускается диссипация волн, будь то затухание, вызванное трением, радиационными факторами, или, в более разрушительной форме, нелинейным разрушением волн. Поскольку волны Россби несут с собой восточный момент импульса, при диссипации он передаётся среднему потоку, возникающее в результате его торможение не только замедляет вихрь, но и формирует, под действием силы Кориолиса, движение потоков воздуха в сторону полюса, а также нисходящее движение в полярных широтах, которое противоположно по направлению волнам Россби. Именно это остаточное нисходящее движение и вызывает потепление полярной стратосферной шапки (б).

На рисунке 1.5 демонстрируется временной ход с шагом в неделю разрушения волн в полях потенциальной завихренности на изоэнтропической поверхности 850 К зимой 2018-2019 гг.

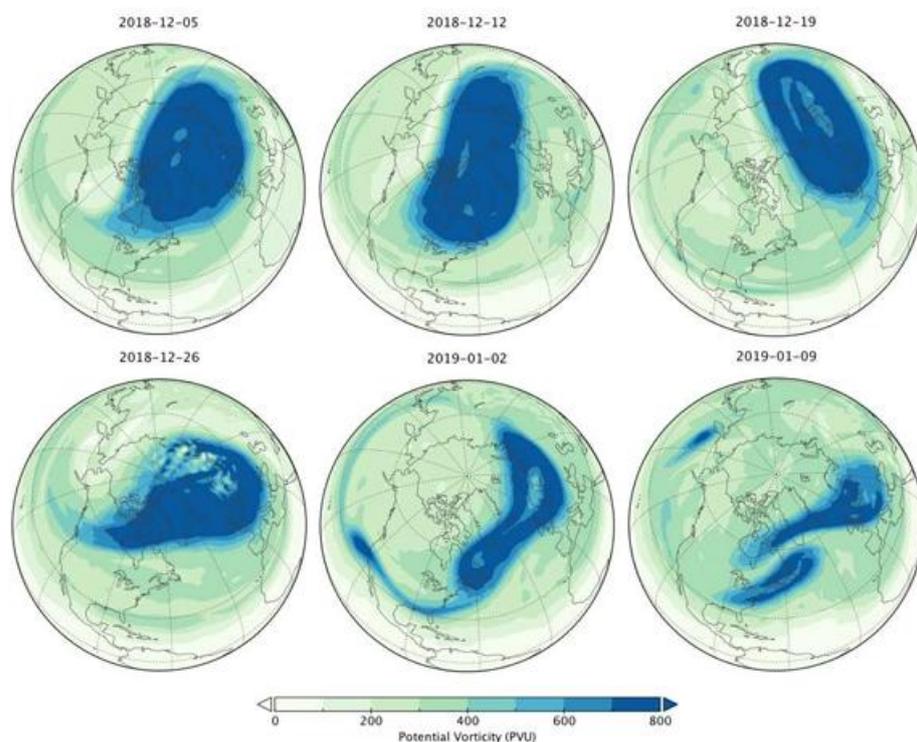


Рисунок 1.5 – Поля потенциальной завихренности на изоэнтропической поверхности 850 К зимой 2018-2019г.

Теперь становится ясным факт того, что диссипация планетарных волн приводит к потеплению в стратосферной полярной области, которое в отдельных случаях может иметь взрывной характер, вызывая внезапные стратосферные потепления, при этом даже если эволюция этих волн изменяется линейно, нелинейная природа взаимодействия между волнами и средним потоком все равно будет разрушать их (например, [39], [40]). Однако точный механизм данного взаимодействия по ныне остается не до конца изученным.

Первым, что на данном рисунке бросается в глаза так это смещение вихря сторону от полюса с сопутствующим вытягиванием струй PV в зону струйного течения. Как только вихрь полностью смещается с полярных широт, происходит его расщепление на две независимые циркуляции, при этом происходит разрушение планетарных волн Россби.

В литературе существуют две различные точки зрения относительно роли тропосферы в инициировании разрушения волн в стратосфере. Ранние исследования подчеркивали значение аномального потока планетарных волн из тропосферы, который обеспечивает достаточное торможение в стратосфере для разрушения вихря, особенно если это воздействие было накоплено во времени. Альтернативная точка зрения предполагает, что при наличии заданного волнового поля, приходящего из тропосферы даже если оно не аномально сильное, полярный стратосферный вихрь может взаимодействовать с волнами таким образом, что происходит взаимное усиление волнового поля и отклика стратосферы [41]. Независимо от представлений о механизме образования ВСП, как только основная циркуляция разрушается и происходит установление восточных ветров, вертикальное распространение стационарных волн Россби блокируется. Стационарные волны могут существовать только при наличии среднезональных западных ветров, компенсирующих их внутреннюю фазовую скорость восточного направления. Похожее нисходящее распространение аномалий восточного зонального ветра напоминает поведение атмосферы, наблюдаемое при квазидвухлетнем колебании (QBO) [42], которое, однако, происходит на гораздо более коротких временных масштабах.

Теперь, когда достаточно хорошо изучены особенности динамики внезапных стратосферных потеплений, можно переходить к изучению характеристик и принципов определения тропопаузы.

## 1.2. Тропопауза и критерии ее определения.

Одним из важнейших элементов структуры атмосферы Земли считается тропопауза – слой, который разделяет верхнюю тропосферу, характеризующуюся слабой статической устойчивостью, и стратосферу, обладающую более стабильной стратификацией [43]. Несмотря на то, что

тропопауза служит границей между этими двумя слоями атмосферы, между ними сохраняется активное взаимодействие, происходящее за счёт переноса массы, энергии и импульса [44]. Через этот переходный слой осуществляется циркуляция различных атмосферных компонентов, включая водяной пар, диоксид углерода, озон и другие газы [45].

Особенно значимым является тропический перенос, обеспечивающий поступление водяного пара в стратосферу, что оказывает заметное влияние на её химические процессы и энергетический баланс [46]. За пределами тропических широт перенос веществ осуществляется в основном квазигоризонтально, вдоль границы между полярными и субтропическими струйными течениями. Это, в свою очередь, сказывается на распределении озона в нижних слоях атмосферы, затрагивая как тропосферные, так и приземные климатические условия [47].

Усреднённые по времени характеристики положения тропопаузы демонстрируют высокую степень симметрии по долготе, особенно в зимний период. Исключение составляют участки вблизи внетропических струйных течений, где фиксируется незначительная зональная асимметрия. Вместе с тем, в меридиональном направлении наблюдаются значительные вариации положения тропопаузы, указывающие на её выраженную неоднородность в широтном разрезе.

Согласно результатам предыдущих исследований [48], термическая тропопауза характеризуется выраженными разрывами в переходных зонах между тропическими, умеренными и полярными воздушными массами. Эти же регионы являются зонами резкого наклона динамической тропопаузы [49], что свидетельствует о повышенной степени стратификации атмосферы и наличии интенсивных вертикальных и горизонтальных градиентов.

На рисунке 1.6 изображена меридиональная структура тропопаузы, а на рисунке 1.7 структура ее температуры.

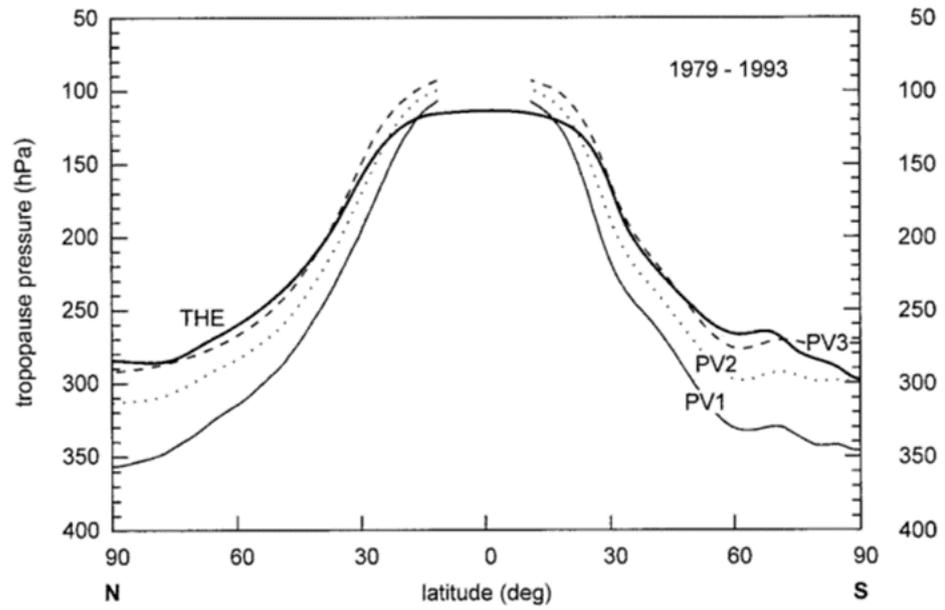


Рисунок 1.6 – Меридиональная структура тропопаузы.

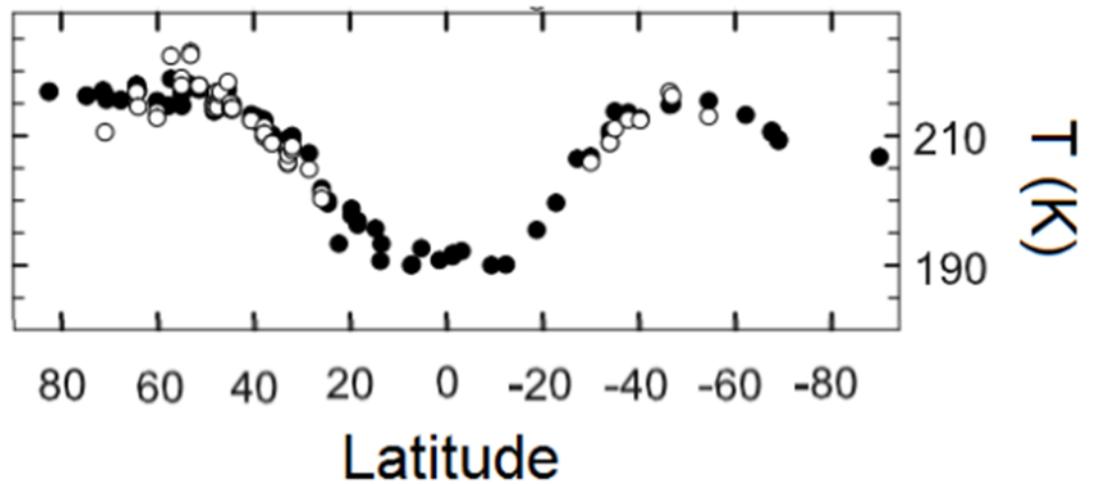


Рисунок 1.7 – Меридиональная структура температуры тропопаузы.

Анализируя данные рисунки, можно сказать, что в тропических широтах значение давления на уровне тропопаузы остаётся относительно стабильным, а, во внетропических регионах наблюдается устойчивое увеличение давления по мере приближения к полюсам, сопровождающееся выраженным

меридиональным градиентом в субтропической зоне. Примечательно, что в обоих полушариях сохраняется высокая степень симметрии в пространственном распределении этих характеристик.

Сравнение термической тропопаузы с различными значениями вихря Эртеля показывает, что наиболее точное соответствие наблюдается для уровня 3,5 PVU, который, по-видимому, наиболее адекватно отражает положение динамической тропопаузы. В то же время уровни 1,6 PVU и 2,5 PVU демонстрируют систематическое завышение давления на границе тропопаузы. Исключение составляет полярный сектор Южного полушария, где прослеживается смещение границы в направлении уровня 2,5 PVU.

Анализ сезонной динамики тропической тропопаузы показывает, что её межсезонные колебания выражены крайне слабо. Это указывает на ограниченную роль конвективных процессов в формировании её положения. Согласно ранее представленным оценкам [1], основной вклад в поддержание структуры тропической тропопаузы, вероятнее всего, вносит меридиональная циркуляция Брюера–Добсона, оказывающая влияние на транспорт массы и тепла в стратосфере.

Вне тропических широт сезонный ход тропопаузы становится более выраженным. Так, в Северном полушарии её высота увеличивается в летние месяцы и снижается в зимние. Аналогичная сезонная зависимость наблюдается в умеренных широтах Южного полушария. Однако в приполярных регионах последнего сезонный цикл оказывается инвертированным: высота тропопаузы достигает максимальных значений в зимний период и минимальных — летом. Интересно отметить, что к северу от 60° широты максимальные значения давления на уровне тропопаузы фиксируются весной, при этом вторичный максимум наблюдается осенью.

Связь между сезонной изменчивостью высоты тропопаузы и температурными флуктуациями в нижней и верхней частях атмосферы была

установлена ещё на ранних этапах аэрологических исследований [50]. Например, повышение тропопаузы в полярной стратосфере Южного полушария в зимние месяцы может быть объяснено значительно более выраженными сезонными колебаниями температуры в нижней стратосфере по сравнению с менее выраженными изменениями температур в верхней тропосфере [43, 51]. Это подтверждает наличие высокой степени зональной симметрии в сезонной эволюции тропопаузы [43].

В умеренных широтах температурный ход в нижней стратосфере находится в антагонистическом соотношении с температурным трендом в верхней тропосфере. В результате наибольший вертикальный температурный градиент, а значит — и максимальная высота тропопаузы, фиксируется в летний период. Зимой, напротив, ослабление градиента приводит к её понижению [51]. Кроме того, вероятным дополнительным механизмом подъёма тропопаузы в тёплый сезон может являться латентный выброс тепла при развитии конвективной облачности, особенно в средних широтах [2]. Термодинамический анализ указывает на то, что температура тропопаузы достигает наименьших значений в тропических широтах, тогда как в умеренных и особенно в полярных регионах её значение возрастает. Полярная тропопауза, в частности, характеризуется наивысшей температурой среди всех исследованных широтных зон, что может быть связано с особенностями циркуляции и радиационного баланса в высоких широтах.

Следует отметить, что указанные структурные особенности не находят прямого отражения в усреднённых значениях давления на уровне тропопаузы, представленных в настоящем исследовании. Тем не менее, их наличие можно косвенно интерпретировать через анализ выраженных меридиональных градиентов давления, особенно заметных вблизи 30-й параллели обоих полушарий. Данные градиенты, по всей видимости, указывают на наличие скрытых термодинамических и динамических процессов, не выявляемых при простом усреднении параметров.

Хотя определение высоты тропопаузы играет важную роль в атмосферных исследованиях, на сегодняшний день не существует универсального и общепринятого подхода к её точной идентификации, как и исчерпывающей теории, объясняющей физические механизмы, ответственные за её формирование [52]. Вместо этого применяются несколько эмпирически выведенных критериев, основанных на наблюдаемых характеристиках, резко изменяющихся при переходе от тропосферы к стратосфере. К ним относятся, в частности, вертикальный градиент температуры [53], уровни потенциальной завихренности, а также распределение химических соединений [51, 54]. Помимо этих показателей, в ходе данной работы будут рассмотрены и другие методы, применяемые для оценки высоты тропопаузы. Такая ситуация порождает методологическую неопределённость, обусловленную отсутствием строгого теоретического определения данного атмосферного слоя.

Высота тропопаузы в средних широтах вне тропиков демонстрирует ярко выраженную сезонную динамику: в летние месяцы она возрастает в ответ на нагревание воздушной массы в тропосфере, тогда как зимой снижается вследствие общего охлаждения [51]. Интересно, что в полярных широтах наблюдается противоположная картина – здесь тропопауза зимой, напротив, располагается выше, особенно над Антарктикой, а летом опускается [43]. Этот парадокс объясняется пониженной температурой воздуха внутри Полярного вихря [55]. Кроме того, между северным и южным полушариями существует сезонная асимметрия: в летний период северная полярная тропопауза поднимается выше, чем южная, что связывают с усилением радиационного охлаждения в атмосфере [2]. Амплитуда колебаний высоты тропопаузы в северном полушарии также заметно меньше, что может быть результатом более интенсивной вихревой деятельности в нижней стратосфере в зимнее время [55, 2, 56].

Выше уже поднимался вопрос о связи между изменением высоты тропопаузы и вихревыми процессами в умеренных широтах. Если рассматривать

зональные различия, можно отметить, что высота внетропической тропопаузы варьируется вдоль широтных поясов: её понижение характерно для областей с активной циклонической деятельностью, тогда как повышение — для зон, находящихся под влиянием антициклонов. Такое распределение можно объяснить с точки зрения теории потенциальной завихрённости (PV), поскольку тропопауза представляет собой границу между воздухом с высокой PV в стратосфере и с низкой — в тропосфере [57, 58]. Следовательно, развитие циклонических систем в верхней тропосфере сопровождается проникновением стратосферного воздуха вниз, что неизбежно отражается на высотном положении тропопаузы.

С учетом вышеизложенного становится очевидно, что на практике часто возникают трудности при выборе уровня, наиболее соответствующего понятию тропопаузы. В последующих разделах будут рассмотрены основные методы, которые на сегодняшний день применяются для её идентификации и измерения.

### 1.2.1 Преимущества и недостатки термической тропопаузы.

Наиболее признанным и широко применяемым в научном сообществе подходом к определению тропопаузы является так называемая термическая тропопауза, основанная на анализе изменений вертикального температурного градиента. Её концепция базируется на различиях в стратификации атмосферных слоёв: стратосфера обладает существенно большей устойчивостью по сравнению с тропосферой. В терминах температурного градиента это означает, что в стратосфере его значения значительно ниже, чем в нижележащем слое.

Рисунок 1.8 показывает среднее положение термической тропопаузы в зависимости от широты и долготы.

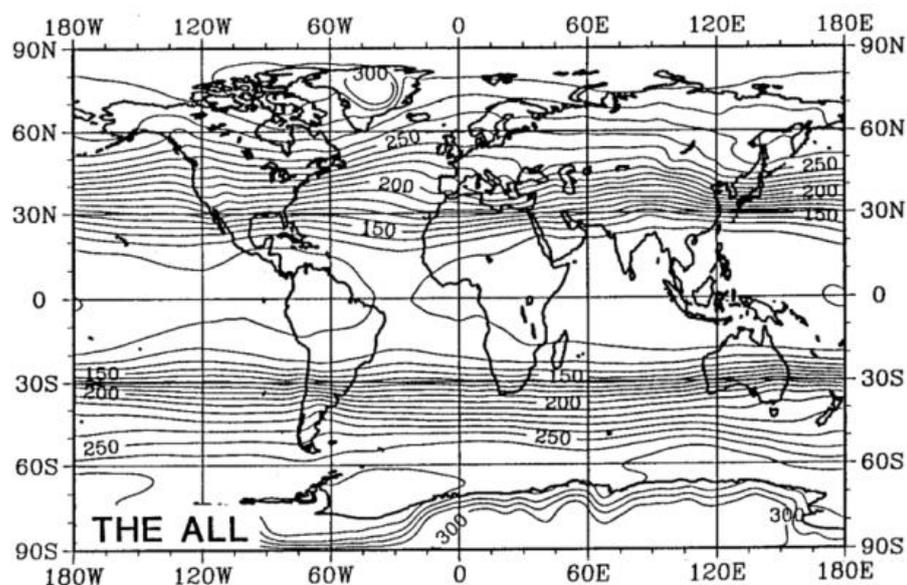


Рисунок 1.8 - Среднее давление на уровне глобальной термической тропопаузы.

На основе анализа рисунка можно сделать вывод о том, что тропопауза в целом обладает зонально симметричной конфигурацией, за исключением умеренных возмущений, преимущественно локализованных в Северном полушарии. Эти отклонения обусловлены неоднородным распределением континентальных и океанических площадей, что вносит вклад в асимметрию атмосферной структуры. В частности, на западных окраинах материков тропопауза, как правило, располагается выше, тогда как на восточных берегах наблюдается её понижение. Такое распределение высоты формирует волнообразный рисунок среднеклиматического давления на уровне тропопаузы, при этом доминируют волны с порядковыми числами от одного до трёх [51].

Особо выраженным элементом данной структуры является область пониженного давления над Гренландией, являющаяся частью более обширной депрессии, простирающейся к северу от Канады. Эта аномалия тесно связана с циркуляцией полярного вихря [43].

Если рассматривать распределение высоты тропопаузы в меридиональном направлении, можно отметить, что в тропических широтах она достигает наибольших высот, где характерны давления порядка 150–100 гПа. В

субтропиках фиксируются резкие градиенты, что обуславливает заметное снижение тропопаузы в средних и полярных широтах. Для последних типичен диапазон давления от 350 до 200 гПа, при этом наименьшие значения приходятся на высокие широты.

Для не ознакомленных с теорией тропопаузы и стратосферно-тропосферного обмена слушателей, может быть непонятной интерпретация на изобарических поверхностях, поэтому ниже приведен рисунок 1.9, на котором изображена средняя высота тропопаузы в километрах.

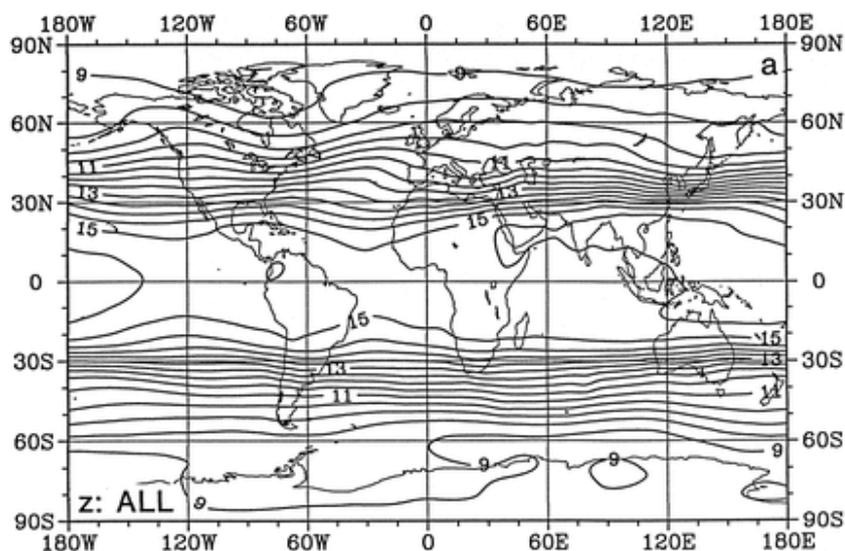


Рисунок 1.9 – Средняя высота тропопаузы в километрах.

В целом это представление идентично изобарическому, однако теперь появляется возможность оценить именно высоту тропопаузы. Получается, что в среднем тропическая тропопаузы лежит на высоте около 15 км, тропопауза умеренных широт на высотах около 11 км, а полярных – 9 км.

Стандартизированная методика определения уровня тропопаузы была предложена ещё в 1957 году комиссией по аэрологии Всемирной метеорологической организации (ВМО). Согласно её критериям, первая

тропопауза фиксируется на том уровне, где температурный градиент понижается до значения  $2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$  или менее и остаётся на этом уровне (или ниже) в течение как минимум 2 км выше по высоте. При этом, если в пределах километрового слоя над первой тропопаузой наблюдается увеличение градиента до значений выше  $3\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$ , то в этой зоне (или выше) может быть зафиксирована вторая тропопауза, которая определяется по тем же критериям, что и первая.

Такой подход учитывает необходимость дифференцировать тропопаузу от локальных инверсий температуры, которые также могут возникать в верхней тропосфере. Условие устойчивого ослабления температурного градиента на протяжении достаточно протяжённого слоя позволяет избежать ошибочной идентификации. В свою очередь, возможность обнаружения второй (а иногда и третьей) тропопаузы указывает на то, что граница между тропосферой и стратосферой может быть не единственной, что породило представление о множественных тропопаузах.

Однако, тропопауза, определяемая на основе вертикального температурного градиента, не обладает свойствами постоянной, не изменяющийся от внешних факторов величины. Она по своей природе сохраняется во времени и пространстве, а значит, не может служить надёжной характеристикой воздушных масс [43]. Более того, термический критерий не учитывает переменность стратификации атмосферы: поскольку температурный градиент изменчив, он не способен дать однозначное представление о происхождении или составе воздушных слоёв.

Особенно сильно ограниченность термического подхода проявляется в ситуациях, когда происходит внедрение стратосферного воздуха в тропосферу в зонах так называемых «складок тропопаузы». В этих областях чёткая граница между слоями размывается, контраст между их стратификациями ослабевает, и вследствие этого локализация тропопаузы с помощью температурного критерия становится затруднительной [54].

Помимо термической тропопаузы, существует определение динамической тропопаузы, которая будет рассмотрена в ходе работы. Она лишена недостатков термической тропопаузы, однако для полного понимания физики ее образования, необходим краткий экскурс в изоэнтропический анализ.

### 1.2.2 Изоэнтропический анализ.

Изоэнтропический анализ представляет собой метод исследования динамики воздушных масс, основанный на предположении, что движение происходит без изменения энтропии, то есть процесс является адиабатическим и обратимым. Он используется для изучения вертикальных и горизонтальных перемещений воздуха, таких как конвективные течения, восходящие и нисходящие потоки в атмосфере, а также для анализа траекторий воздушных масс. Его использование предполагает, что отсутствуют потери энергии на турбулентность, теплообмен с окружающей средой или другие необратимые процессы, что позволяет упростить моделирование атмосферных явлений, однако на практике всегда используются приближения. Этот метод особенно полезен при изучении стратификации атмосферы, устойчивости воздушных масс и процессов, связанных с погодными явлениями, такими как циклоны, антициклоны или грозы. В данном разделе рассматриваются принципы изоэнтропического анализа в контексте использования изоэнтропических поверхностей для изучения изменчивости тропопаузы.

Главным отличием изоэнтропического анализа от изобарического является использование потенциальной температуры в качестве вертикальной координаты. В рамках анализа атмосферных процессов в изобарической системе координат, трёхмерные особенности движения воздушных масс могут быть частично учтены путём нанесения вертикальных скоростей на изобарические карты. Тем не менее такой подход имеет ограничения: если попытаться

проследить перемещение воздушных частиц вдоль изобарической поверхности, можно получить искажённые результаты, что связано с тем, что траектории частиц действительно совпадают с изобарической плоскостью только в случае отсутствия вертикального движения. Но выход есть всегда и на выручку приходит изоэнтропический анализ. В приближении отсутствия адиабатического обмена с окружающей средой, он описывает движение частиц воздуха вдоль поверхностей потенциальной температуры, иначе говоря, в  $\theta$ -системе координат такие траектории приобретают горизонтальный характер движения, что делает изоэнтропическое представление физически более обоснованным для описания адвекции в атмосфере.

Таким образом, использование изоэнтропического анализа в сочетании с полями вертикальной компоненты потенциального вихря Эртеля открывает возможность более глубокого и детализированного изучения явлений атмосферных процессов, по сравнению с традиционным анализом на изобарических уровнях. Основным преимуществом изоэнтропического подхода считается его способность более наглядно и эффективно учитывать трёхмерную структуру ряда процессов в атмосфере. Именно это делает его особенно ценным инструментом при исследовании сложных циркуляционных систем в атмосфере Земли и трансформации воздушных масс.

Теперь, когда имеется понимание об изоэнтропическом анализе, можно переходить к изучению динамической тропопаузы, которая основана на его применении.

### 1.2.3 Преимущества и недостатки динамической тропопаузы.

В качестве альтернативы термическому определению тропопаузы рассматривается динамическая тропопауза, основанная на значениях

потенциальной завихрённости Эртеля ( $PV$ ), который рассчитывается по следующей формуле:

$$PV = \frac{1}{\rho} (f\vec{k} + \nabla \cdot \vec{v}) \nabla \theta \quad (1)$$

где  $\rho$  – плотность воздуха,  $f$  – параметр Кориолиса,  $\vec{k}$  – единичный вектор по вертикальной оси,  $\vec{v}$  – скорость ветра,  $\theta$  – потенциальная температура,  $\nabla$  – оператор трехмерного градиента.

В рамках приближений квазигидростатического равновесия и уравнений Буссинеска, потенциальная завихрённость Эртеля выступает как сохраняющаяся величина (инвариант) в системе примитивных уравнений, описывающих крупномасштабное атмосферное движение — при условии отсутствия неадиабатических процессов и вязких сил [52]. Как можно увидеть, динамическая тропопауза лишена недостатков термической. Она, являясь сохраняемой величиной, может характеризовать собой воздушные массы воздуха.

Многочисленные исследования, как отечественных, так и зарубежных специалистов, показали, что применение изэнтропического анализа для определения положения тропопаузы демонстрирует высокую надёжность и согласованность результатов [49].

В практических вычислениях, связанных с потенциальным вихрем Эртеля, зачастую ограничиваются его вертикальной составляющей, поскольку она вносит основной вклад в крупномасштабной циркуляции. При этом в выражении для вихря скорости компоненту  $\rho \partial z$  традиционно заменяют на  $(-\partial p)/g$ , используя следствие из уравнения гидростатического равновесия:

$$q = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (2)$$

Поскольку потенциальная завихрённость, как и изэнтропический анализ в целом, реализуется в системе координат, основанной на потенциальной

температуре, и сохраняется в условиях адиабатического и невязкого потока, то тропопауза, определенная по этому критерию, представляет собой квазиматериальную поверхность раздела. В отличие от термического определения, такой подход даёт единственную, непрерывную поверхность, разделяющую тропосферу и стратосферу, исключая проблему множественности тропопауз.

Анализ уравнения (1) позволяет сделать вывод, что стратосфера характеризуется существенно большими по модулю значениями потенциальной завихрённости (PV) по сравнению с тропосферой. При этом знак PV положителен в северном полушарии и отрицателен — в южном. В тропосферной области величина PV обычно варьируется в пределах 0,3–0,6 PVU, тогда как в стратосфере она достигает порядка 10 PVU и продолжает увеличиваться с высотой, достигая десятков PVU [18].

На рисунке 1.10 изображено долготно-широтное распределение давления тропопаузы на поверхностях потенциальной температуры.

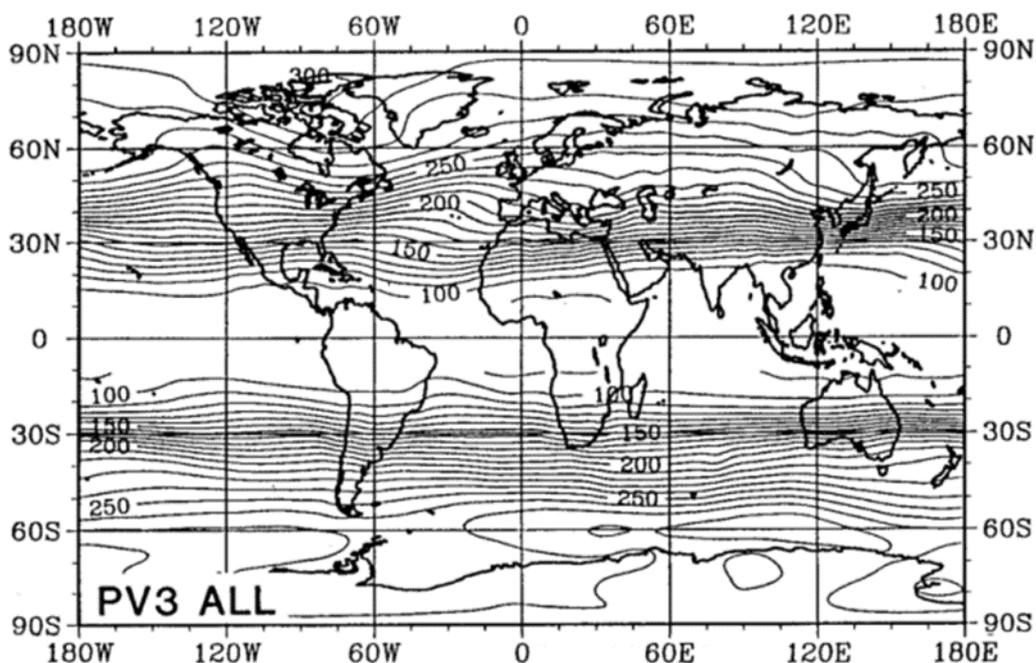


Рисунок 1.10 – Долготно-широтное распределение динамической тропопаузы

Видно, что динамическая тропопауза практически совпадает с термической тропопаузой, за исключением полярных регионов, где она располагается на больших высотах. Несмотря на общее согласие между усреднёнными значениями динамической и термической тропопауз, локальные расхождения могут наблюдаться в зонах с высокой относительной завихренностью. Это связано с тем, что положение динамической тропопаузы, определяемое по фиксированному значению потенциальной завихренности, чувствительно к характеристикам крупномасштабной циркуляции.

Например, в Северном полушарии, под воздействием циклонов, динамическая тропопауза, как правило, ниже, чем термическая, тогда как при антициклонической циркуляции она располагается выше. Таким образом, хотя в среднем оба подхода дают близкие результаты, в индивидуальных атмосферных системах — особенно над интенсивными циклонами и антициклонами — между ними могут наблюдаться существенные различия [58].

Не стоит забывать и о различиях в химическом составе на границе стратосферы и тропосферы, которые тоже могут использоваться в качестве значений, определяющих тропопаузу.

#### 1.2.4 Тропопауза, основанная на различиях в химическом составе тропосферы и стратосферы.

Частным случаем такой тропопаузы является озонопауза, которая определяется разницей градиентов в концентрации озона между тропосферой и стратосферой. Можно сказать, что это основная достаточно хорошо изученная формулировка химического происхождения тропопаузы. На ряду с ней, конечно, хотелось бы поставить тропопаузу, определенную по изменению водяного пара, однако он изменяется еще менее линейно, чем озонопауза, не говоря о термическом и динамическом критериях.

На рисунке 1.11 изображен вертикальный разрез распределений концентраций озона и водяного пара в атмосфере Земли.

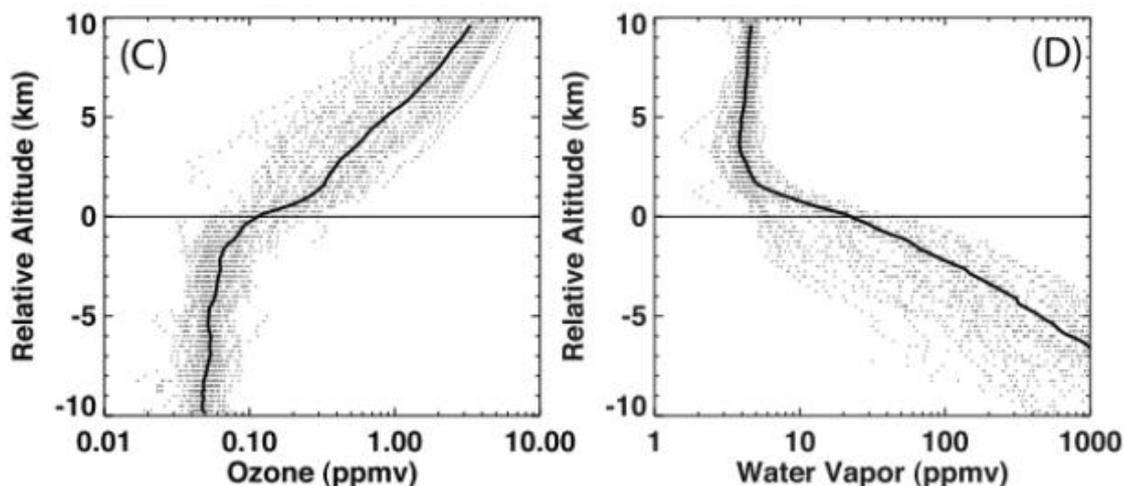


Рисунок 1.11 – Вертикальный разрез O<sub>3</sub> и H<sub>2</sub>O в атмосфере Земли.

Из рисунка видно, что значения концентраций, при которых обнаруживается тропопауза для озона и водяного пара разные. Для озона эти значения составляют порядка ста частиц на миллиард по объему, а для водяного пара на несколько порядков больше – около 10000 частей на миллиард.

В работе [59] было показано, что отношение концентрации озона к потенциальной завихренности в области тропопаузы составляет порядка 40–50 млрд<sup>-1</sup>/рvч, что соответствует интервалу между изоэнтропическими поверхностями 1,6 и 2 рvч. Именно этот диапазон потенциальной завихренности широко используется в научной литературе для определения динамической тропопаузы. Авторы также предложили ряд критериев для идентификации озонпаузы, основываясь на особенностях вертикального распределения озона. В частности, они выделили следующие признаки: Вертикальный градиент в соотношении озона должен превышать 60 млрд<sup>-1</sup>; Отношение содержания озона непосредственно над тропопаузой должно быть более 110 млрд<sup>-1</sup>. Эти критерии

позволяют дополнительно уточнять положение тропопаузы по химическому составу атмосферы и использовать данные озонотрии в сочетании с динамическими характеристиками воздушных масс.

Использование водяного пара для определения высоты тропопаузы основано на анализе минимальных значений отношения смеси водяного пара. В экваториальных широтах эти значения хорошо коррелируют с термической тропопаузой, тогда как в более высоких широтах они, как правило, располагаются несколько выше её уровня [52].

### 1.2.5 Складки тропопаузы.

Складки тропопаузы рассматриваются как основные процессы, лежащие в основе переноса вещества из стратосферы в тропосферу (STT) [60] и, как показано, оказывают влияние на состав тропосферы, а в отдельных случаях — на качество воздуха у поверхности [61]. Благодаря динамической связи с нижними слоями тропосферы складки тропопаузы также влияют на погодные процессы и ассоциируются с быстрым циклогенезом [62] и конвективными штормами [63]. Складка тропопаузы формируется, когда часть нижней стратосферы транспортируется в экваториальном направлении; согласно изэнтропийной теории, такие воздушные массы с высокой потенциальной температурой опускаются в тропосферу по наклонным изэнтропам [64]. Это приводит к проникновению сухого стратосферного воздуха в тропосферу — процессу, известному как стратосферная интрузия [65]. Таким образом, области складок тропопаузы характеризуются повышенными значениями потенциальной завихренности (PV), высоким содержанием озона, низким содержанием водяного пара и повышенной статической устойчивостью по сравнению с обычными тропосферными условиями. Складки тропопаузы, как правило, имеют небольшую вертикальную протяженность, а их пространственно-

временное распределение определяется положением, интенсивностью и сезонностью струйных течений. С точки зрения климатологических характеристик, в северном полушарии в бореальную зиму частота событий складок тропопаузы достигает максимума в субтропиках [66], тогда как более глубокие складки наблюдаются севернее, в районе североатлантического шторма [67]. В бореальное лето наибольшее число складок тропопаузы отмечается в субтропиках южного полушария, однако существует также выраженный максимум активности складок над восточным Средиземноморьем и Ближним Востоком, что обусловлено сложным взаимодействием между южноазиатским муссоном и субтропическим струйным течением [68].

Экологическая значимость складок тропопаузы в основном объясняется двумя ключевыми аспектами: (а) они являются основным механизмом переноса из стратосферы в тропосферу (STT), влияющим на озоновый баланс в тропосфере, и (б) они связаны с приземными метеосистемами, потенциально приводящими к опасным погодным явлениям. Озон в тропосфере играет важную роль в формировании её химического состава, климате и качестве воздуха, так как регулирует окислительный потенциал тропосферы [69]; в контексте изменения климата он является третьим по значимости антропогенным парниковым газом [70], а вблизи земной поверхности повышенные концентрации озона вредны для здоровья человека и экосистем [71]. Хотя основной источник озона в тропосфере — фотохимическое образование, нисходящий транспорт озона из стратосферы также вносит значительный вклад [72], особенно в регионах, где метеоусловия способствуют нисходящим движениям и формированию складок тропопаузы, например, летом в восточном Средиземноморье и на Ближнем Востоке, в Афганистане, а также весной на западе США. Складки тропопаузы играют решающую роль в передаче озона из стратосферы в тропосферу, являясь важным фактором, определяющим уровень и изменчивость содержания озона в тропосфере. Когда глубокие складки достигают нижней тропосферы, концентрации озона могут значительно

возрастать как в высокогорных районах [73], так и на равнинах [61], что иногда приводит к превышению установленных нормативов качества воздуха [64]. В глобальном исследовании с использованием лагранжева подхода на данных реанализа ERA-Interim было показано, что концентрации озона у поверхности вдоль западного побережья Северной Америки и в районе Тибетского плато значительно зависят от глубоких складок; особенно выраженные положительные тренды нисходящего массового потока выявлены за период 1979–2011 гг. над Северной Америкой. Недавнее исследование Акритидиса Д., Поззера А. и Заниса П. [74] подчеркнуло важность складок тропопаузы в процессах STT в условиях изменяющегося климата, предполагая, что в будущем они будут способствовать как росту, так и межгодовой изменчивости стратосферно-тропосферного переноса озона.

Поскольку складки тропопаузы характеризуются положительными аномалиями потенциальной вихревости (PV), они влияют на динамику тропосферы и могут воздействовать на приземные погодные системы. Стратосферный воздух, проникающий в тропосферу, может вызывать положительную адвекцию PV и, как следствие, усиливать циклоническую и антициклоническую циркуляции в нижней тропосфере [57]. Кроме того, известно, что складки тропопаузы могут как способствовать, так и подавлять развитие конвективных штормов, влияя на их локализацию, интенсивность и морфологию [63]. Также складки тропопаузы могут вызывать экстремальные приземные ветры за счёт нисходящего переноса импульса [75]

На рисунке 1.12 схематически изображено нарушение тропосферной циркуляции, приводящее к образованию блокирующего антициклона у поверхности Земли.



Рисунок 1.12 – Схема нарушения тропосферной циркуляции. Пунктирные линии – изоэнтропы.

Этот рисунок показывает то, как нисходящее движение воздуха из стратосферы в складке тропопаузы может вызвать образование тропосферного антициклона. Данный процесс чаще всего наблюдается в внезапных стратосферных потеплениях, в результате которых, количество складок тропопаузы увеличивается, как и их интенсивность.

1.2.6 Влияние внезапных стратосферных потеплений на высоту и динамику тропопаузы.

Как уже можно было заметить, в теле данной магистерской диссертации уже неоднократно упоминалось о том, каким образом внезапные стратосферные потепления влияют на тропопаузу. Однако, эта информация была разбросана в контексте тем, в которых она упоминалась. Поэтому в завершении первой стоит подытожить главные тезисы по этому поводу. Первым и, наверное, самым важным является то, что в момент воздействия ВСП на тропосферу, тропопауза испытывает сильные деформации, которые проявляются в ее интенсивном опускании в зонах струйных течений умеренных широт, где и наблюдается наиболее глубокое проникновение стратосферного воздуха в стратосферу. В ответ на это, тропическая тропопауза может испытывать некоторое повышение. В месте с этим, температура тропопаузы в умеренных широтах адиабатически повышается, а в тропических понижается.

В процессе изучения литературы мне больше всего мне запомнилась работа [76], в которой были лаконично изложены основные механизмы влияния ВСП на тропопаузу. Авторами рассматривались процессы влияния внезапного стратосферного потепления, произошедшего в 2009 году, на характеристики тропопаузы. При этом они еще оценивали изменение циркуляции атмосферы в этот период. Ими было определено, что усиление второго волнового числа привело к образованию ВСП, после чего произошло опускание тропопаузы и повышение ее температуры, причем наибольшие вариации были зарегистрированы в высоких широтах. А анализ тенденции статической устойчивости показал, что усиление вертикальной составляющей остаточной меридиональной циркуляции играл ключевую роль в связывании динамики остаточной циркуляции со структурой статической устойчивости в стратосфере и вблизи тропопаузы.

Таким образом, в первой главе были рассмотрены теоретические основы стратосферно-тропосферного обмена. Особое внимание было уделено взаимодействию тропопаузы с внезапными стратосферными потеплениями. В процессе погружения в теоретическую часть, были изучены изоэнтропический

анализ, взаимодействие планетарных волн со средним потоком в стратосфере, виды тропопаузы и классификация внезапных стратосферных потеплений.

## ГЛАВА 2. ДАННЫЕ

Основными данными, используемыми в этом исследовании, были данные, полученные из реанализа MERRA-2 и аэрологического зондирования.

### 2.1 Реанализ MERRA-2

Понимание механизмов климатических изменений и причин наблюдаемых в настоящее время экстремальных метеорологических явлений требует обращения к достоверным историческим данным об атмосфере Земли. Однако, на протяжении всего периода инструментальных наблюдений, пространственное и временное покрытие измерений оставалось крайне неравномерным. Кроме того, значительное влияние на точность данных оказывали как систематические, так и случайные ошибки, обусловленные различиями в методах наблюдений, приборах и условиях измерений.

Даже с началом спутниковой эры, обеспечившей глобальный охват атмосферы, не удалось достичь полной непрерывности и согласованности метеорологических данных. Различия в характеристиках спутников, орбитальных параметрах и методах калибровки приводят к неоднородности получаемой информации, что ограничивает её прямое использование в анализе долговременных климатических трендов.

Для преодоления указанных ограничений были разработаны методы атмосферного реанализа. Реанализы представляют собой результат синтеза разнородных наблюдательных данных, вводимых в численные модели атмосферы в единой динамико-физической схеме. Этот подход позволяет устранить временные и пространственные пробелы, уменьшить влияние отдельных ошибок наблюдений и сформировать согласованные во времени и

пространстве поля атмосферных параметров. Таким образом, реанализы стали ключевым инструментом для исследования как климатической изменчивости, так и экстремальных погодных событий, обеспечивая воспроизводимость и сопоставимость результатов.

За последние десятилетия было создано большое количество реанализов, в которые ассимилировано невообразимо огромное количество исторических данных метеорологических величин, которые собираются со значительного числа источников таких, как наземные метеорологические и аэрологические станции, спутники и пр. Принцип работы реанализов построен на расчете моделью атмосферы метеовеличин на регулярную сетку по широте, долготе и высоте, чтобы в конечном итоге получать информацию о состоянии атмосферы там, где нет доступных данных наблюдений. Однако, в наше высокотехнологичное время, когда мониторинг Земли со спутников никогда не прекращается и способен охватить большую часть планеты в реальном времени, можно возразить, что почти не осталось мест, где бы мы не могли получить данные о состоянии атмосферы. Тем не менее, разрешение спутниковых данных не является достаточно точным. В то же время, реанализ, имея на своем борту большой объем данных, может с приемлемой долей достоверности воспроизводить поля метеорологических величин, учитывая вертикальную структуру атмосферы. Наиболее популярными среди ученых и широко используемыми реанализами в настоящее время являются:

1. MERRA-2 – продукт управления глобального моделирования и ассимиляции НАСА.
2. ERA5 – продукт европейского центра среднесрочных прогнозов.
3. NCEP/NCAR Reanalysis 1 и 2 – продукты национального управления океанических и атмосферных исследований США.
4. JRA-55 – продукт японского метеорологического агентства.

Будучи современными наборами данных реанализа, которые предоставляют поля метеорологических полей, они служат основой для изучения атмосферных процессов.

Тем не менее, для проведения настоящего исследования был выбран реанализ MERRA-2 из-за его оптимального пространственно-временного разрешения и ассимилированных в него данных.

MERRA-2 – это новейший продукт управления глобального моделирования и ассимиляции НАСА, охватывающий период времени с 1980 года по настоящее время. Он представляет собой обновление системы моделирования и ассимиляции данных оригинального набора данных MERRA. MERRA-2 был создан с использованием атмосферной модели Goddard Earth Observing System, Version 5 (GEOS-5) и системы ассимиляции Gridpoint Statistical Interpolation (GSI). В частности, GSI применяет алгоритм 3D-VAR с дискретностью в 6 часов, производя анализ с помощью процесса инкрементального (пошагового) обновления анализа. Для моделирования аэрозолей в GEOS-5 используется версия модели Goddard Chemistry Aerosol Radiation and Transport (GOCART) с радиоактивной связью. Наряду с инструментальными наблюдениями, модель также ассимилирует парциальный и общий столб озона и его профили в стратосфере, а также оптическую глубину аэрозоля на длине волны 550 нм. Он особенно полезен для изучения взаимодействия между стратосферой и тропосферой, поскольку включает расширенные параметры вертикального профиля атмосферы и данные о радиационных потоках.

Для проведения данной работы на основе данных реанализа MERRA-2 использовались значения температуры и потенциальной завихренности вихря Эртеля на высотах, характерных средней и верхней тропосфере, а также всей стратосфере, u-компоненты ветра на 40 км и геопотенциала на 10 гПа.

Несмотря на все достоинства реанализа в виде представленных на регулярной сетке данных, которое позволяет эффективно устранить такие недостатки радиозондовых наблюдений, как пространственная неравномерность, наличие пропусков и ограниченное количество станций. У него есть и недостатки. Одним из основных ограничений данных реанализа остаётся их относительно низкое вертикальное разрешение по сравнению с радиозондовыми измерениями. Это может создавать определённую неопределённость при определении точного положения тропопаузы. Тем не менее, ряд исследований [77–79] показал, что систематическое смещение в высоте тропопаузы между двумя типами данных сохраняется постоянным во времени, что делает возможным сравнение их внутренней изменчивости.

В частности, работа [80] подтвердила близость результатов, полученных с использованием реанализа и радиозондов, за исключением некоторых различий, выявленных в субтропических широтах. Несмотря на то, что данные реанализа представляют собой результат численного моделирования, а не прямого наблюдения, их широко применяют в исследовании тропопаузы умеренных широт [51], её сезонной и межгодовой изменчивости [81, 82], а также при анализе долгосрочных климатических тенденций [83], что указывает на высокую степень доверия к ним в научном сообществе.

## 2.2 Радиозондирование

Исторически данный метод восходит к 1930 году, когда профессор Павел Александрович Молчанов осуществил первый в мире запуск радиозонда. Это событие произошло 30 января на базе Павловской аэрологической обсерватории, и с тех пор радиозондирование стало неотъемлемой частью глобальной системы атмосферного мониторинга.

Несмотря на кажущуюся архаичность данного метода, контактные измерения с использованием радиозондов по-прежнему остаются одним из наиболее точных и надёжных методов получения вертикальных профилей основных термодинамических параметров атмосферы. Как раз они и формируют скелет данных в наборах реанализов, благодаря своей точности, по сути, они являются единственными точными измерениями в верхних слоях атмосферы. Радиозондирование обеспечивает прямое измерение температуры, давления и относительной влажности, а также позволяет определить вертикальное распределение скорости и направления ветра, и геопотенциальной высоты. Последняя выражается в стандартных геопотенциальных метрах, которые в пределах тропосферы близки по значению к геометрической высоте, выраженной в метрах.

Радиозондовые измерения осуществляются на регулярной основе и охватывают значительную часть тропосферы и стратосферы — вплоть до высот порядка 30–40 км. Однако в реальных условиях проведения наблюдений максимальная высота подъёма ограничивается рядом практических факторов. Прежде всего, это связано с высокой стоимостью оболочек зондов и газов (как правило, водорода или гелия), необходимых для подъёма аппаратуры в условиях крайне разреженной атмосферы на больших высотах. Как следствие, на большинстве аэрологических станций мира радиозондовые профили, получаемые в ходе стандартных запусков, не поднимаются выше 25 км [84]. Это ограничение существенно влияет на полноту данных о верхней стратосфере и мезосфере, затрудняя детальный анализ процессов, происходящих в этих слоях атмосферы. Тем не менее, несмотря на данный технический предел, радиозондирование остаётся одним из ключевых методов получения оперативной информации о вертикальной структуре атмосферы в нижней и средней стратосфере.

На практике запуск радиозондов осуществляется на специализированной сети аэрологических станций дважды в сутки — в 00:00 и 12:00 по всемирному

координированному времени (UTC). В ходе каждого запуска осуществляется измерение метеорологических параметров на ряде стандартных изобарических уровней, а также на фиксированных высотах над уровнем земли, на уровне тропопаузы, в районе максимальной скорости ветра, и на так называемых уровнях особых точек. Последние характеризуются резкими изменениями вертикальной структуры температуры, влажности или ветрового поля, и выбираются с целью восстановления вертикальных профилей с требуемой точностью — не хуже  $\pm 1$  °C по температуре и  $\pm 15\%$  по относительной влажности в пределах тропосферы, а также  $\pm 2$  °C в нижней стратосфере [85]. Температурные и влажностные характеристики воздуха определяются с помощью чувствительных датчиков, интегрированных в конструкцию радиозонда. Параметры ветра (скорость и направление) рассчитываются на основе анализа изменения координат радиозонда во времени. Все данные в реальном времени передаются на наземную приёмную станцию посредством радиосигнала, после чего закодированная информация поступает в оперативные центры обработки. На территории Российской Федерации для передачи информации в составе аэрологических телеграмм используется национальный код КН-04, международным аналогом которого является формат FM 12–УП SYNOP.

Как уже говорилось ранее, но и радиозондирование не лишено недостатков. Сеть аэрологических станций неоднородна распределена по планете. Где-то присутствует большое количество данных, а где-то они очень редки, что затрудняет прямые исследования атмосферы.

На рисунке 2.1 изображено распределение аэрологических станций на планете.

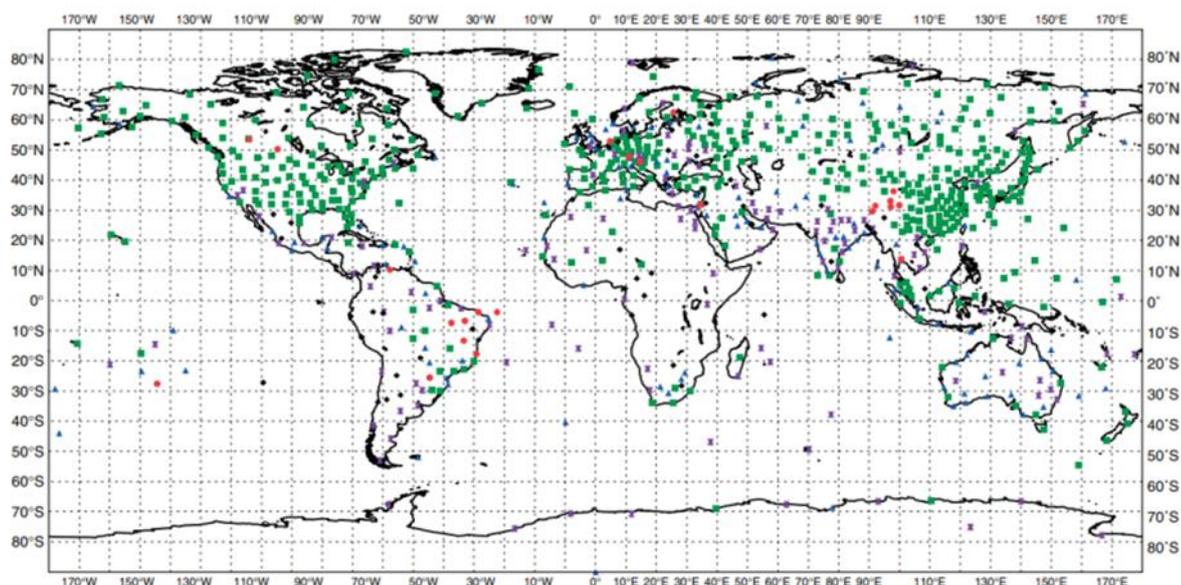


Рисунок 2.1 – Распределение аэрологических станций.

Анализ пространственного распределения радиозондовых станций, представленный на рисунке, демонстрирует, что, несмотря на наличие обширной сети пунктов наблюдений, значительные регионы земной поверхности по-прежнему остаются слабо охваченными аэрологическими измерениями. К числу таких территорий относятся обширные районы суши, включая Африку и Австралию, полярные области Арктики и Антарктики, а также акватории мирового океана. Отсутствие регулярных наблюдений в этих зонах существенно сокращает возможности получения репрезентативных данных о вертикальной структуре атмосферы.

В ходе данного исследования, из архивов аэрологического зондирования использовались значения давления на уровне тропопаузы, которые предоставлялись в виде телеграмм кода КН-04, определенные в нем как группа с опознавательным номером “88”, на основе которых были построены временные ходы давления тропопаузы во время внезапных стратосферных потеплений, о чем более подробно будет рассказано в третьей главе.

### ГЛАВА 3. ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ВНЕЗАПНЫХ СТРАТОСФЕРНЫХ ПОТЕПЛЕНИЙ НА ТРОПОПАУЗУ.

Тропопауза представляет собой естественный динамический барьер, регулирующий обмен массой, теплом и импульсом между двумя слоями атмосферы – тропосферой и стратосферой. Изменения её высоты, температуры и статической устойчивости могут отражать сложные процессы вертикального и горизонтального переноса, происходящие во время ВСП. Предыдущие исследования показали, что ВСП способны вызывать понижение тропопаузы полярных широт и её повышение в южных, усиление ее инверсионного слоя и изменение характеристик статики в высоких широтах, однако масштаб и механизм этих реакций требуют дальнейшего уточнения и подтверждения на основе современных данных.

В данной главе рассматривается реакция тропопаузы на мажорные ВСП типов расщепления и смещения, с использованием данных реанализа MERRA-2 и аэрологического зондирования. Анализ охватывает основные параметры, такие как высота тропопаузы, её температура и структура статической устойчивости, а также особенности их пространственно-временного распределения. Основное внимание уделяется деформации тропопаузы в пространстве. Полученные результаты позволят лучше понять механизмы связи между стратосферными возмущениями и изменениями в нижней атмосфере, а также их возможное влияние на погоду и климат в тропосфере.

Прежде чем приступить к анализу деформации тропопаузы в ответ на внезапное стратосферное потепление (ВСП), необходимо определить момент начала данного явления, а также уточнить, что именно принято понимать под его наступлением. Это особенно важно, поскольку выбор критерия начала ВСП оказывает существенное влияние на интерпретацию эволюции связанных с ним процессов в атмосфере.

В научной метеорологической литературе существует несколько подходов к определению начала ВСП. Один из наиболее часто используемых зарубежными коллегами, так называемый «динамический» критерий, предложенный WMO [25], согласно которому начало ВСП определяется по изменению направления зонального ветра на уровне 10 гПа и широте 60° с.ш. В соответствии с этим подходом, внезапное стратосферное потепление начинается, когда в верхней стратосфере происходит разворот ветра с запада на восток. Несмотря на широкое распространение данного метода, он фокусируется исключительно на динамическом признаке и не учитывает термическую составляющую процесса.

Однако само понятие “внезапное стратосферное потепление” указывает прежде всего на его термическую природу, что делает необходимым включение термического критерия при определении начала события ВСП. В частности, в учебной и исследовательской практике РГГМУ используется более комплексный подход, включающий анализ изменения среднезональной температуры в высоких широтах между 77,5° с.ш. и 87,5° с.ш. на высоте около 30 км, а также ослабление или разворот зонального ветра на уровне 40 км на 62,5° с.ш. Такой подход позволяет учитывать термическую структуру событий ВСП и более точно охарактеризовать начальную фазу их развития.

Таким образом, в рамках данного исследования представляется целесообразным использовать расширенное определение начала ВСП, учитывающее как динамические, так и термические характеристики. Это позволит более корректно связать момент начала потепления с последующими изменениями в структуре тропопаузы.

После определения даты начала внезапного стратосферного потепления (ВСП) необходимо обратить внимание на процессы, предшествующие его развитию. Одним из наиболее важных предикторов ВСП является усиление планетарных волн с волновыми числами от 1 до 2, также крайне редко рассматривается третья планетарная волна. Как уже было описано в первой

главе, эти волны представляют собой крупномасштабные структуры в атмосфере, способные переносить энергию и импульс из тропосферы в стратосферу, нарушая тем самым баланс в полярной стратосфере. Именно за счёт взаимодействия этих волн с стратосферным полярным вихрем происходит его замедление, ослабление или даже полное разрушение, что и приводит к началу ВСП. Поэтому анализ усиления планетарных волн непосредственно перед ВСП является весьма значимой частью исследования.

Также важно учитывать распределение полей геопотенциала на изобарической поверхности 10 гПа – уровне, который обычно рассматривается как верхняя граница стратосферы и где, как правило, начинают зарождаться внезапные стратосферные потепления. На нем хорошо видна крупномасштабная циркуляция и динамика стратосферного полярного вихря, включая его смещение, расщепление или вытягивание. Изменения геопотенциальной высоты в принципе позволяют судить о перераспределении масс в стратосфере, усилении планетарных волн, а также о взаимодействии этих волн со средним потоком. Повышение значений геопотенциала в арктическом регионе на уровне 10 гПа указывает на нарастающее разрушение вихря и адиабатическое нагревание воздуха в результате нисходящих движений. В связи с этим анализ геопотенциальных полей служит важным диагностическим инструментом для определения фазы и структуры ВСП и, следовательно, необходим для полного понимания механизма деформации тропопаузы в ответ на эти процессы.

Вышеописанная терминология, используемая для определения даты начала ВСП, будет соблюдаться в дальнейшем анализе и, с целью избежания повторений, в тексте упоминаться не будет.

### 3.1 Предпосылки исследования.

В моей бакалаврской, была оценена климатическая изменчивость тропопаузы в период с 1990 по 2019 годы по двадцатилетним и десятилетним периодам в четырех пунктах земного шара, располагающихся в пределах полярного круга. Климатология тропопаузы строилась на представлении значений потенциального вихря Эртеля равного 3,5 pvu в виде динамической тропопаузы. Наборы данных этих значений были взяты из реанализа MERRA-2. В результате было получено, что тропопауза от десятилетия к десятилетию и от двадцатилетия к двадцатилетию в средних значениях может сильно варьировать, что и представлено на рисунке 3.1.

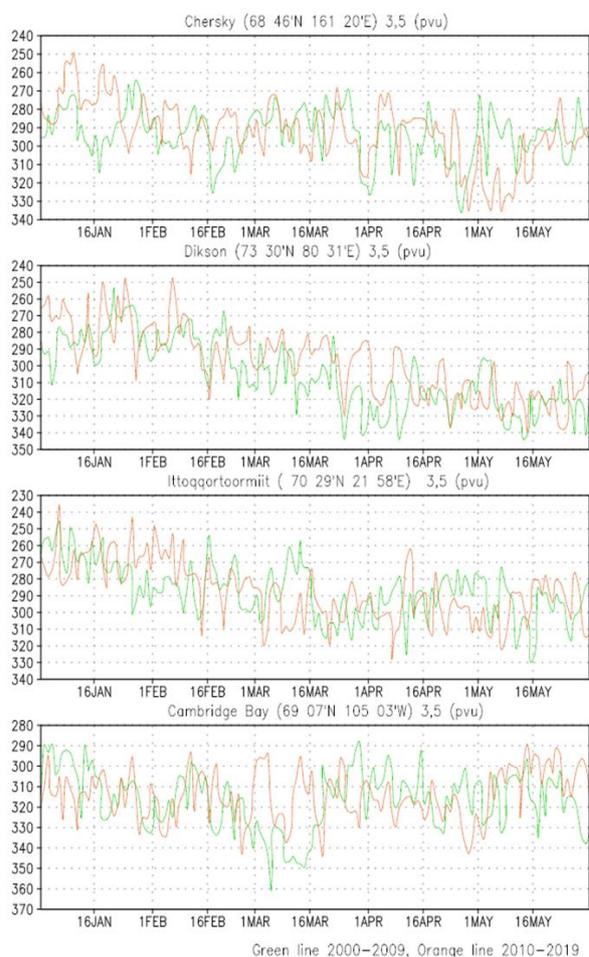


Рисунок 3.1 – Различия высот тропопаузы для разных десятилетий. Зеленые линии – 00-е, оранжевые линии – 10-е годы 21 века.

Из рисунка видно, что именно в зимний период наблюдаются наибольшие различия в высоте тропопаузы. Слово “высота”, я конечно же использую условно, подразумевая изменение давления на уровне тропопаузы.

Некоторое время такая климатология тропопаузы казалась мне непонятной, но если сопоставить рисунок 3.1 с рисунком 3.2, иллюстрирующим среднезональные температуры и зональные ветры в стратосфере, то все быстро встает на свои места.

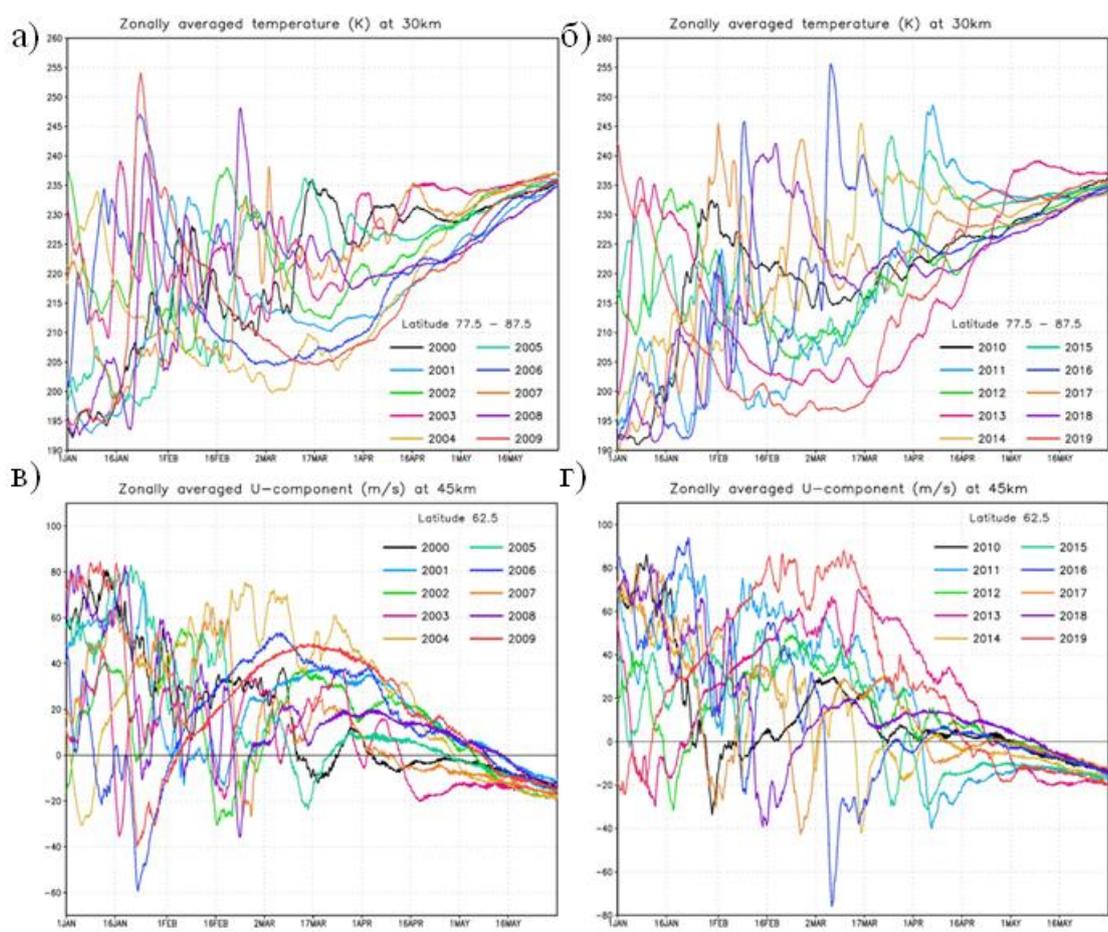


Рисунок 3.2 – Среднезональные температуры и зональные ветры в стратосфере. (а – температуры в 00-е, б – в 10-е, в – ветер в 00-е, г – в 10-е)

В те десятилетия, когда на рисунке 3.1 тропопауза была ниже, согласно рисунку 3.2, наблюдалось либо большее число внезапных стратосферных потеплений, либо их высокая интенсивность, что побудило меня на дальнейшее исследование.

### 3.2 Анализ влияния внезапных стратосферных потеплений на тропопаузу.

Наверное, стоит сразу сказать, что структура рисунков будет одинаковой на протяжении всего параграфа. Сначала будут показываться рисунки, у которых на верхней панели изображены зональные ветер и температура, на средней панели будут изображены амплитуды первой гармоники, а на нижней – второй. После этого будет происходить анализ усредненных по десяти дням в течение месяца полей геопотенциала на изобарической поверхности 10 гПа, где центральной датой будет являться день, когда температура на 30 км обнаруживает свой максимум. Чтобы понять принцип данного подхода, нужно вычесть из центральной даты 15 дней и от них начать декадно усреднять поле геопотенциала. Такой принцип позволяет увидеть эволюцию стратосферного полярного вихря до, во время и после дня образования ВСП. На верхней панели таких рисунков будет изображена первая усредненная декада, ниже вторая, а в самом низу третья. Конечным итогом этой цепочки рисунков, должны стать графики динамической и термической тропопауз. Отдельное внимание заслуживает график динамической тропопаузы, поскольку последняя изображена не в изобарической системе координат, как, например, тропопауза из рисунка 3.1, а в изоэнтропической, то есть на поверхностях потенциальной температуры, что позволяет в полной степени оценить глубину стратосферного проникновения. Еще, пояснения, которые требуются данному рисунку, состоят в том, что одной из задач данной работы является выявление характерных зон воздействия ВСП на тропосферу. Для этого изначально были выбраны территории Европы, Сибири и Северной Америки, над которыми усреднялись значения потенциальной завихренности, а после чего строился временной ход этих значений с ноября по февраль. Такое представление позволяет увидеть длительные аномалии тропопаузы, вызванные ВСП, и, как следствие, определить типичные регионы сильного стратосферного воздействия на тропосферу. Области над поверхностью океанов для данного анализа специально не выбирались из-за отсутствия метеорологических наблюдений над ними, что

негативно сказывается на моделировании метеополей в этих регионах. Термическая тропопауза строится на основе данных радиозондирования и применяется в качестве количественной оценки глубины проникновений ВСП.

На примере зимы 2018-2019 годов, во время которой наблюдалось внезапное стратосферное потепление с расщеплением полярного вихря, будет подробно разобрано влияние ВСП на тропопаузу, остальные случаи будут рассматриваться менее детально и описывать ситуацию в общем.

На рисунке 3.3 изображены среднезональная температура на высоте 30 км, зональный ветер на высоте 40 км и амплитуды планетарных волн с первым и вторым волновыми числами.

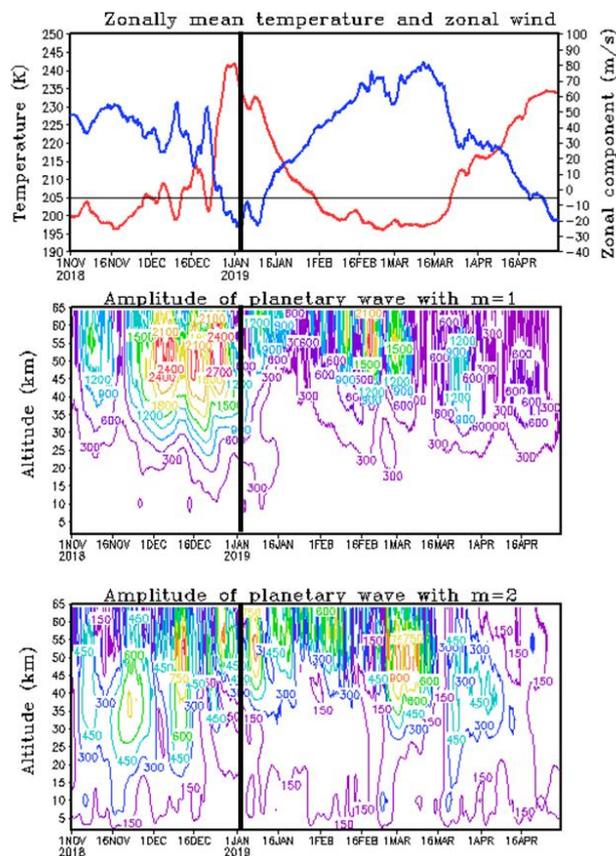


Рисунок 3.3 – Зонально усредненные ветер и температура, а также амплитуды планетарных волн зимой 2018-2019 гг. Вертикальная черная линия показывает день максимума температуры, горизонтальная – нулевые значения ветра.

На верхней панели показано, что максимумы температуры и восточного ветра наблюдались 2 января 2019 года, а за месяц до этого произошло усиление планетарных волн первого волнового числа, которое сразу начало влиять на температуру и продолжалось в течение всего декабря. Также в середине декабря усилилась вторая волна, однако, в большей степени ВСП было вызвано усилением первой гармоники.

На рисунке 3.4 проиллюстрированы декадно усредненные поля геопотенциала на изобарической поверхности 10 гПа.

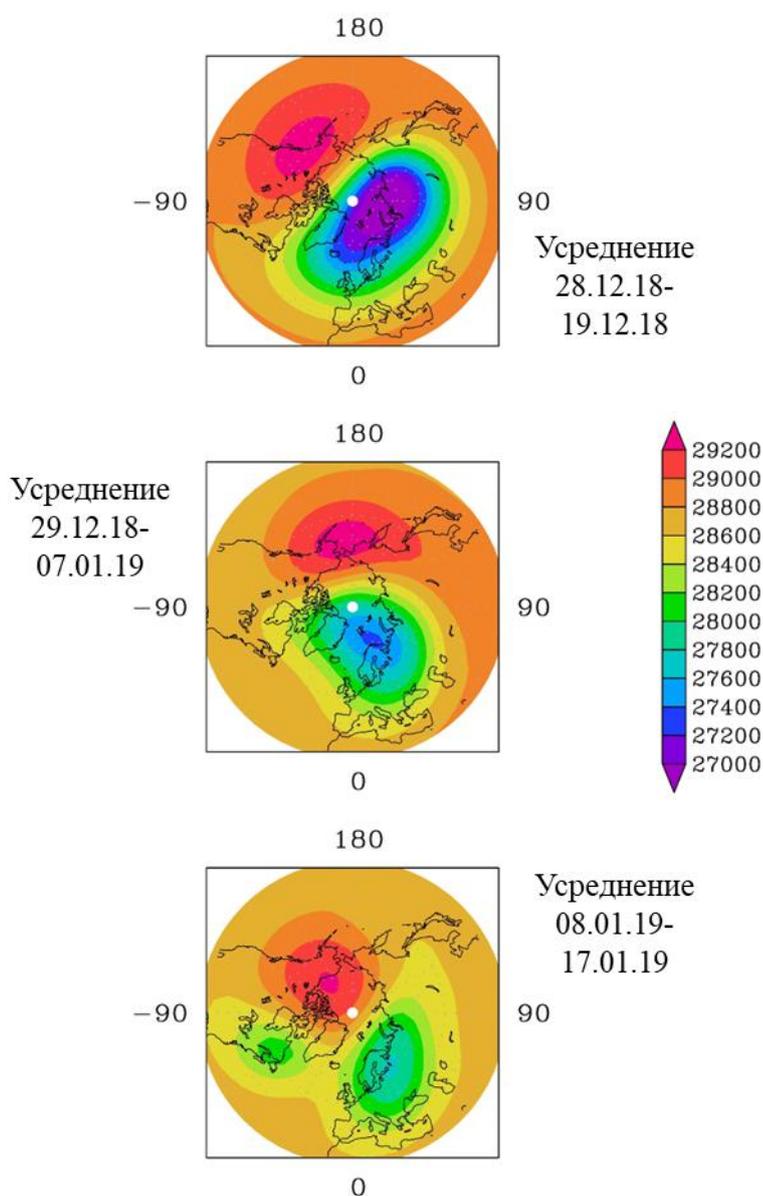


Рисунок 3.4 – Декадно усредненные поля геопотенциала на поверхности 10 гПа зимой 2019-2019гг.

На данном рисунке четко прослеживается ослабление стратосферного полярного вихря, которое сопровождается его смещением на юго-запад в первых двух декадах и разделением на две независимые циркуляции в третьей, что классифицирует его как расщепление.

На рисунке 3.5 показаны графики динамической тропопаузы, интерполированной на изоэнтропические поверхности совместно с рисунком 3.3.

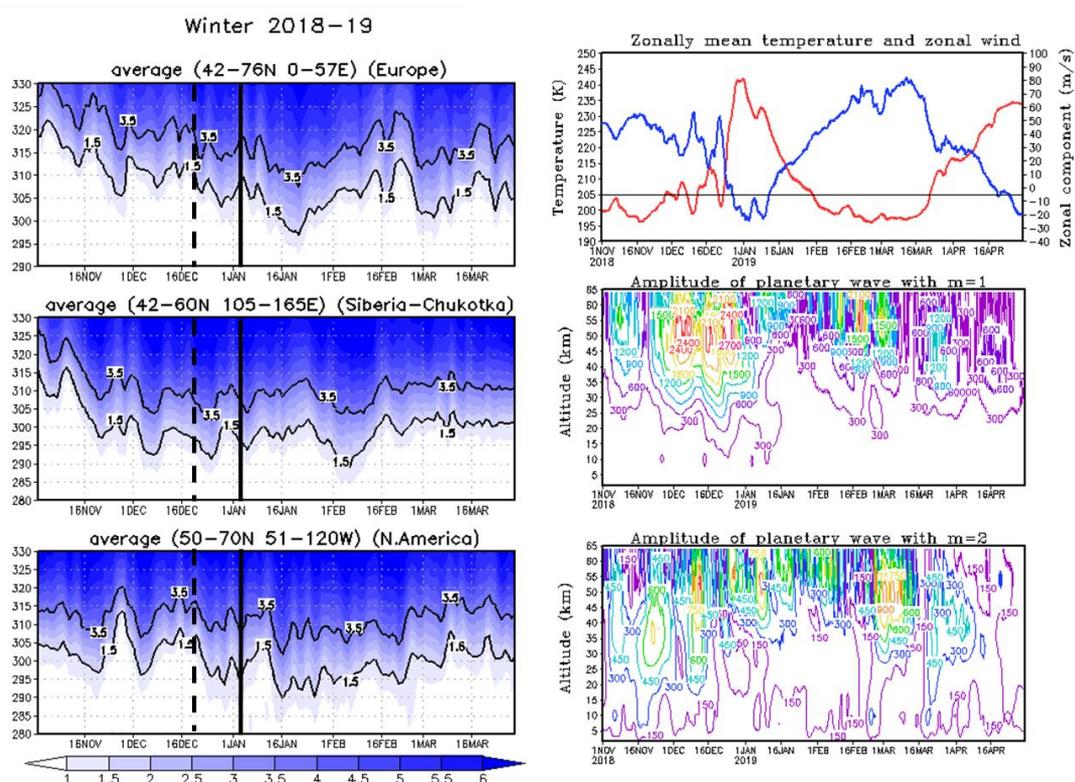


Рисунок 3.5 – Анализ временного хода тропопаузы с амплитудами планетарных волн и температуры стратосферы. Пунктирной линией показан первый прирост температуры на 20 К, а сплошной – день максимума температуры.

Из этого рисунка можно увидеть, усиление амплитуды планетарных волн в декабре связано с опусканием тропопаузы почти в это же время в Сибири и Северной Америке. Также в Европе и Северной Америке отмечается задержка

порядка 10 дней между максимумом температуры в стратосфере и резким продолжительным опусканием тропопаузы.

На рисунке 3.6 изображена термическая тропопауза, зафиксированная на трех станциях в Европе.

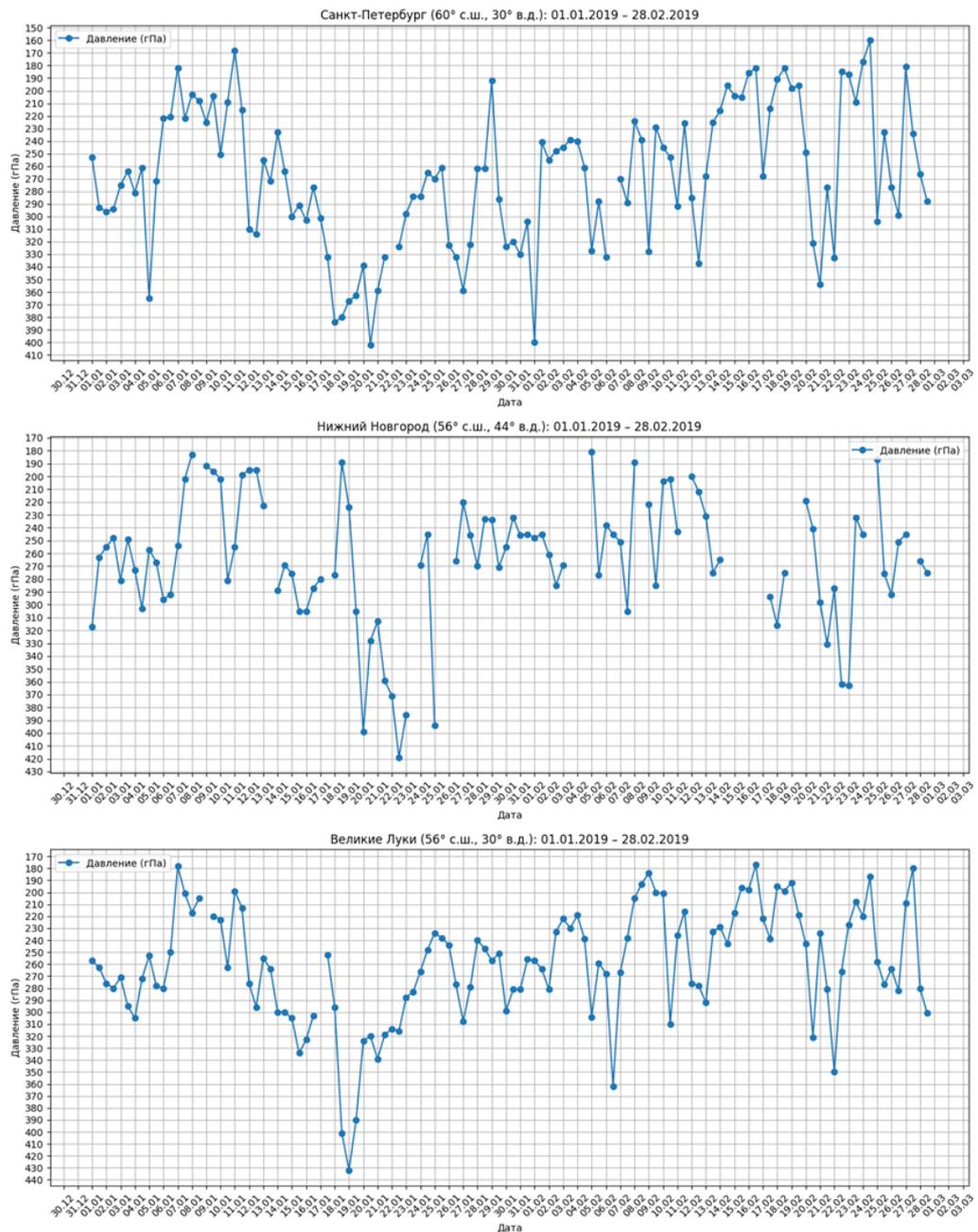


Рисунок 3.6 – Термическая тропопауза над территорией Европы зимой 2018-2019.

Ее ход очень схож с динамической тропопаузой, особенно в минимальных значениях середины января. Средняя  $\Delta p$  максимального и минимального значения составила 238гПа.

На рисунке 3.7 показана термическая тропопауза, построенная по трем канадским станциям.

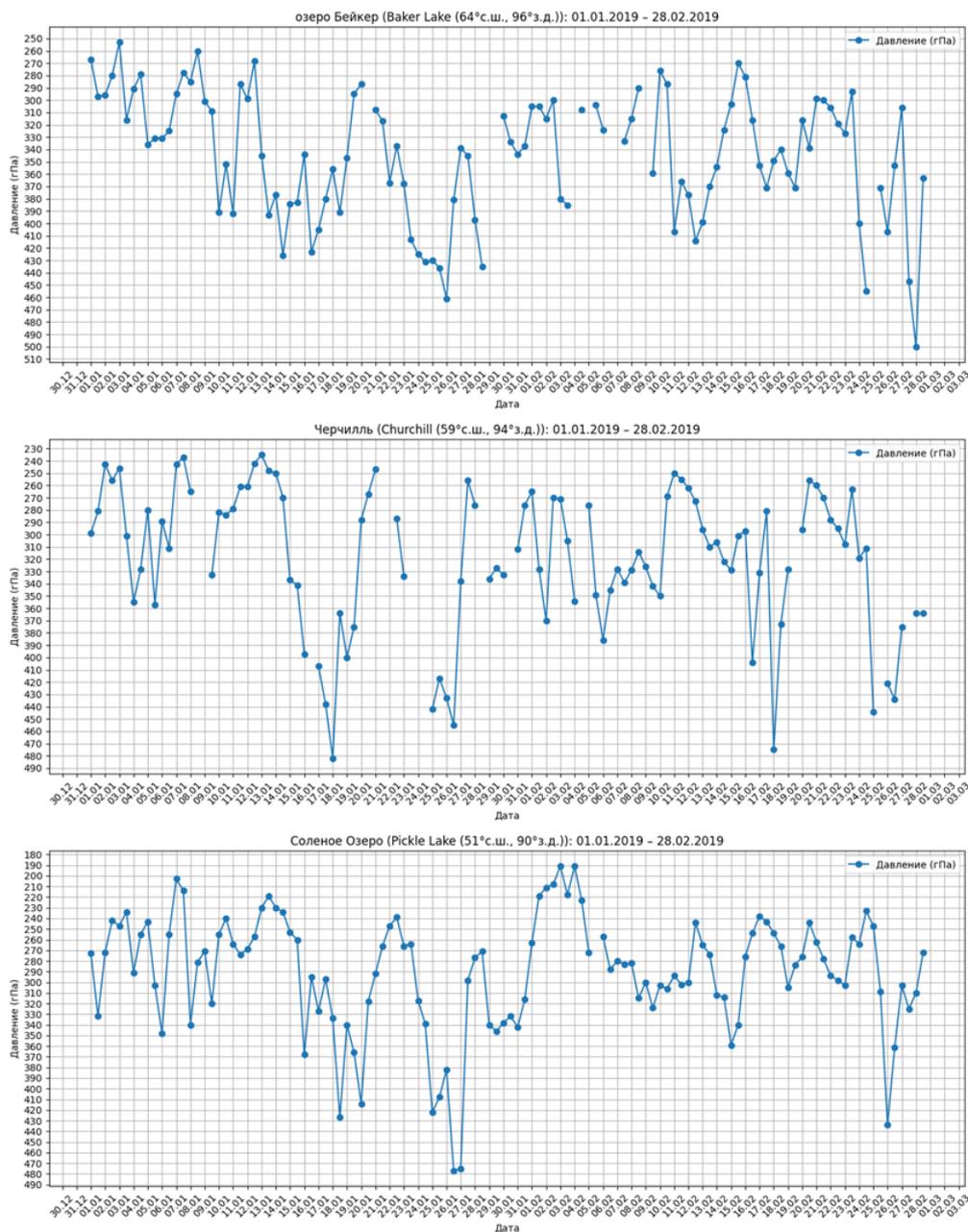


Рисунок 3.7 – Термическая тропопауза над территорией Канады зимой 2018-2019.

И в этом случае термическая тропопауза достаточно хорошо сочетается с динамической. Их временной ход схож по форме, особенно в опускании в середине января. При это средняя  $\Delta p$  равняется 245 гПа.

На рисунке 3.8 также находятся графики термической тропопаузы, но уже для Сибири.

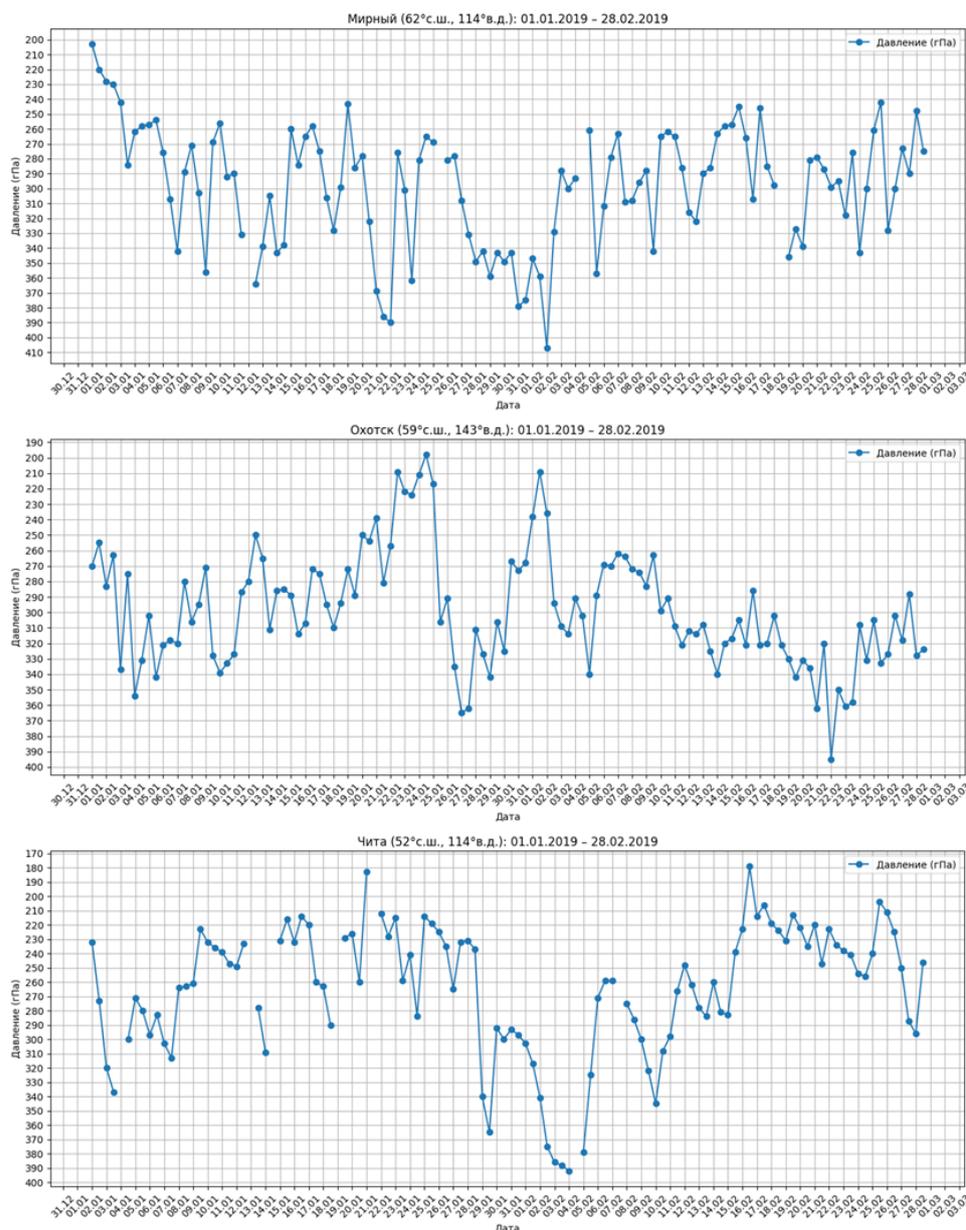


Рисунок 3.8 – Термическая тропопауза над территорией Сибири зимой 2018-2019.

Первое, что бросается в глаза, это то, что опускание тропопазы в этих пунктах происходит неодновременно, что совсем не удивительно, ведь струя стратосферного воздуха передвигается над поверхностью Земли и, как следствие, по-разному влияет на разные регионы. В среднем же она хорошо вписывается во временной ход динамической тропопазы,  $\Delta p$  при этом равно 185 гПа – самое низкое значение из всех регионов. Наиболее примечательным, однако, является тот факт, что сильное опускание тропопазы наблюдалось почти через месяц после ВСП.

Синоптическая ситуация в это время показывала следующее:

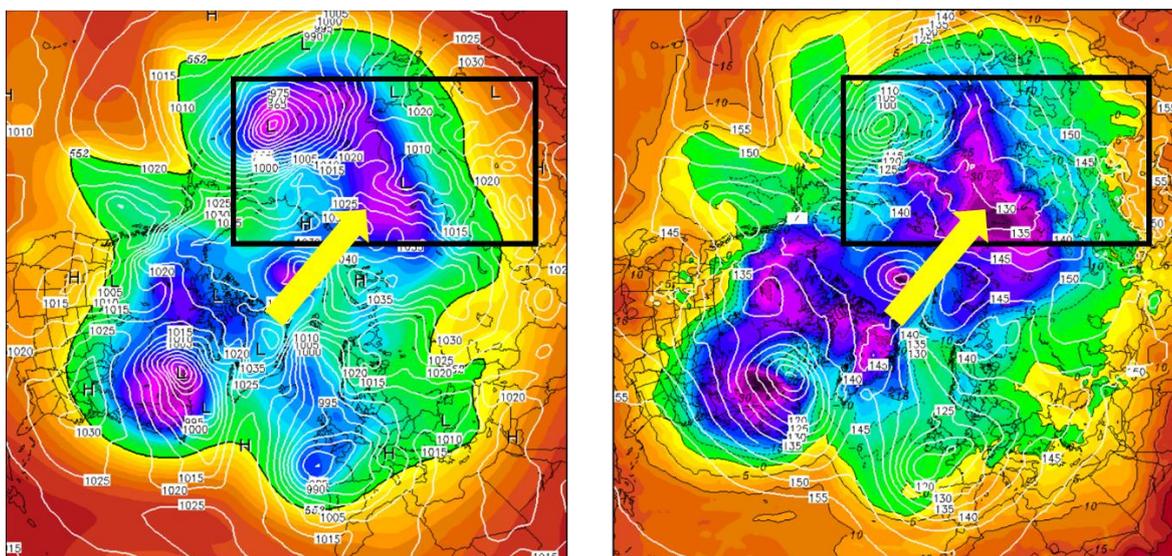


Рисунок 3.9 – Синоптическая ситуация над Северным полюсом, 1 февраля 2019 года. На левой панели изображен геопотенциал на поверхности 500гПа и поле приземного давления, а на правой геопотенциал на 850гПа и приземная температура. Желтыми стрелками показано направление траектории циклона, а черными квадратами выделена область рассмотрения.

Образовавшийся 27 января циклон, в течении нескольких дней углублялся в Арктике, после чего вышел на территорию Сибири, вызвав при этом сильное похолодание. Стоит отметить, что его движение было меридионального

направления, что не характерно для спокойной циркуляции тропосферы средних и высоких широт, которым свойственен западный перенос. Однако, такие аномалии нередко встречаются при ее нарушении во время ВСП, что в принципе доказывает опускание тропопаузы.

ВСП зимы 2018 - 2019 годов повлияло на высоту тропопаузы во всех регионах с разной временной задержкой, среднее значение которой варьировалось от 185 гПа в Сибири до 245 гПа.

На рисунках 3.10 и 3.11 изображены графики зональных ветра и температуры, амплитуд планетарных волн, динамической и термической тропопаузы, а также усредненное поле геопотенциала во время ВСП зимы 2008-2009гг.

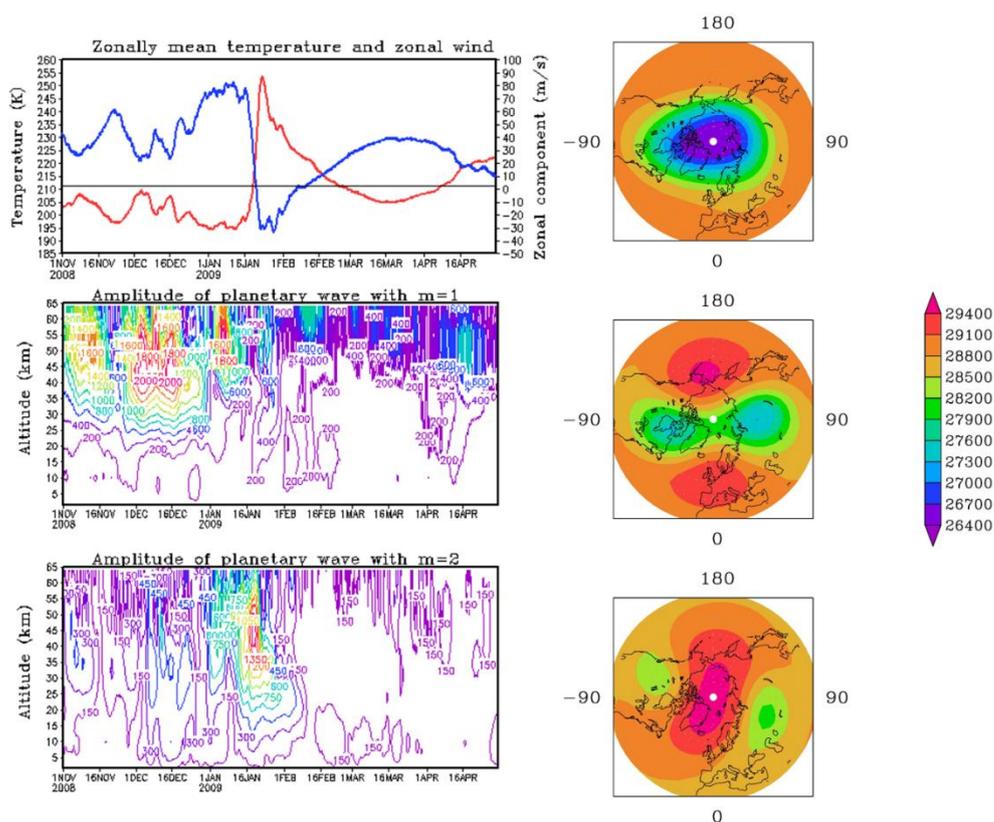


Рисунок 3.10 – Характеристики стратосферы зимой 2008 – 2009. Левая панель – зональные ветер и температура, а также амплитуды планетарных волн.

Правая панель – усредненное поле геопотенциала.

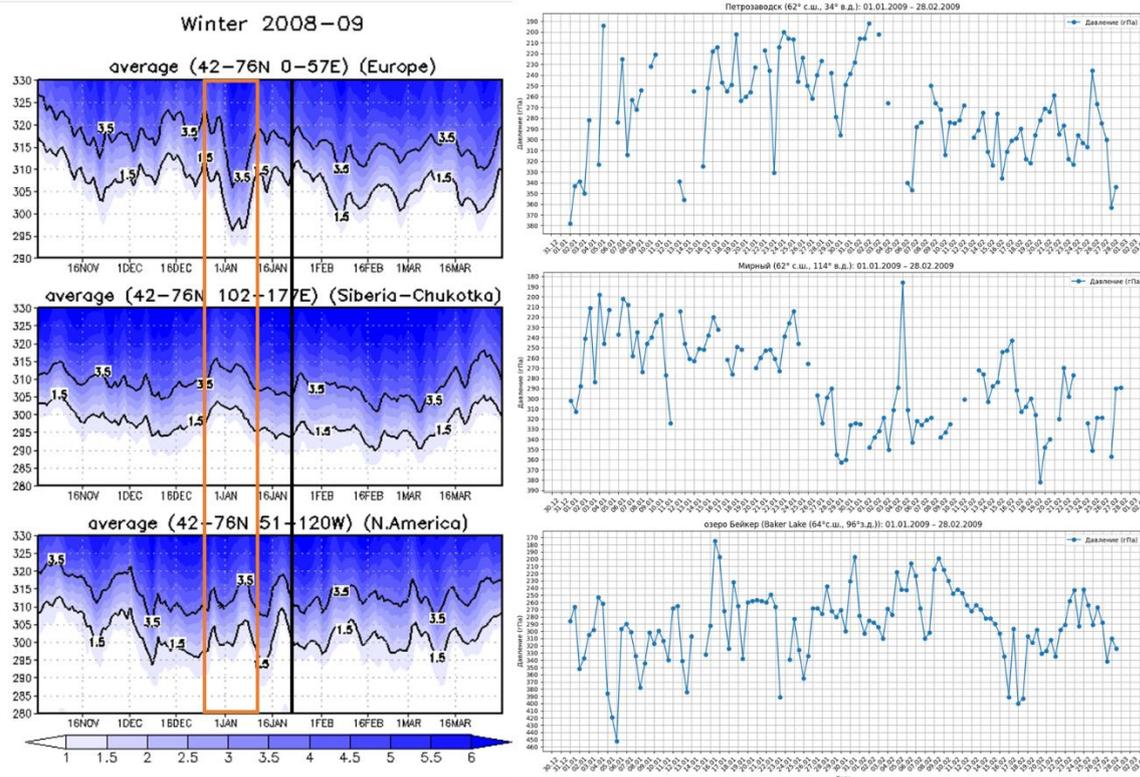


Рисунок 3.11 – Динамическая и термическая тропопаузы зимой 2008-2009. Красный прямоугольник показывает даты усиления первой гармоники.

Черная линия – дату ВСП.

В этом, как и во всех остальных случаях для каждого региона будет приводиться лишь по одному графику термической тропопаузы.

Из рисунков видно, что ВСП произошло 23 января 2009 года, сопровождаясь сильным ростом температуры в стратосфере, которая за несколько дней выросла более чем на 50 градусов, при этом в течении предшествующих двух месяцев в верхней стратосфере наблюдалось усиление волн первого волнового числа, отразилось в сильном опускании тропопаузы в начале января в Европе и ее подъему в Сибири и Северной Америке. Задержка реакции тропопаузы после начала ВСП составила около двух недель, а среднее  $\Delta p$  составляет 183 гПа для Европы, 152,5 гПа для Сибири и 207 гПа для Канады. Вихрь в эту зиму был почти полностью разрушен. В последнюю декаду над

полюсом находилась область высокого давления, а по бокам от нее – две слабые циклонические циркуляции, что характеризует данное ВСП как расщепление.

На рисунках 3.12 и 3.13 изображены графики зональных ветра и температуры, амплитуд планетарных волн, динамической и термической тропопаузы, а также усредненное поле геопотенциала во время ВСП зимы 2012-2013гг.

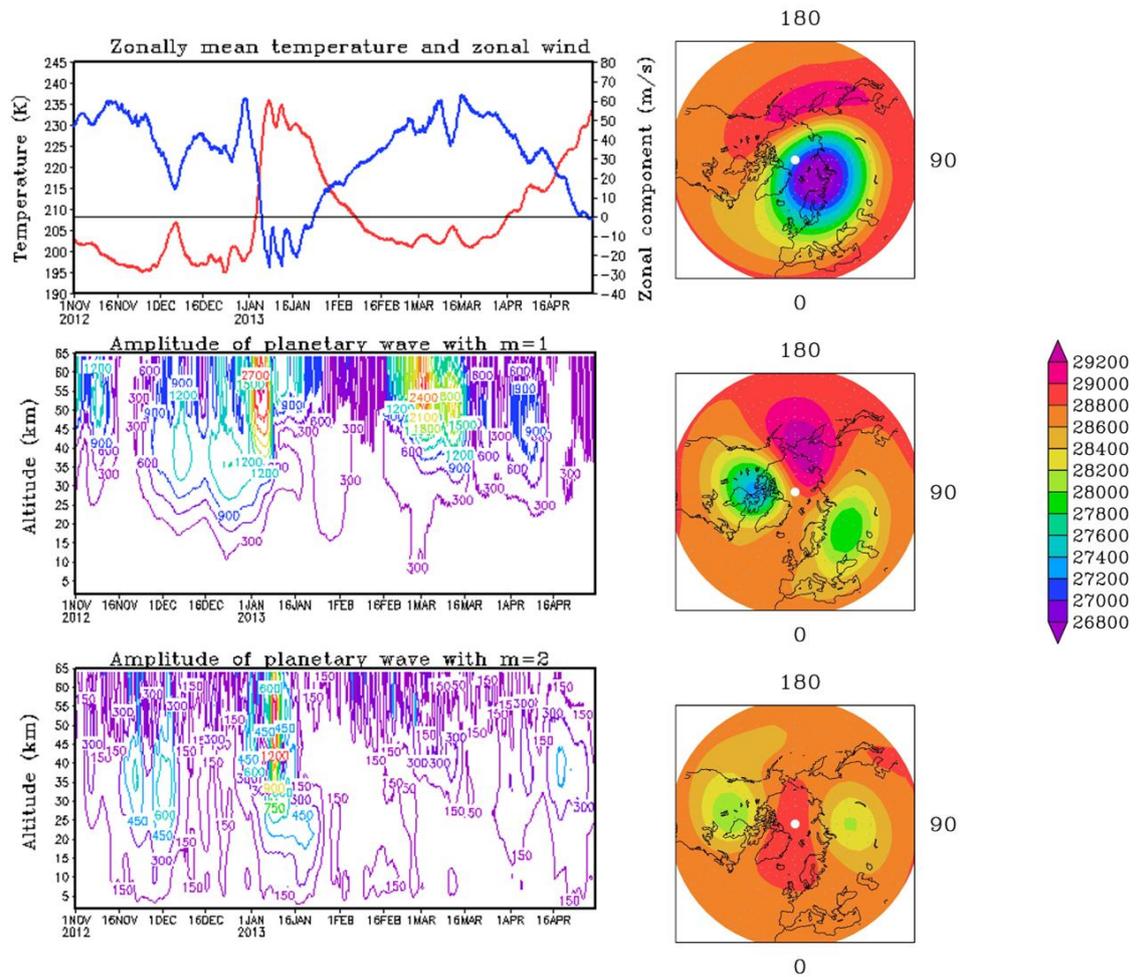


Рисунок 3.10 – Характеристики стратосферы зимой 2012 – 2013. Левая панель – зональные ветер и температура, а также амплитуды планетарных волн. Правая панель – усредненное поле геопотенциала.

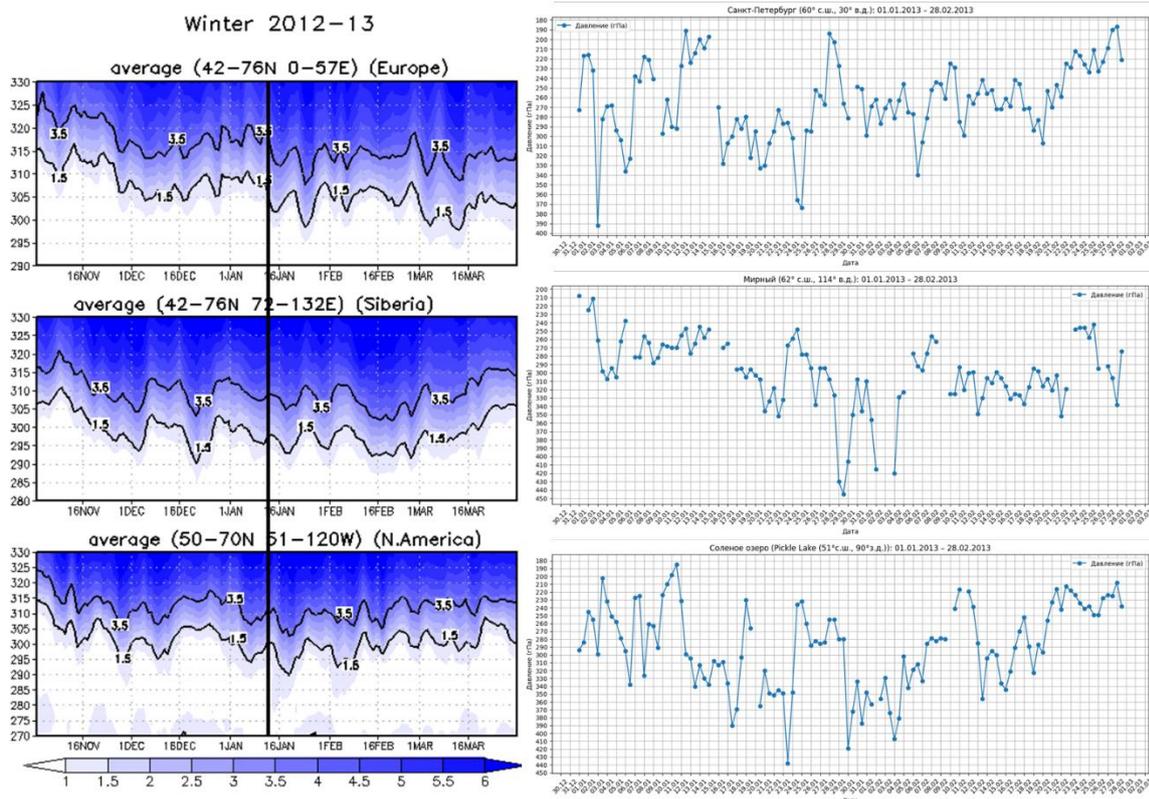


Рисунок 3.11 – Динамическая и термическая тропопаузы зимой 2012-2013. Черная линия показывает – дату ВСП.

ВСП произошло 10 января, рост температуры составил порядка 40 градусов, при этом в начале января наблюдалось усиление первой гармоники. Реакция тропопаузы неоднозначная. В регионах наблюдаются два пика ее опускания, вероятно первый пик связан с реакцией на усиление амплитуд планетарных волн, второй с ростом температуры в стратосфере. Термическая тропопауза реагирует на ВСП схожим образом и  $\Delta p$  на станциях составляет 190гПа в Европе, 230 в Сибири и 260гПа в Северной Америке. Поле геопотенциала на поверхности 10 гПа показывает, что это всп относится к расщеплению.

На рисунках 3.12 и 3.13 изображены графики зональных ветра и температуры, амплитуд планетарных волн, динамической и термической

тропопаузы, а также усредненное поле геопотенциала во время ВСП зимы 2017-2018гг.

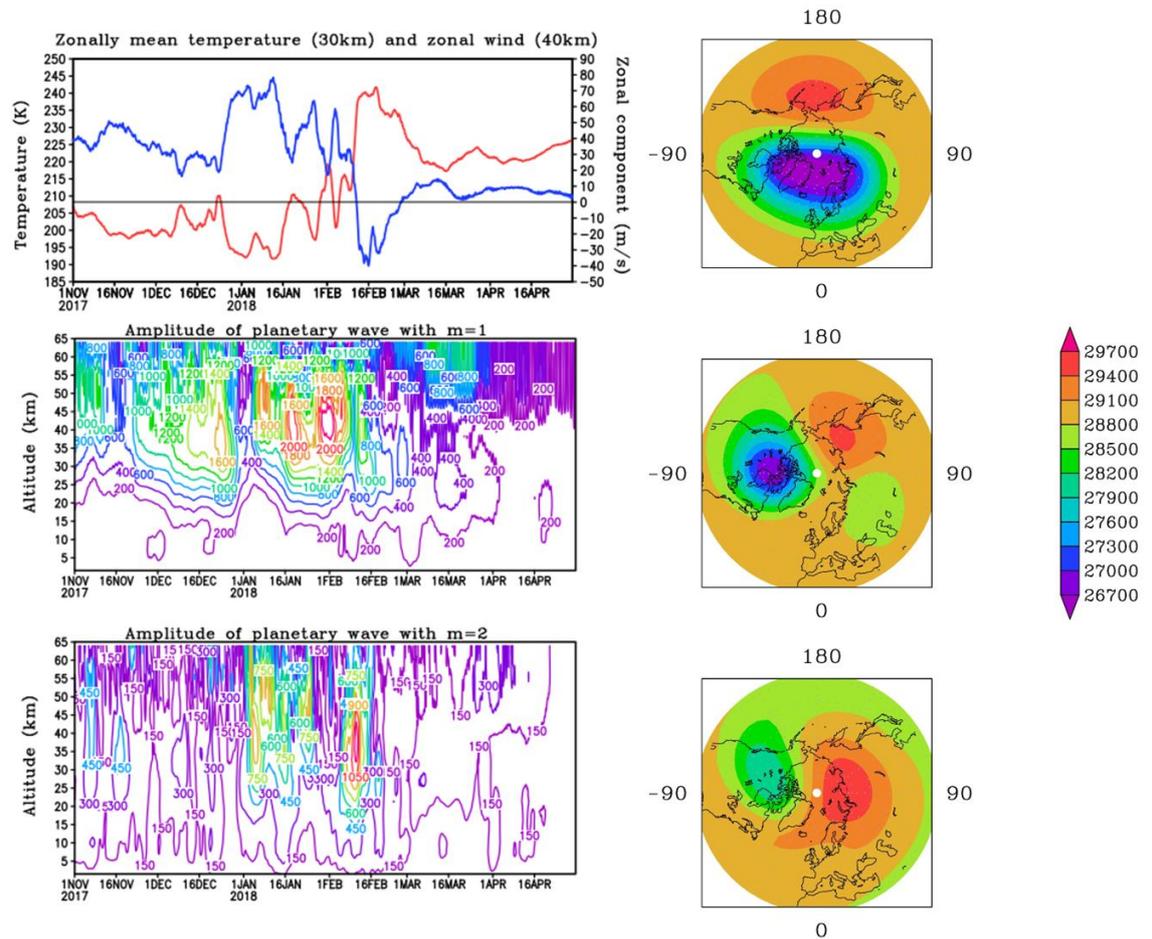


Рисунок 3.12 – Характеристики стратосферы зимой 2017 – 2018. Левая панель – зональные ветер и температура, а также амплитуды планетарных волн.

Правая панель – усредненное поле геопотенциала.

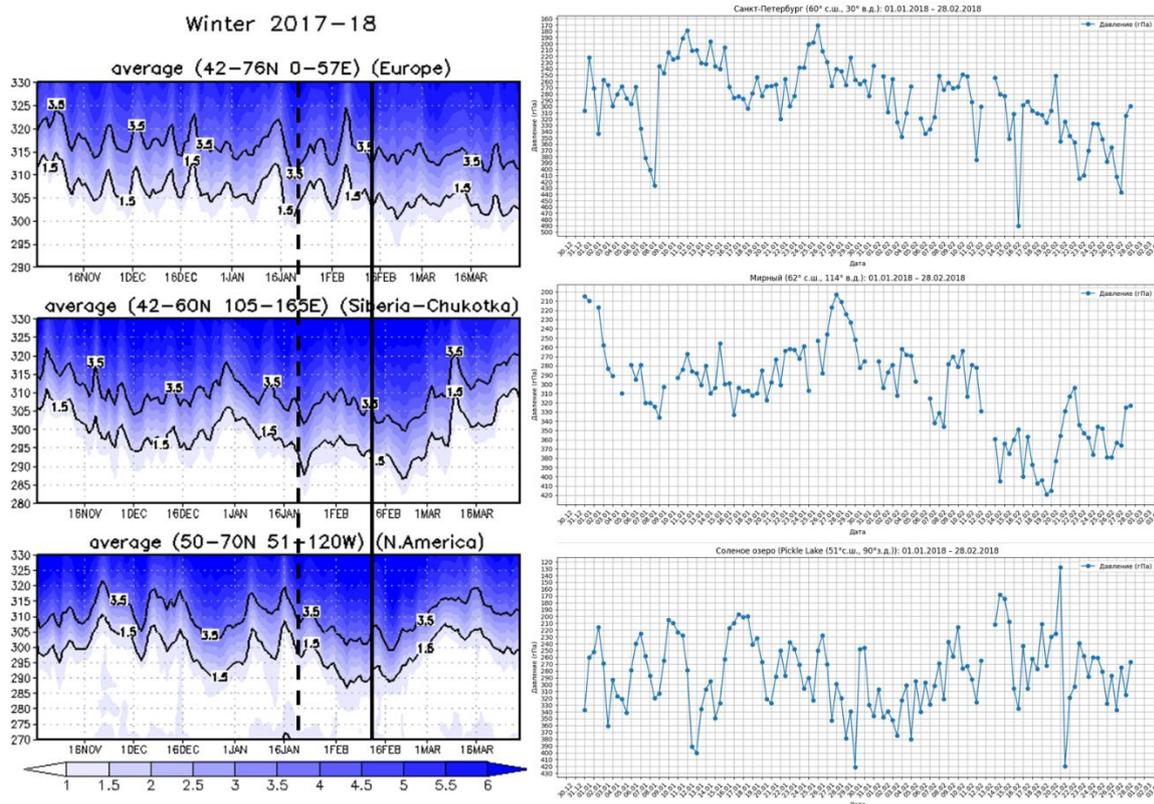


Рисунок 3.13 – Динамическая и термическая тропопаузы зимой 2017-2018. Черная сплошная линия показывает – дату ВСП, пунктирная – первый рост температуры в стратосфере на 20 К.

ВСП произошло 12 февраля, наблюдался продолжительный рост температуры с середины января, который составил порядка 50 градусов. Вместе с этим почти с начала января в стратосфере наблюдалось интенсивное усиление первой гармоники, вторая гармоника тоже усилилась, но менее интенсивно. Опускание тропопаузы, обусловленное долгим ростом температуры и интенсивностью гармоник, началось раньше, чем обнаружился максимум температуры в стратосфере, обнаружив свой минимум в среднем через неделю после него. Стоит отметить, что реакция тропопаузы на усиление волн и рост температуры разная. Тропопауза взаимодействует с волнами быстрее, чем с температурой, что отражено на графиках.  $\Delta p$  на станциях составляет 310 гПа в Европе, 219 в Сибири и 217 гПа в Северной Америке. Поле геопотенциала на поверхности 10 гПа показывает, что это всп относится к расщеплению, в

последней декаде наблюдается полное разрушение одной из циклонических циркуляций.

На рисунках 3.14 и 3.15 изображены графики зональных ветра и температуры, амплитуд планетарных волн, динамической и термической тропопаузы, а также усредненное поле геопотенциала во время ВСП зимы 2003-2004гг.

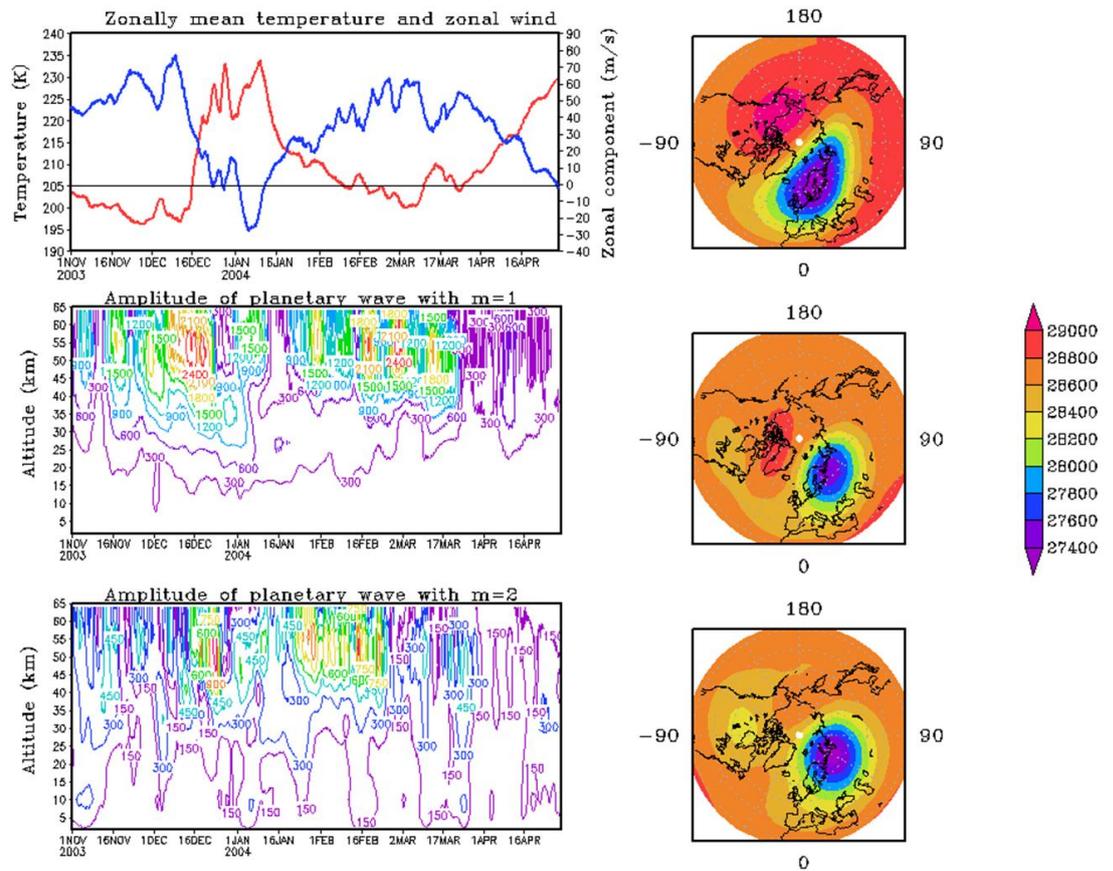


Рисунок 3.14 – Характеристики стратосферы зимой 2003 – 2004. Левая панель – зональные ветер и температура, а также амплитуды планетарных волн.

Правая панель – усредненное поле геопотенциала.

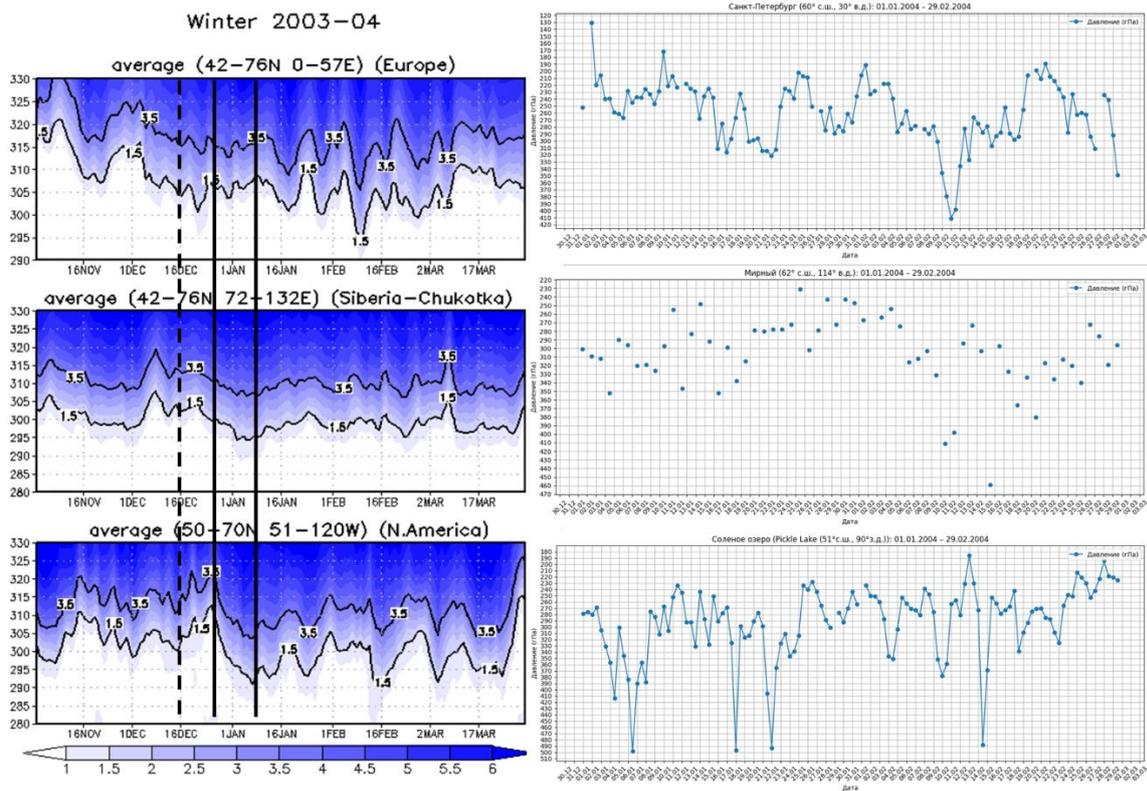


Рисунок 3.15 – Динамическая и термическая тропопаузы зимой 2003-2004. Черная сплошная линия показывает – дату ВСП, пунктирная – первый рост температуры в стратосфере на 20 К.

ВСП сопровождалось продолжительным ростом температуры, составлявшим около двух недель. Максимум температуры состоял из двух пиков с разницей в неделю. Общий скачок температуры составил около 45 градусов. Датой начала ВСП можно считать дату первого максимума температуры – 26 декабря. Усиление первой гармоники наблюдалось в первой половине декабря, а вторая гармоника усилилась к концу месяца. Явно, с задержкой в неделю, прореагировала только североамериканская тропопауза, однако резкое опускание термической тропопаузы в середине февраля на всех станциях может свидетельствовать о продолжительном воздействии ВСП на тропосферу в этом году. Карты полей геопотенциала говорят о том, что наблюдалось ВСП типа смещения, и вихрь в данном случае смещался над Евразией.  $\Delta p$  на станциях составляет 215гПа в Европе, 213 в Сибири и 287гПа в Северной Америке.

На рисунках 3.16 и 3.17 изображены графики зональных ветра и температуры, амплитуд планетарных волн, динамической и термической тропопаузы, а также усредненное поле геопотенциала во время ВСП зимы 2003-2004гг.

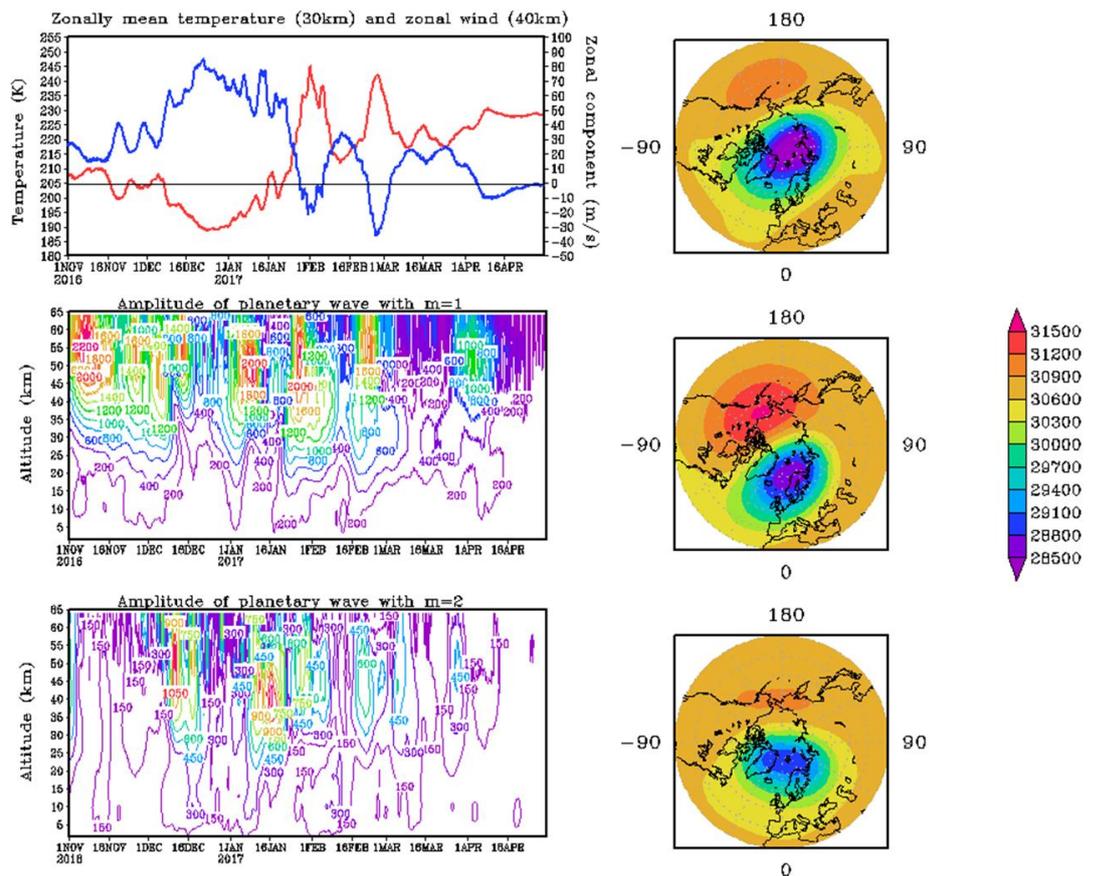


Рисунок 3.16 – Характеристики стратосферы зимой 2016 – 2017. Левая панель – зональные ветер и температура, а также амплитуды планетарных волн. Правая панель – усредненное поле геопотенциала.

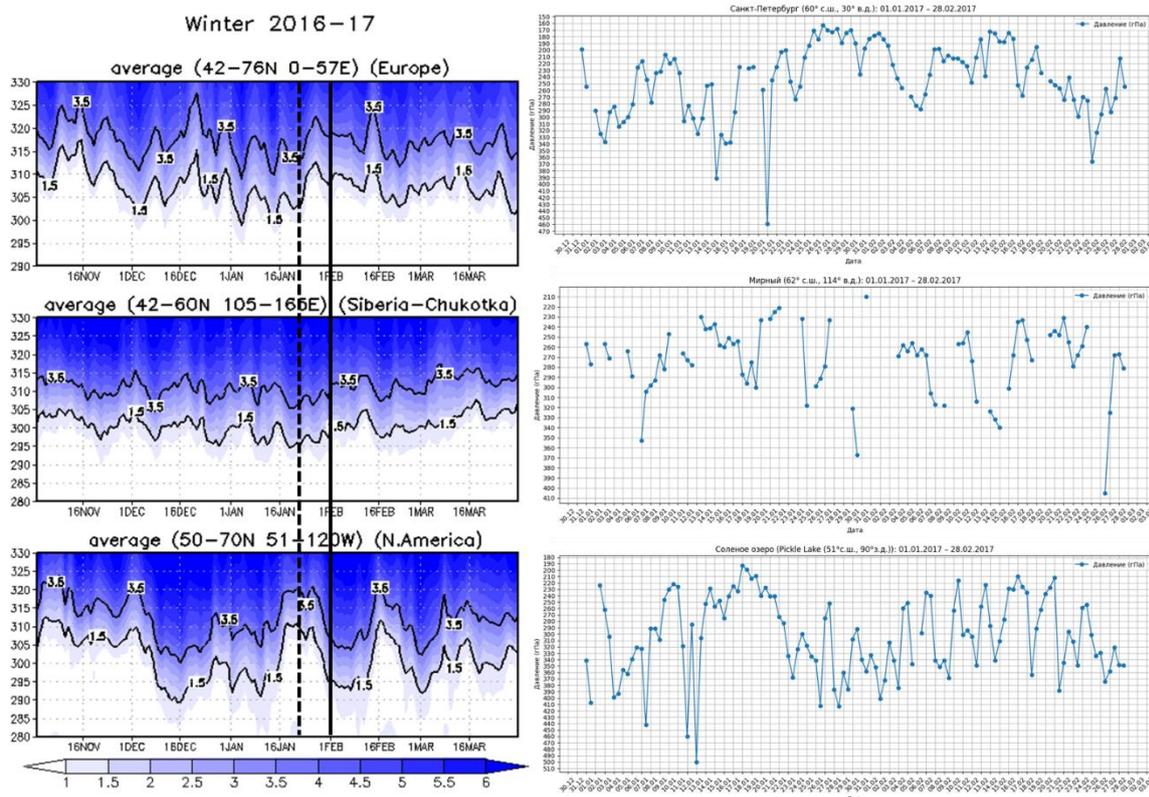


Рисунок 3.17 – Динамическая и термическая тропопаузы зимой 2003-2004. Черная сплошная линия показывает – дату ВСП, пунктирная – первый рост температуры в стратосфере на 20 К.

Данное ВСП также сопровождалось долгим ростом температуры в стратосфере, которое уже длилось в течении всего января. Также как и зимой 2003-2004 лет температура имела двухпиковую структуру с только разницей в две недели. Максимальный рост температуры составил порядка 60 градусов. Датой ВСП можно считать первое февраля – момент первого пика. Первая гармоника усиливалась в начале и в конце января, а вторая в середине. Несмотря на то, что это ВСП имело очень большую интенсивность, тропопаузы прореагировала не так ярко, за исключением Северной Америки. Интересно еще и то, что вместе с понижением высоты тропопаузы над Северной Америкой, происходит ее подъем над Европой. В то же время антициклонический стратосферный вихрь стоит над территорией северо-западной Канады и Аляски. Возможно, именно поэтому термическая тропопауза на востоке Канады не

отражает усредненный ход динамической.  $\Delta p$  в Европе не обнаруживается, поскольку нет явного хода тропопаузы, а в Сибири составляет 127гПа. В Северной Америке его оценить не удалось.

На рисунках 3.18 и 3.19 изображены графики зональных ветра и температуры, амплитуд планетарных волн, динамической и термической тропопаузы, а также усредненное поле геопотенциала во время ВСП зимы 2003-2004гг.

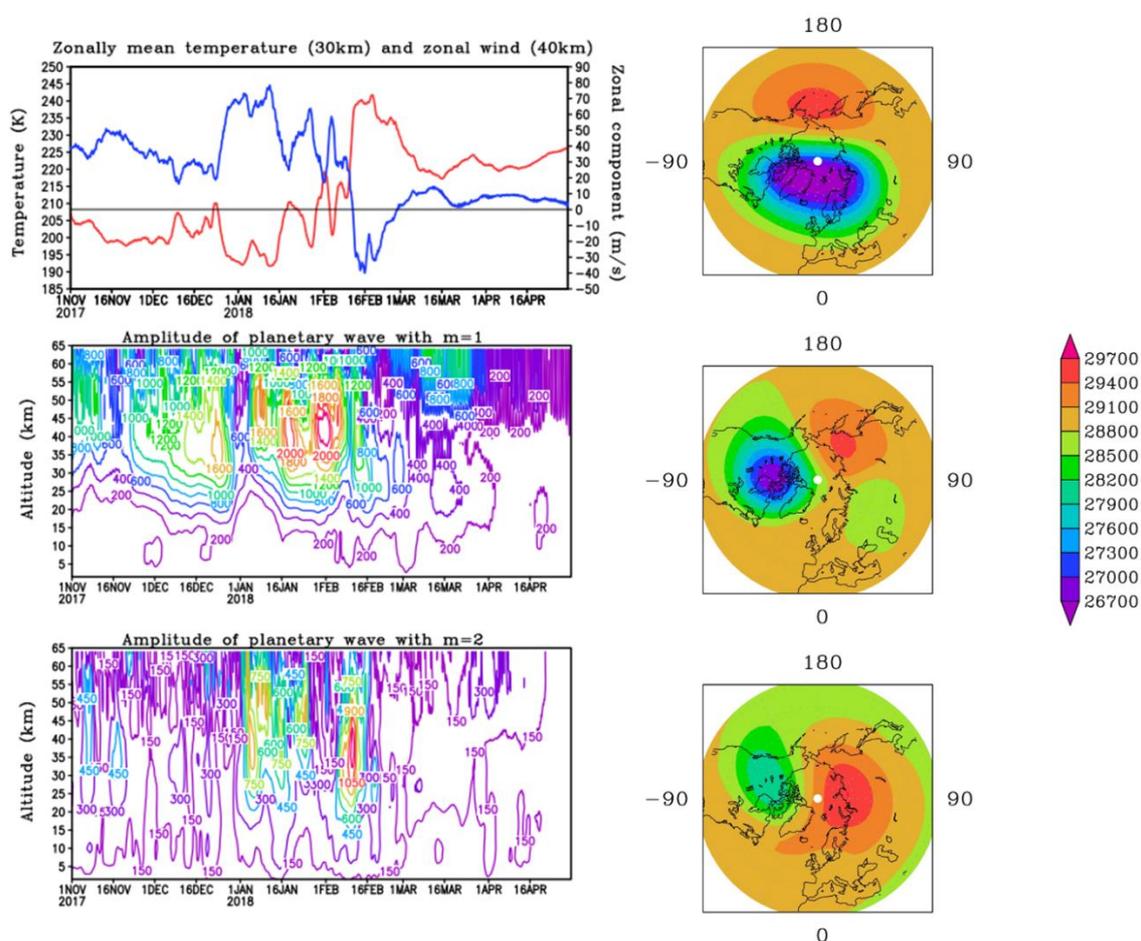


Рисунок 3.18 – Характеристики стратосферы зимой 2017 – 2018. Левая панель – зональные ветер и температура, а также амплитуды планетарных волн.

Правая панель – усредненное поле геопотенциала.

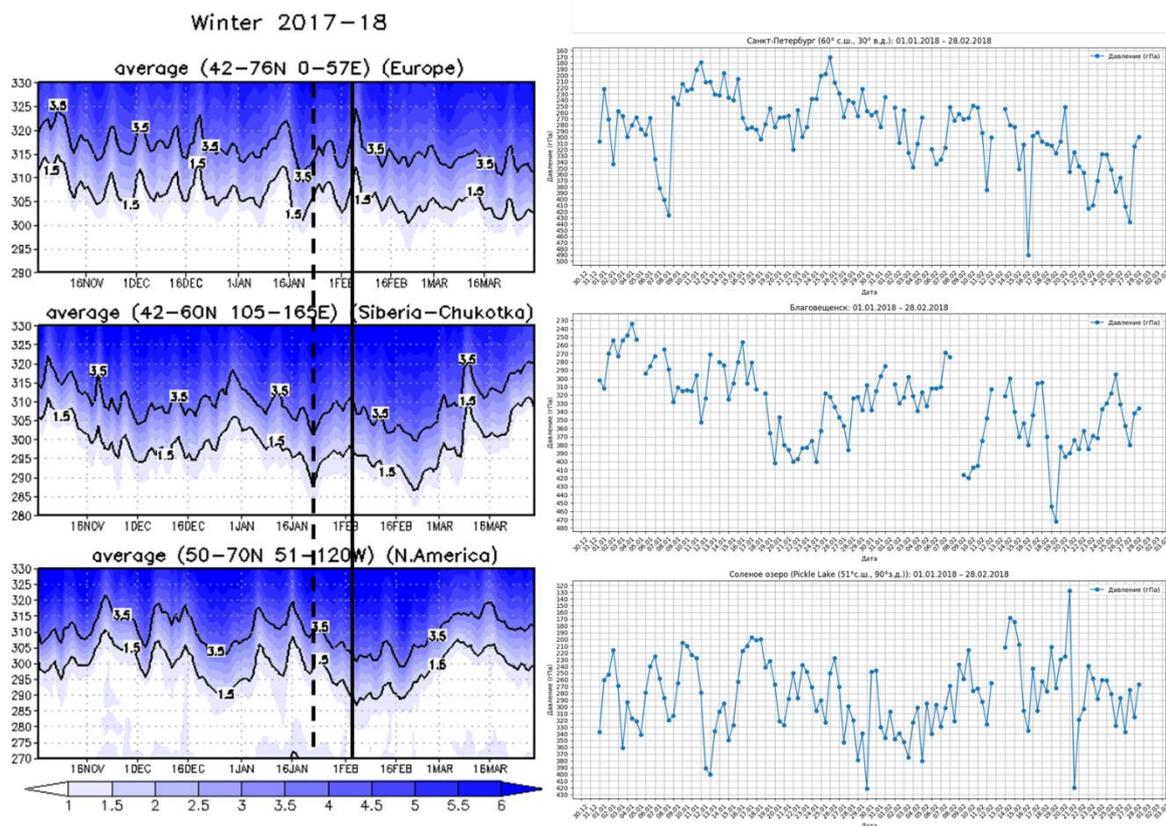


Рисунок 3.18 – Динамическая и термическая тропопаузы зимой 2017-2018. Черная сплошная линия показывает – дату ВСП, пунктирная – первый рост температуры в стратосфере на 20 К.

Датой ВСП можно считать 12 февраля, вместе с этим хочется отметить, что рост температуры начался с середины января, то есть происходил целый месяц. В это же время первая гармоника усиливалась, к концу периода к ней присоединилась и вторая гармоника. Как и положено, в таких ситуациях, тропопауза начинает реагировать раньше наступления ВСП, однако это наблюдалось только в Северной Америке. Стоит отметить, что в принципе, действительно сильно прореагировала только североамериканская динамическая тропопауза. И хотя, влияние на тропопаузу началось еще до ВСП, минимальные значения на всех трех станциях она приняла уже после него.  $\Delta p$  на станциях составляет 321гПа в Европе, 232гПа в Сибири и 220гПа в Северной Америке.

На рисунках 3.20 и 3.21 изображены графики зональных ветра и температуры, амплитуд планетарных волн, динамической и термической тропопаузы, а также усредненное поле геопотенциала во время ВСП зимы 2022-2023гг.

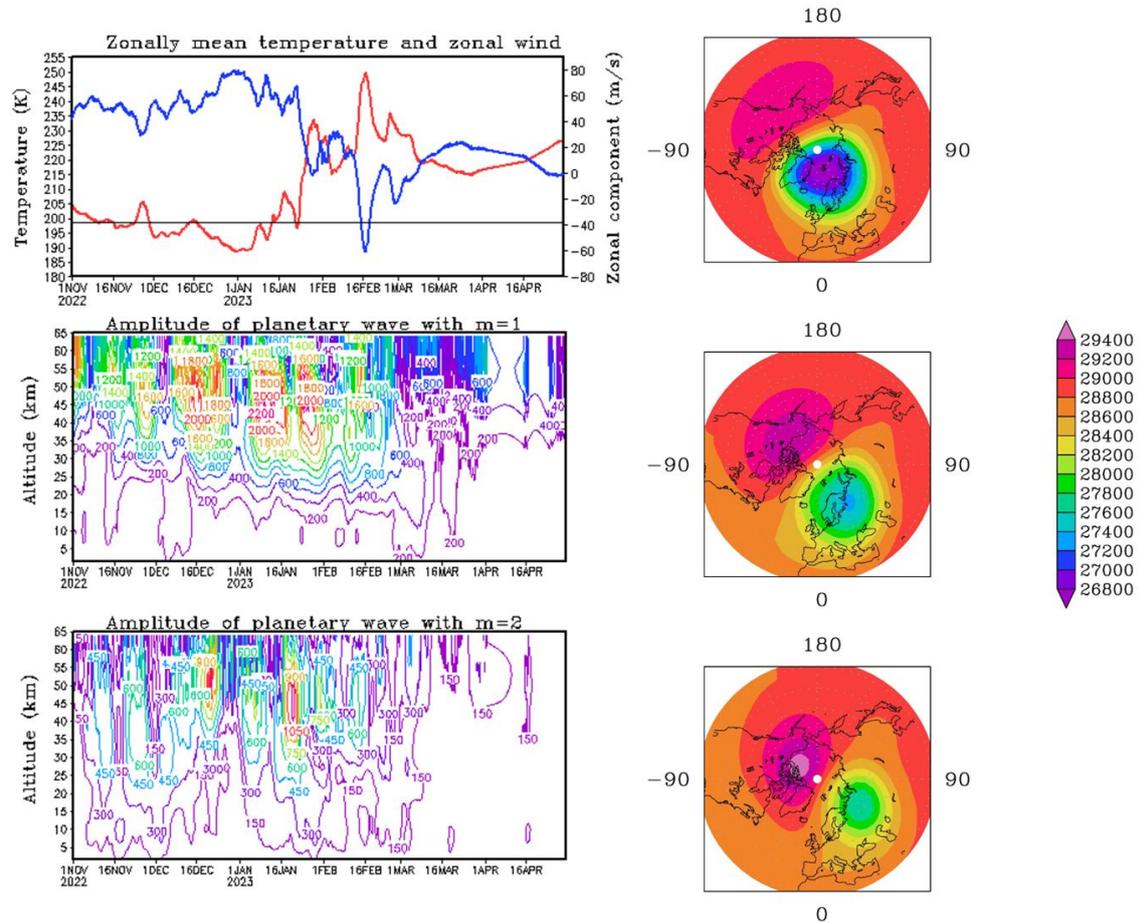


Рисунок 3.20 – Характеристики стратосферы зимой 2022 – 2023. Левая панель – зональные ветер и температура, а также амплитуды планетарных волн. Правая панель – усредненное поле геопотенциала.

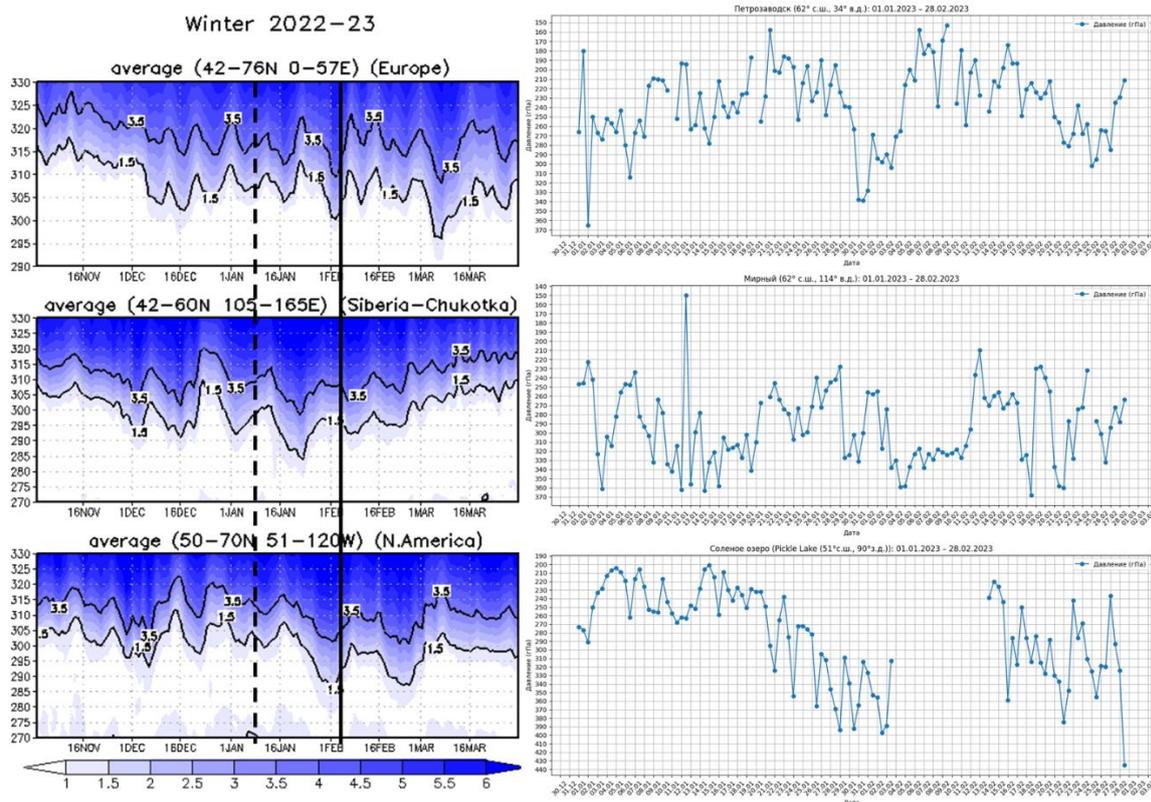


Рисунок 3.21 – Динамическая и термическая тропопаузы зимой 2022-2023. Черная сплошная линия показывает – дату ВСП, пунктирная – первый рост температуры в стратосфере на 20 К.

Поля геопотенциала на 10гПа показывают, что происходило смещение стратосферного полярного вихря на территорию Евразии, что позволяет классифицировать это ВСП, как смещение. Данное ВСП также сопровождается длительным ростом температуры в стратосфере уже в течение полутора месяцев с начала января по середину февраля, примерно столько же наблюдалось усиление амплитуд первого волнового числа с начала декабря по середину января. Максимум же температуры в стратосфере наблюдался 17 февраля. Стоит также обратить внимание на усиление планетарных волн в декабре. Ведь с их вспышками активности хорошо сочетается опускание тропопаузы во всех регионах с задержкой в несколько дней. Также вероятно, что опускание тропопаузы над Сибирью во второй половине января вызвано усилением волновой активности.

На рисунках 3.22, 3.23 и 3.24 изображены поля геопотенциала на поверхности 500 гПа в период с 23 по 25 января 2023 года.

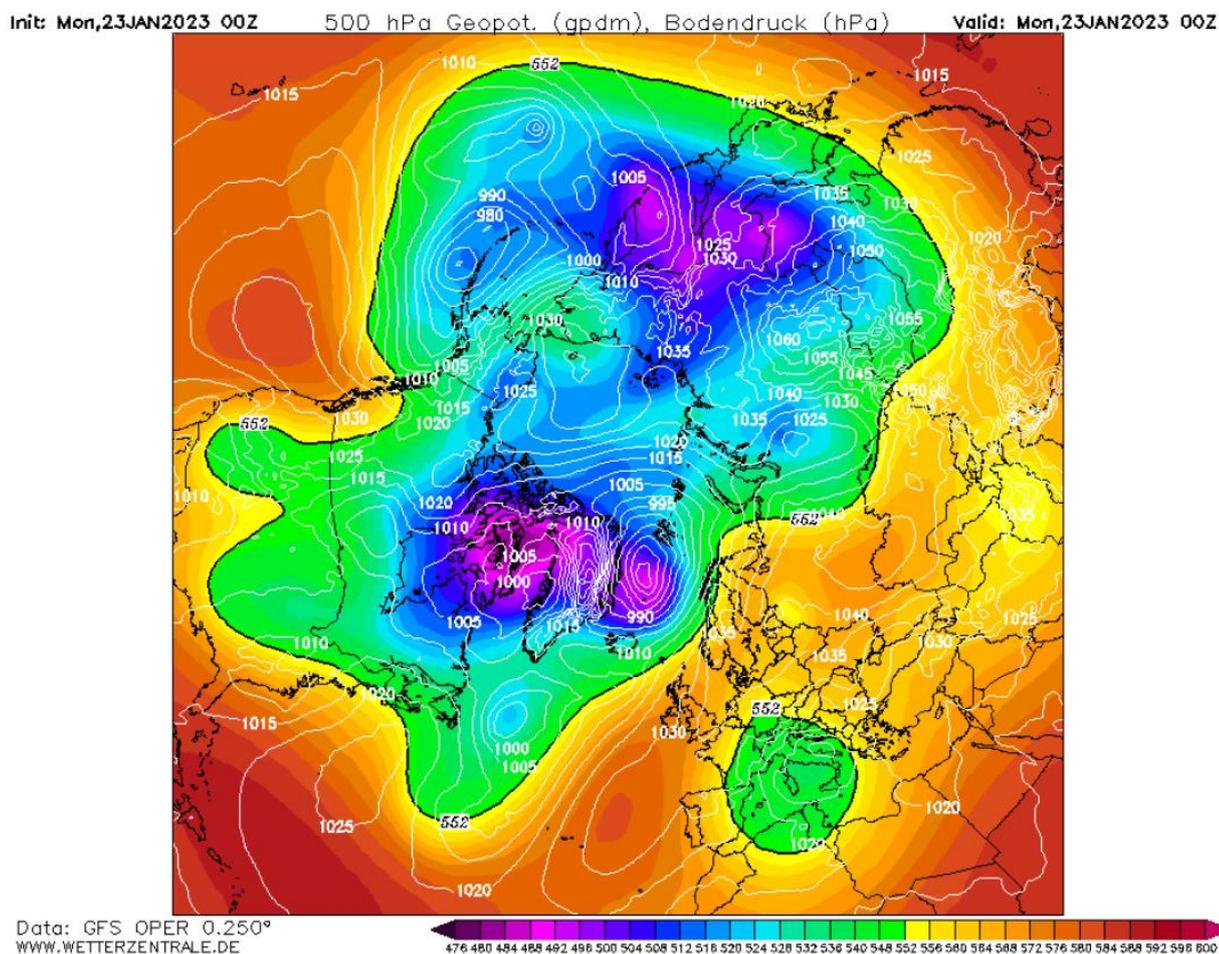


Рисунок 3.22 – Поле геопотенциала на поверхности 500гПа 23 января 2023 года. Изолиниями изображено приземное давление, а заливкой – геопотенциальная высота на поверхности 500гПа.

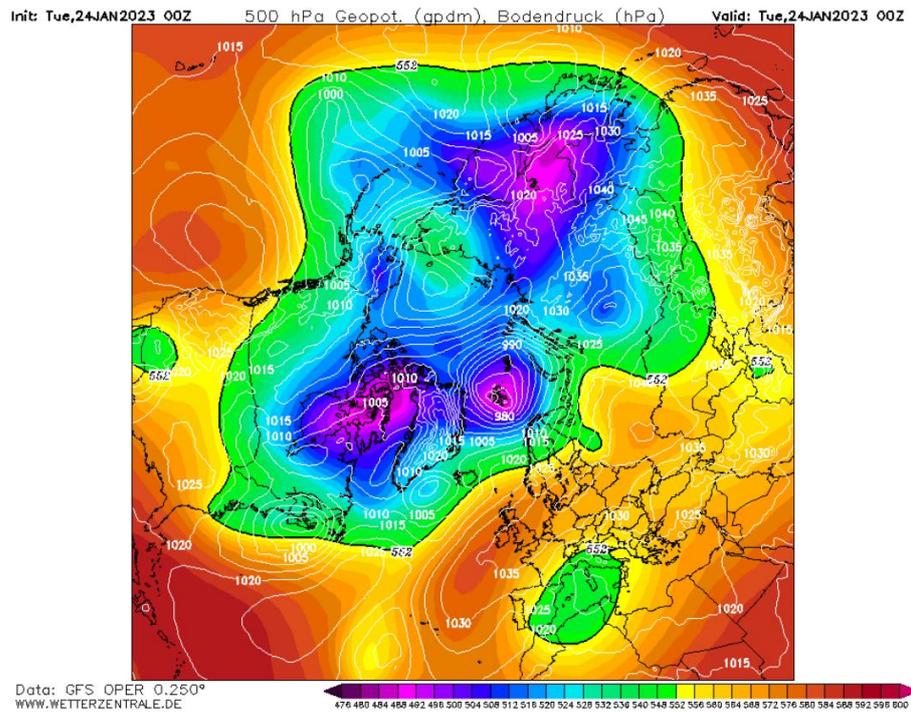


Рисунок 3.23 – Поле геопотенциала на поверхности 500гПа 24 января 2023 года. Изолиниями изображено приземное давление, а заливкой – геопотенциальная высота на поверхности 500гПа.

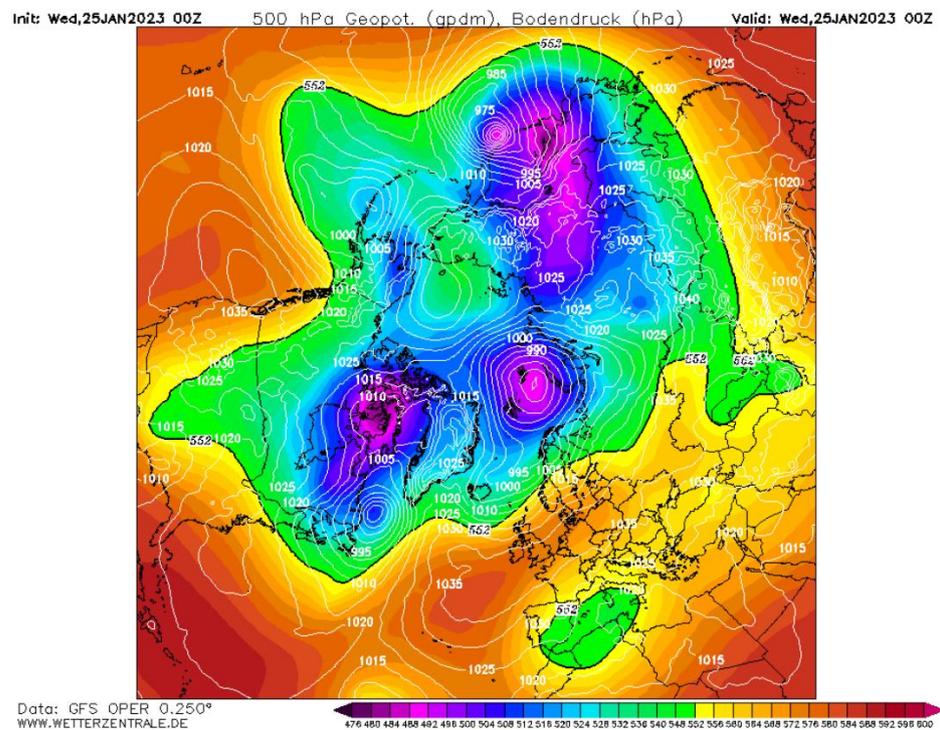


Рисунок 3.24 – Поле геопотенциала на поверхности 500гПа 25 января 2023 года. Изолиниями изображено приземное давление, а заливкой – геопотенциальная высота на поверхности 500гПа.

Эти рисунки показывают, что в этот период западный перенос в Сибири был замещен восточным. То есть барические образования двигались с востока на запад. Что говорит об аномалиях тропосферной циркуляции, которые должны быть связаны с взаимодействием со стратосферой.

По всей видимости, первое опускание тропопаузы в Северной Америке связано с усилением амплитуд первой гармоники, а второе уже непосредственно с внезапным стратосферным потеплением. Также возможно, что опускание тропопаузы над Европой в начале марта связано с длительным пребыванием стратосферного воздействия в тропосфере. Временной ход термической тропопаузы в достаточной степени сочетается с таким же ходом динамической, длительный пропуск данных в Северной Америке может быть обусловлен размыванием вертикального градиента температуры, что делает невозможным определение термической тропопаузы. Количественная оценка говорит о том, что в Европе  $\Delta p$  составляло 183гПа, в Сибири 130гПа и 196гПа в Северной Америке.

Таким образом, в практической части были рассмотрены особенности стратосферно-тропосферного взаимодействия в контексте внезапных стратосферных, их предикторов и их совместного влияния на тропопаузу.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование позволило проследить особенности реакции тропопаузы на внезапные стратосферные потепления в Северном полушарии. В ходе анализа были проанализированы:

1. Среднезональные температуры на высоте 30 км.
2. Зональный ветер на высоте 40 км.
3. Амплитуды планетарных волн с волновыми числами 1 и 2.
4. Поля геопотенциальной высоты на поверхностях 10гПа и 500гПа.
5. Временной ход зонально усредненной и интерполированной в изоэнтропическую систему координат динамической тропопаузы.
6. Временной ход термической тропопаузы.

В ходе данного исследования было обнаружено, что температура в стратосфере перед ВСП, которое в последствии будет называться смещенным, по времени растет гораздо дольше, чем при ВСП расщепленного типа. В таких ситуациях тропопауза начинает реагировать раньше, чем наступает ВСП, что может использоваться в качестве их предиктора. Однако, ее реакция уже после ВСП будет несколько больше, чем до него. Помимо этого, стало ясно, что на тропопаузу оказывает влияние усиление планетарных волн, главным образом их первой гармоники. В некоторых случаях тропопауза также может отреагировать раньше наступления ВСП.

Во время смещенных ВСП, область деформации тропопаузы, и, следовательно, нисходящих движений из стратосферы сокращается, по сравнению с расщеплением, при этом где-то возникает компенсирующий ее опускание в зоне воздействия подъем тропопаузы. Чаще всего в таких случаях Северная Америка находится в зоне влияния ВСП, а подъем наблюдается либо в Сибири, либо в Европе. Может быть и такое, что один из регионов может почти совсем не отреагировать.

В Сибири тяжело установить одну характерную область усреднения динамической тропопаузы из-за ее широтной протяженности. Лучшим решением оказалось ее деление на западную и восточную. Если смотреть Сибирь целиком, то низкие значения потенциальной завихренности на одной ее стороне могут нивелировать высокие на другой. В северной Америке наблюдается несколько иная ситуация. Поскольку ее меридиональная протяженность больше широтной, и нарушение тропосферной циркуляции во время ВСП может привести к меридиональному переносу масс воздуха в тропосфере, то рассматривая слишком широкую по меридиану область усреднения, можно нарваться на нивелирование значений потенциальной завихренности, какое происходит в Сибири. Этот вопрос решается сокращением области до рассмотрения Канады. В Европе таких особенностей не наблюдается.

Поднимая вопрос количественной оценки высоты тропопаузы, можно сказать, что во время внезапных стратосферных потеплений, вызванных расщеплением стратосферного полярного вихря, тропопауза опускается сильнее, чем во время смещенных ВСП. При этом, независимо от вида ВСП, самая большая временная деформация тропопаузы наблюдается над Северной Америкой, а самая низкая над Сибирью. Сибирь в принципе склонна слабо реагировать на внешнее воздействие из-за ежегодного формирования блокирующего зимнего антициклона над ней.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Randel, W. J., F. Wu, F. and R. R. Garcia, and F. Wu, 2002: Time-dependent upwelling in the tropical lower stratosphere estimated from the zonal-mean momentum budget, *J. Atmos. Sci.*, 59, 2141–2152.
2. Wong, S. and W.-C. Wang, 2000: Interhemispheric asymmetry in the seasonal variation of the zonal mean tropopause. *J. Geophys. Res.*, 10
3. Seinfeld J.H., Pandis S.N. *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change*. – Wiley, 2016.
4. Lutgens F.K., Tarbuck E.J. *The Atmosphere: An Introduction to Meteorology*. – Pearson, 2019.
5. Holton J.R. *An Introduction to Dynamic Meteorology*. – Academic Press, 2004.
6. Appenzeller C., Holton J.R., Rosenlof K.H. Seasonal variation of mass transport across the tropopause // *Journal of Geophysical Research*. — 1996. — Vol. 101(D10). — P. 15071–15085.
7. Holton J.R., et al. Stratosphere–troposphere exchange // *Reviews of Geophysics*. — 1995. — Vol. 33(4). — P. 403–439.
8. Hoerling M.P., et al. Tropopause height and the stratospheric circulation response to climate change // *Journal of Climate*. — 1991. — Vol. 4(7). — P. 608–620.
9. Birner T. Fine-scale structure of the extratropical tropopause region // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 2006. — Vol. 111, D4.
10. Scherhag, R. Das explosionsartige Stratosphären-Erwärmungsereignis des Spätwinters 1951/52. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, 6, 38 S., 1952.

11. McIntyre, M. E., & Palmer, T. N. (1984). The “surf zone” in the stratosphere. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 46, 825–849
12. Krüger, K., Naujokat, B., & Labitzke, K. (2005). The unusual midwinter warming in the Southern Hemisphere stratosphere 2002. *Journal of Atmospheric Sciences*, 62(3), 603–613.
13. Rao, J., Garfinkel, C. I., & White, I. P. (2020a). Impact of the quasi-biennial oscillation on the northern winter stratospheric polar vortex in CMIP5/6 models. *Journal of Climate*, 33(11), 4787–4813. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0663.1>
14. Hendon, H. H., Thompson, D. W. J., Lim, E. P., Butler, A. H., Newman, P. A., Coy, L., et al. (2019). Rare forecasted climate event under way in the Southern Hemisphere. *Nature Correspondence*, 573, 495.
15. Kodera, K., Eguchi, N., Lee, J. N., Kuroda, Y., & Yukimoto, S. (2011). Sudden changes in the tropical stratospheric and tropospheric circulation during January 2009. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 89, 283–290. <https://doi.org/10.2151/jmsj.2011-308>
16. Körnich, H., & Becker, E. (2010). A simple model for the interhemispheric coupling of the middle atmosphere circulation. *Advances in Space Research*, 45(5), 661–668. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2009.11.001>
17. Chau, J. L., Goncharenko, L. P., Fejer, B. G., & Liu, H. L. (2012). Equatorial and low latitude ionospheric effects during sudden stratospheric warming events. *Space Science Reviews*, 168(1), 385–417. <https://doi.org/10.1007/s11214-011-9797-5>
18. Baldwin, M. P., & Dunkerton, T. J. (2001). Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, 294(5542), 581–584

19. Baldwin, M. P., Birner, T., & Ayarzagüena, B. (2019). Tropospheric amplification of stratospheric variability, EGU General Assembly Conference, Vienna, Austria
20. Domeisen, D. I. V., Butler, A. H., Charlton-Perez, A. J., Ayarzagüena, B., Baldwin, M. P., Dunn-Sigouin, E., et al.(2020a). The role of the stratosphere in subseasonal to seasonal prediction: 1. Predictability of the stratosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125, e2019JD030920. <https://doi.org/10.1029/2019JD030920>
21. Holton, J. R. (1980). The dynamics of sudden stratospheric warmings. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 8(1), 169–190. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.08.050180.001125>
22. Baldwin, M. P., & Dunkerton, T. J. (1999). Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *Journal of Geophysical Research*, 104(D24), 30,937–30,946.
23. Labitzke, K. (1981). Stratospheric-mesospheric midwinter disturbances—A summary of observed characteristics. *Journal of Geophysical Research*, 86(NC10), 9665–9678. <https://doi.org/10.1029/JC086iC10p09665>
24. Charney, J. G., & Drazin, P. G. (1961). Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 66(1), 83–109. <https://doi.org/10.1029/JZ066i001p00083>
25. Charlton, A. J., & Polvani, L. M. (2007). A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks. *Journal of Climate*, 20(3), 449–469.
26. Charlton-Perez, A. J., Baldwin, M. P., Birner, T., Black, R. X., Butler, A. H., Calvo, N., et al. (2013). On the lack of stratospheric dynamical variability in low-top versions of the CMIP5 models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118, 2494–2505. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50125>

27. Gerber, E. P., & Manzini, E. (2016). The Dynamics and Variability Model Intercomparison Project (DynVarMIP) for CMIP6: Assessing the stratosphere–troposphere system. *Geoscientific Model Development*, 9(9), 3413–3425. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-3413-2016>
28. Reichler, T., Kim, J., Manzini, E., & Kröger, J. (2012). A stratospheric connection to Atlantic climate variability. *Nature Geoscience*, 5(11), 783–787.
29. Domeisen, D. I. V., Butler, A. H., Fröhlich, K., Bittner, M., Müller, W. A., & Baehr, J. (2015). Seasonal predictability over Europe arising from El Niño and stratospheric variability in the MPI-ESM seasonal prediction system. *Journal of Climate*, 28(1), 256–271. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00207.1>
30. Butler, A. H., & Gerber, E. P. (2018). Optimizing the definition of a sudden stratospheric warming. *Journal of Climate*, 31(6), 2337–2344. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0648.1>
31. Shepherd, T., Plumb, R. A., & Wofsy, S. C. (2005). Preface. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62(3), 565–566. <https://doi.org/10.1175/JAS-9999.1>
32. Rao, J., Garfinkel, C. I., White, I. P., & Schwartz, C. (2020). The Southern Hemisphere minor sudden stratospheric warming in September 2019 and its predictions in S2S models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125, e2020JD032723. <https://doi.org/10.1029/2020JD032723>
33. Gerber, E. P., Martineau, P., Ayarzagüena, B., Barriopedro, D., Bracegirdle, T. J., Butler, A. H., et al. (2021). Extratropical stratospheretroposphere coupling. In M. Fujiwara, G. L. Manney, L. Gray, & J. S. Wright (Eds.), *Stratosphere-troposphere processes and their role in climate (SPARC) reanalysis intercomparison project (S-RIP) (Chap. 6)*. Oberpfaffenhofen, Germany: SPARC. [www.sparccclimate.org/publications/sparc-reports](http://www.sparccclimate.org/publications/sparc-reports) (in press)

34. Martius, O., Polvani, L. M., & Davies, H. C. (2009). Blocking precursors to stratospheric sudden warming events. *Geophysical Research Letters*, 36, L14806. <https://doi.org/10.1029/2009GL038776>
35. Castanheira, J. M., & Barriopedro, D. (2010). Dynamical connection between tropospheric blockings and stratospheric polar vortex. *Geophysical Research Letters*, 37, L13809. <https://doi.org/10.1029/2010GL043819>
36. Barriopedro, D., & Calvo, N. (2014). On the relationship between ENSO, stratospheric sudden warmings, and blocking. *Journal of Climate*, 27(12), 4704–4720. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00770.1>
37. Domeisen, D. I. V., & Plumb, R. A. (2012). Traveling planetary-scale Rossby waves in the winter stratosphere: The role of tropospheric baroclinic instability. *Geophysical Research Letters*, 39, L20817. <https://doi.org/10.1029/2012GL053684>
38. Garfinkel, C. I., Schwartz, C., White, I. P., & Rao, J. (2020). Predictability of the early winter Arctic oscillation from autumn Eurasian snowcover in subseasonal forecast models. *Climate Dynamics*, 55, 961–974. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05305-3>
39. Geisler, J. E. (1974). A numerical model of the sudden stratospheric warming mechanism. *Journal of Geophysical Research*, 79(33), 4989–4999. <https://doi.org/10.1029/JC079i033p04989>
40. Holton, J. R., & Mass, C. (1976). Stratospheric vacillation cycles. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33(11), 2218–2225.
41. Plumb, R. A. (1981). Instability of the distorted polar night vortex: A theory of stratospheric warmings. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38(11), 2514–2531.
42. Plumb, R. A., & Semeniuk, K. (2003). Downward migration of extratropical zonal wind anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 108(D7), 4223. <https://doi.org/10.1029/2002JD002773>

43. Zängl, G., and K. P. Hoinka, 2001: The tropopause in the Polar Regions, *J. Climate*, 73, 1383-1399, DOI: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<3117:TTITPR>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<3117:TTITPR>2.0.CO;2).
44. Stohl, A., Wernli, H., James, P., Bourqui, M., Forster, C., Liniger, M. A., Seibert, P., and Sprenger, M.: A new perspective of stratosphere-troposphere exchange, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 84, 11, doi:10.1175/BAMS-84-11-565, 2003.
45. Thouret, V., Marenco, A., Nedelec, P., and Grouhel, C.: Ozone climatologies at 9–12 km altitude as seen by the MOZAIC airborne program between September 1994 and August 1996, *J. Geophys. Res.*, 103, 25 653–25 679, 1998a.
46. Fueglistaler, S., Legras, B., Beljaars, A., Morcrette, J.-J., Simmons, A., Tompkins, A. M., and Uppala, S.: The diabatic heat budget of the upper troposphere and lower/mid stratosphere in ECMWF reanalyses, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 135(638), 21–37, 2009.
47. Gettelman, A., P. Hoor, and L. Pan, 2011: The extratropical upper troposphere and lower stratosphere. *Rev. Geophys.*, 49 (RG3003), 1–31. doi:10.1029/2011RG000355.
48. Hess, S. L., 1948: Some new mean meridional cross sections through the atmosphere. *J. Meteor.*, 5, 293–300.
49. Шакина Н.П. Лекции по динамической метеорологии. – М.: ТРИАДА ЛТД, 2013. – 160 с.
50. Hoinka, K. P., 1997: The tropopause: discovery, definition and demarcation. *Meteorol. Zeitschrift*, 6, 281–303.
51. Hoinka, K. P., 1998: Statistics of the global tropopause pressure. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 3303–3325, doi:10.1175/1520-0493(1998)126,3303:SOTGTP.2.0.CO;2.

52. Иванова А.Р., 2013: Тропопауза – многообразие определений и современные подходы к идентификации. *Метеорология и гидрология*. 38, 808–817
53. WMO, 1957: Definition of the tropopause. *WMO Bull.*, 6, 136.
54. Reed, R. J., 1955: A study of a characteristic type of upper level frontogenesis. *J. Meteor.*, 12, 226–237, doi:10.1175/1520-0469(1955)012<0226:ASOACT.2.0.CO;2.
55. Zängl, G., 2002: Dynamical heating in the polar lower stratosphere and its impact on the tropopause. *J. Geophys. Res.* 107, 5.
56. Appenzeller, C., J. R. Holton, and K. H. Rosenlof, 1996: Seasonal variation of mass transport across the tropopause. *J. Geophys. Res.*, 101, 15 071–15 078, doi:10.1029/96JD00821.
57. Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111, 877–946, doi:10.1002/qj.49711147002.
58. Wirth, V., 2001: Cyclone–Anticyclone Asymmetry Concerning the Height of the Thermal and the Dynamical Tropopause. *J. Atmos. Sci.*, 58, 26–37.
59. Bethan, S., G. Vaughan, and S. J. Reid, 1996: A comparison of ozone and thermal tropopause heights and the impact of tropopause definition on quantifying the ozone content of the troposphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 122, 929–944, doi:10.1002/qj.49712253207.
60. Stohl, A., Bonasoni, P., Cristofanelli, P., Collins, W., Feichter, J., Frank, A., et al. (2003). Stratosphere-troposphere exchange: A review, and what we have learned from staccato. *Journal of Geophysical Research*, 108(D12). <https://doi.org/10.1029/2002JD002490>
61. Akritidis, D., Zanis, P., Pytharoulis, I., Mavraklis, A., & Karacostas, T. (2010). A deep stratospheric intrusion event down to the Earth's surface of the megacity

of Athens. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 109(1–2), 9–18.  
<https://doi.org/10.1007/s00703-010-0096-6>

62. Uccellini, L. W. (1990). Processes contributing to the rapid development of extratropical cyclones. In C. W. Newton & E. O. Holopainen (Eds.), *Extratropical cyclones: The Erik Palmén memorial volume* (pp. 81–105). American Meteorological Society. [https://doi.org/10.1007/978-1-944970-33-8\\_6](https://doi.org/10.1007/978-1-944970-33-8_6)

63. Antonescu, B., Vaughan, G., & Schultz, D. M. (2013). A Five-year radar-based climatology of tropopause folds and deep convection over Wales, United Kingdom. *Monthly Weather Review*, 141(5), 1693–1707.  
<https://doi.org/10.1175/MWR-D-12-00246.1>

64. Knowland, E., Doherty, R., Hodges, K., & Ott, L. (2017). The influence of mid-latitude cyclones on European background surface ozone. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(20), 12421–12447. <https://doi.org/10.5194/acp-17-12421-2017>

65. Danielsen, E. F., & Mohnen, V. A. (1977). Project dustorm report: Ozone transport, in situ measurements, and meteorological analyses of tropopause folding. *Journal of Geophysical Research*, 82(37), 5867–5877.  
<https://doi.org/10.1029/jc082i037p05867>

66. Sprenger, M., Croci Maspoli, M., & Wernli, H. (2003). Tropopause folds and cross-tropopause exchange: A global investigation based upon ECMWF analyses for the time period March 2000 to February 2001. *Journal of Geophysical Research*, 108(D12). <https://doi.org/10.1029/2002JD002587>

67. Elbern, H., Hendricks, J., & Ebel, A. (1998). A climatology of tropopause folds by global analyses. *Theoretical and Applied Climatology*, 59, 181–200.  
<https://doi.org/10.1007/s007040050023>

68. Wu, Y., Chen, G., Taylor, L., & Zhang, P. (2018). On the linkage between the Asian summer monsoon and tropopause folds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(4), 2037–2049. <https://doi.org/10.1002/2017JD027870>
69. Lelieveld, J., Gromov, S., Pozzer, A., & Taraborrelli, D. (2016). Global tropospheric hydroxyl distribution, budget and reactivity. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(19), 12477–12493. <https://doi.org/10.5194/acp-16-12477-2016>. Retrieved from <https://www.atmos-chemphys.net/16/12477/2016/>
70. Myhre, G., Shindell, D., Bréon, F.-M., Collins, W., Fuglestvedt, J., Huang, J., et al. (2013). Anthropogenic and natural radiative forcing. In T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, et al. (Eds.), *Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 659–740). Cambridge, UK: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.018>
71. Monks, P. S., Archibald, A. T., Colette, A., Cooper, O., Coyle, M., Derwent, R., et al. (2015). Tropospheric ozone and its precursors from the urban to the global scale from air quality to short-lived climate forcer. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(15), 8889–8973. <https://doi.org/10.5194/acp-15-8889-2015>. Retrieved from <https://www.atmos-chem-phys.net/15/8889/2015/>
72. Archibald, A., Neu, J., Elshorbany, Y., Cooper, O., Young, P., Akiyoshi, H., et al. (2021). Tropospheric ozone assessment report: A critical review of changes in the tropospheric ozone burden and budget from 1850 to 2100. *Elementa: Science of the Anthropocene*. <https://doi.org/10.1525/elementa.2020.034>
73. Cristofanelli, P., Bracci, A., Sprenger, M., Marinoni, A., Bonafè, U., Calzolari, F., et al. (2010). Tropospheric ozone variations at the Nepa Climate Observatory-Pyramid (Himalayas, 5079 m a.s.l.) and influence of deep stratospheric intrusion events. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(14), 6537–6549. <https://doi.org/10.5194/acp-10-6537-2010>

74. Akritidis, D., Pozzer, A., & Zanis, P. (2019). On the impact of future climate change on tropopause folds and tropospheric ozone. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(22), 14387–14401. <https://doi.org/10.5194/acp-19-14387-2019>
75. Browning, K. A., & Reynolds, R. (1994). Diagnostic study of a narrow cold-frontal rainband and severe winds associated with a stratospheric intrusion. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 120(516), 235–257. <https://doi.org/10.1002/qj.49712051602>
76. Rui Wang, Yoshihiro Tomikawa, Takuji Nakamura, Kaiming Huang, Shaodong Zhang, Yehui Zhang, Huigen Yang, Hongqiao Hu, DOI: <https://doi.org/10.1002/2016JD024958>
77. Randel, W. J., F. Wu, F. and D. Gaffen, 2000: Interannual variability of the tropical tropopause derived from radiosonde data and NCEP reanalyses. *J. Geophys. Res.*, 105, 15509- 15523.
78. Kiladis, G. N., K. H. Straub, G. C. Reid, and K. S. Gage, 2001: Aspects of interannual and intraseasonal variability of the tropopause and lower stratosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 127, 1961–1984.
79. Ribera, P., C. Peña-Ortiz, J. A. Añel, L. Gimeno, L. de la Torre, and D. Gallego, 2008: Quasi-biennial modulation of the Northern Hemisphere tropopause height and temperature, *J. Geophys. Res.*, 113, D00B02, doi:10.1029/2007JD009765.
80. Reichler, T., M. Dameris, and R. Sausen, 2003: Determining the tropopause height from gridded data. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2042, doi:10.1029/2003GL018240.
81. Son, S., S. Lee, and N. F. Tandon, and L. M. Polvani, 2011: The finescale structure of the global tropopause derived from COSMIC GPS radio occultation measurements. *J. Geophys. Res.*, 116, D20113.

82. Zängl, G., and V. Wirth, 2002: Synoptic-scale variability of the polar and subpolar tropopause: Data analysis and idealized PV inversions. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 128, 2301–2

83. Santer, B. D. and Coauthors, 2003: Behavior of tropopause height and atmospheric temperature in models, reanalyses, and observations: Decadal changes. *J. Geophys. Res.*, 108, 1–2

84. Червяков М.Ю. Ч45 Зондирование атмосферы: учебно-методическое пособие для студентов, обучающихся по направлению 05.03.05 Прикладная гидрометеорология / М.Ю. Червяков. – Саратов: ИЦ «Наука», 2019. – 62 с.

85. Мохов И. И., Акперов М. Г. Вертикальный температурный градиент в тропосфере и его связь с приповерхностной температурой по данным реанализа// Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42, № 4. С. 467–475.