МИНИСТЕРСТЕ	ЗО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
федеральное го	осударственное бюджетное образовательное учреждение
	высшего образования
	«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫИ
ГИД	црометеорологическии университет»
	Кафедра метеорологических прогнозов
выпу	СКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
	(бакалаврская работа)
На тему:	«Климатические изменения высоты тропопаузы»
Исполнитель	Бикбулатов Богдан Аминович
	(фамилия, имя, отчество)
Руководитель	кандидат физико-математических наук, доцент
	Ермакова Татьяна Сергеевна
**	(фамилия, имя, отчество)
«К защите допу завелующий ка	скаю» фелоой
Subedy tolding the	despon A
	(подпись)
	кандидат физико-математических наук, доцент
	(ученая степень, ученое звание)
	Анискина Ольга Георгиевна
	(фамилия, имя, отчество)
« 2 » июня	2023 г
	2020 1.
	Санкт-Петербург
	2023

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ГЛАВА 1. ТРОПОПАУЗА – СПОСОБЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ И ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЕЁ ХАРАКТЕРИСТИК ВО ВРЕМЕННЫХ И	
ПРОСТРАНСТВЕННЫХ МАСШТАБАХ	4
1.1 Термическая тропопауза	б
1.2 Динамическая тропопауза	8
1.3 Химическая тропопауза	14
1.4 Меридиональная структура тропопаузы	16
1.5 Изменчивость давления на уровне тропопаузы	18
ГЛАВА 2. ДАННЫЕ: РАДИОЗОНДИРОВАНИЕ И РЕАНАЛИЗ	24
2.1 Радиозондирование	25
2.2 Реанализ	28
2.3 MERRA-2	29
ГЛАВА З. КЛИМАТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЯ ВЫСОТЫ	
ТРОПОПАУЗЫ	34
3.1 Сезонная изменчивость высоты тропопаузы	35
3.2 Положение тропопаузы в зависимости от синоптических процессов	39
3.3 Корреляционный анализ	43
3.4 Полученные результаты	49
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	58
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	59

ВВЕДЕНИЕ

В центре внимания этой выпускной кваликафиационной работы находится изучение внетропической тропопаузы. Тропопауза является отличительной чертой вертикальной структуры атмосферы, разделяющей две её области – тропосферу и стратосферу, с разной стратификацией и сильно отличающимися динамическими и химическими характеристиками. Резкое изменение свойств воздуха, обнаруживаемое при переходе от одного слоя к другому, служит основой для самых разнообразных определений. Первым и наиболее широко используемым определением является термическая тропопауза, основанная на вертикального градиента температуры. Второй изменении ПО частоте использования в общей практике является динамичная тропопауза, основанная на больших градиентах потенциальной завихренности. Также возможны химические определения, основанные на различиях в концентрации газов выше и ниже тропопаузы. Тропопауза является чувствительным индикатором изменения климата, поэтому ее точное определение столь важно.

Целью данной работы является климатическая оценка высоты тропопаузы на разных широтах с применением понятия о динамической тропопаузе по данным реанализа. Для осуществления обозначенной цели служат следующие задачи:

- 1. Исследование изменчивости тропопаузы
- Детерминация высоты термической тропопаузы на разных широтах Северного полушария по данным кода КН-04 и через расчет вертикального градиента температуры
- Определение пригодности значений потенциальной завихренности из набора данных реанализа для проведения климатической оценки высоты тропопаузы

ГЛАВА 1. ТРОПОПАУЗА – СПОСОБЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ И ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЕЁ ХАРАКТЕРИСТИК ВО ВРЕМЕННЫХ И ПРОСТРАНСТВЕННЫХ МАСШТАБАХ

Тропопауза является одной из самых важных составляющих земной атмосферы. Она отделяет устойчиво стратифицированную стратосферу от тропосферы, отличающейся низкой статической устойчивостью [1]. Хотя тропопауза разграничивает собой тропосферу стратосферу, И они взаимодействуют друг с другом посредством обмена массой, импульсом и энергией [2], через неё происходит газовый обмен таких газов как: озон, углекислый газ, водяной пар и прочих атмосферных газообразных веществ [3]. Тропический перенос через тропопаузу является основным источником водяного пара в стратосфере и играет важную роль в ее химическом составе и радиационном балансе [4]. Вне тропиков обмен происходит через квазигоризонтальный перенос на границе субтропических и полярных струйных течений, что влияет на концентрации озона в тропосфере и, следовательно, на тропосферный и приземный климат [5]. Например, в работе [6] была изучена роль антропогенных воздействий на высоту глобальной тропопаузы с учетом естественных факторов, вызывающих изменение ее высоты. В результате работы были получены выводы о том, что в период с 1979 года по 2000 год произошло уменьшение давления на уровне тропопаузы на 2,16 гПа, что по их расчетам соответствует увеличению высоты тропопаузы на 200 метров.

Несмотря на всю важность определения высоты тропопаузы, в настоящий момент не существует однозначного способа её идентификации, как и полного описания физических процессов, приводящих к образованию тропопаузы [7], но есть несколько эмпирических критериев, основанных на свойствах, которые, как известно, претерпевают резкие изменения при переходе из тропосферы в

стратосферу, например такие как вертикальный градиент температуры [8], потенциальная завихрённость или же концентрация химических веществ [9, 10], а так же несколько других критериев, которые будут описаны в ходе работы. Из этого возникает проблема, что при отсутствии фундаментального определения тропопаузы образуется некоторая неопределенность в выборе способа определения её высоты.

Сезонный ход высоты внетропической тропопаузы характеризуется повышением летом, связанным с потеплением тропосферного столба воздуха, и понижением зимой из-за похолодания [10]. Однако, в полярных регионах тропопауза зимой выше, особенно на Южном полюсе, и ниже летом [1], что было связано с низкими температурами Полярного вихря [11]. Тем не менее, существует асимметрия между сезонными циклами в обоих полушариях, поскольку полярная тропопауза в Северном полушарии летом выше, чем в Южном. Это может быть объяснено усилением радиационного выхолаживания [12]. Сезонный цикл высоты тропопаузы в Северном полушарии также имеет меньшую амплитуду, что связано с более высокой вихревой активностью в нижних слоях стратосферы зимой [11, 12, 13].

Выше описывалась связь между изменением активности вихрей и высотой тропопаузы В умеренных широтах. Вдоль широтных кругов высота внетропической тропопаузы демонстрирует выраженную зональную изменчивость, причем низкая тропопауза связана с циклоническими процессами, высокая с антициклоническими. Это можно понять с точки зрения a потенциальной завихренности (PV) [14, 15], поскольку тропопауза, по существу, представляет собой границу между воздухом с высокой PV в стратосфере и воздухом с низкой PV в тропосфере. Таким образом, циклонические аномалии на верхних уровнях неразрывно связаны с проникновением стратосферного воздуха в тропосферу.

Как было описано выше, зачастую на практике возникают сомнения при выборе уровня или слоя атмосферы, на котором можно уверенно

идентифицировать тропопаузу. Ниже будут приведены наиболее изученные и используемые методы по её определению.

1.1 Термическая тропопауза

Можно сказать классической и принятой большинством ученых мира является термическая тропопауза, основанная на изменении вертикального градиента температуры. Её определение опирается на факт того, что стратосфера более устойчиво стратифицирована, чем тропосфера. С точки зрения вертикального градиента температуры это означает, что его значения в стратосфере должны быть ниже, чем в тропосфере. В 1957 году комиссия по аэрологии Всемирной Метеорологической Организации (ВМО) установила стандартную процедуру определения уровня тропопаузы, которая заключается в том, что первая тропопауза определяется как уровень, на котором вертикальный градиент температуры падает до 2°С/км или менее, при условии, что в слое 2 км выше него вертикальный градиент температуры так же не превышает 2°С/км. Если в километровом слое выше первой тропопаузы наблюдается градиент температуры выше 3°С/км, то обнаруживается вторая тропопауза, критерии по определению которой такие же, как и при определении первой тропопаузы. Она может находиться как в этом километровом слое, так и над ним.

Определение первой тропопаузы предполагает, что уменьшение вертикального градиента температуры до низких значений происходит в достаточно толстом слое атмосферы. Это нужно для того, чтобы не перепутать тропопаузу с обычными инверсиями в верхних слоях атмосферы. Критерии по нахождению второй тропопаузы говорят о том, что переход из тропосферы в стратосферу может происходить не в одном месте, а на нескольких уровнях, что приводит к возникновению концепции множественных тропопауз. В работе [16] была проведена статистика множественных тропопауз на всей планете. Данные

брались из радиозондового архива IGRA (Integrated Global Radiosonde Archive), их анализ показал, что отношение телеграмм с информацией о второй и третьей тропопаузе к единственной тропопаузе составляет 14,79 – 16,44 и 1,29 – 2,75 процентов соответственно. Причем на средние широты обоих полушарий 40°-60° северной и южной широты приходится максимум повторяемости множественных тропопауз.

На рисунке 1.1 представлено распределение среднего давления на уровне термической тропопаузы по широтно-долготной сетке за период с 1973 по1993 годы 12 ч UTC.



Рисунок 1.1 - Среднее давление на уровне глобальной термической тропопаузы (1979-93; 12:00 UTC) (заимствованно из [10]).

Из рисунка видно, что тропопауза вполне зонально симметрична за исключением небольших возмущений в Северном полушарии, вызванных отношением площади, занимаемой сушей, и площади, занимаемой океанической поверхностью. Как правило, тропопауза выше на западных побережьях континентов и ниже на восточных, что приводит к волнообразной структуре распределения среднего давления на уровне тропопаузы с волновыми числами от 1 до 3 [10]. Над Гренландией наблюдается минимум давления, который является частью еще более протяженного минимума к северу от Канады, связанного с полярным вихрем [1]. Что касается меридиональной структуры, то тропопауза выше в тропиках, с типичными значениями 120-130 ГПа и сильными градиентами в субтропиках, что приводит к более низкой внетропической тропопаузе, характеризующейся давлением между 200 и 300 ГПа, причем последнее является типичным давлением в полярных регионах.

1.2 Динамическая тропопауза

Тропопауза, определенная по вертикальному градиенту температуры сама по себе не является консервативной величиной. Более того, термический критерий не способен охарактеризовать воздушные массы, поскольку вертикальный градиент температуры не является постоянным значением [1]. Например, во время проникновения стратосферного воздуха в так называемых "складках" тропопаузы в тропосферу, контраст между тропосферной и стратосферной стратификациями размывается и определение тропопаузы по вертикальному градиенту температуры становится затруднительным [9]. На рисунке 1.2 изображено вторжение стратосферного воздуха в тропосферу 14 декабря 1953 года в Соединенных Штатах Америки:



Рисунок 1.2 – Поперечный разрез фронтальной зоны 14 декабря 1953 года, США. Тонкие сплошные линии – изотахи (м/с), пунктирные линии - изоэнтропы, а толстая сплошная линия – динамическая тропопауза (заимствованно из [9]).

Как можно увидеть, в заштрихованной области нет контраста между тропосферной и стратосферной стратификациями, поэтому применение вертикального градиента температуры для идентификации тропопаузы не представляется возможным.

Альтернативой термической тропопаузы является динамическая тропопауза, основанная на потенциальной завихрённости (PV) вихря Эртеля:

$$\vec{Q} = \frac{1}{\rho} \left(f \vec{k} + \nabla \cdot \vec{\nu} \right) \nabla \theta \tag{1}$$

где ρ – плотность воздуха, f – параметр Кориолиса, \vec{k} – единичный вектор по вертикальной оси, \vec{v} – скорость ветра, θ – потенциальная температура, ∇ – оператор трехмерного градиента.

В приближении квазигидростатики и уравнения Буссинеска, потенциальный вихрь Эртеля является инвариантом системы примитивных уравнений для крупномасштабного потока, при отсутствии неадиабатических эффектов и, в том числе, вязкости [7].

В работах отечественных и зарубежных ученных было выяснено, что определение тропопаузы при помощи изоэнтропического анализа дает надежные результаты [17]. На практике при расчете потенциального вихря Эртеля сохраняют лишь его вертикальную компоненту, заменяя в выражении вихря скорости $\rho \partial z$ на – dp/g из уравнения статики:

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

где ζ – относительная завихренность, а g – ускорение свободного падения. Потенциальный вихрь Эртеля принято измерять в единицах pvu (potential vorticity unit), которые имеют размерность:

$$pvu = 10^{-6} \frac{m^2 K}{kg c} \tag{3}$$

Из уравнения (1) ясно, что стратосфера отмечена более высокими абсолютными значениями PV, чем тропосфера, причем знак PV является положительным в Северном полушарии и отрицательным в Южном. Таким образом, в тропосфере PV имеет порядок 0,3–0,6 pvu, а в стратосфере порядок 10 pvu и растет с высотой до нескольких десятков pvu [18].

Возвращаясь к рисунку 1.2, хочется отметить, что в заштрихованной области, где невозможно определение термической тропопаузы, существует возможность определения ее по изоэнтропам. Учитывая, что потенциальная завихренность находится в изоэнтропической системе координат (в неадиабатическом и невязком потоке), то тропопауза, определенная по этой величине, также сохраняется в той же системе координат, следовательно, она ведет себя как квазиматериальная поверхность. Такая тропопауза в отличие от

термической тропопаузы, предоставляет единственную поверхность раздела между тропосферой и стратосферой, которая устраняет проблему множественности тропопауз.

Как было сказано выше, тропосферный воздух может характеризоваться $PV \le 1$ рvu, в то время как стратосферный воздух обычно имеет $PV \ge 5$ рvu. Таким образом, пороговое значение PV, используемое в качестве определения тропопаузы, должно находиться где-то В ЭТОМ промежутке. Однако общепринятой константы до сих пор нет. В 1986 году ВМО предложила использовать изоэнтропическую поверхность 1,6 pvu в качестве тропопаузы, но большинство ученных используют поверхности от 2 до 3,5 руи. Сравнение между термической тропопаузой и динамической тропопаузой с пороговыми значениями в диапазоне от 1 до 5 руи было проведено в [19]. Они обнаружили, что давление на уровне динамической тропопаузы систематически выше, чем у термической для поверхностей с руи менее 3, в то время как оно систематически ниже для поверхностей с более 4 руи. Наилучшее совпадение было найдено для порогового значения 3,5 pvu, поэтому авторы работы [19] предложили использовать его для описания динамической тропопаузы. Есть, однако, и другие аргументы в пользу использования более высокого значения, чем 1,6 руц, особенно в полярных регионах. В работе [1] говорится, что поверхность 1,6 руи часто опускается ниже уровня 700 гПа в полярную зиму, при очень сильном циклоническом влиянии возможно даже, что она пересекает землю. Так же авторы работы приводят результаты корреляционного анализа между термической тропопаузой, определенной по радиозондовой информации, и динамической тропопаузой на поверхностях 1,6 pvu и 3,5 pvu, определенной по данным реанализа ERA. Результаты анализа говорят о том, что корреляция термической тропопаузы намного лучше с поверхностью 3,5 pvu, чем с поверхностью 1,6 рvu.

Однако, несмотря на все положительные стороны использования изоэнтропического анализа в качестве идентификации тропопаузы, существует

один существенный недостаток. Из-за смены знака параметра Кориолиса на экваторе, потенциальная завихренность на нем стремится к нулю, поэтому определение высоты динамической тропопаузы в экваториальных широтах становится нецелесообразным. В работах, где рассматривается глобальная тропопауза это может стать существенной проблемой, для решения которой некоторые ученые прибегают к совместному использованию динамической и термической тропопаузы в этом регионе. Например, в статье [20] авторы работы использовали динамическую тропопаузу, соответствующую значениям потенциальной завихренности 3,0 pvu в умеренных и полярных широтах обоих полушарий, а в экваториальных термическую. Для того чтобы обеспечить непрерывность и плавность перехода между ними, в субтропических и тропических широтах использовали среднее значение между высотой термической и динамической тропопауз, которое в этой области линейно уменьшалась при удалении от экватора. На рисунке 1.3 изображен пример комбинированной тропопаузы:



Рисунок 1.3 – Комбинированная тропопауза для Северного и Южного полушарий. Красная линия – термическая тропопауза, черный и оранжевый пунктиры – динамическая и комбинированная тропопаузы соответственно

(заимствованно из [20]).

Как можно увидеть, такой подход является достаточно точным и удобным при определении высоты глобальной тропопаузы.

На рисунке 1.4 представлено распределение среднего давления на уровне динамической тропопаузы по широтно-долготной сетке за период с 1973 по1993 годы 12 ч UTC. Полученная таким образом тропопауза почти идентична термической тропопаузе, изображенной на рисунке 1.1, за исключением полярных областей, где она выше. Хотя осредненная динамическая тропопауза хорошо согласуется с осредненной термической тропопаузой, некоторые различия могут возникать в областях с высокими значениями относительной завихренности, следовательно, динамическая тропопауза, определенная по некоторому значению q, в целом будет отличаться от термической тропопаузы над интенсивными циклонами и антициклонами [21]. В частности, для Северного полушария, циклоническая циркуляция даст динамическую наоборот, тропопаузу термическую, И будет ниже, чем выше В антициклонических циркуляциях.



Рисунок 1.4 - Среднее давление на уровне глобальной динамической тропопаузы (1979-93; 12:00 UTC) (заимствованно из [10]).

Определить тропопаузу так же можно и по различию в химическом составе тропосферы и стратосферы, который обусловлен наличием градиентов химических веществ в зоне перехода между ними [7].

1.3 Химическая тропопауза

Озон и водяной пар являются наиболее используемыми химическими веществами, по которым определяется тропопауза. Как показано на рисунке 1.5, концентрация озона резко увеличивается непосредственно над тропопаузой, в то время как, концентрация водяного пара над ней уменьшается.



Рисунок 1.5 – Вертикальные профили озона и водяного пара, полученные во время зондирования над Боулдером (штат Колорадо, США) с привязкой к термической тропопаузе. Точками обозначены индивидуальные измерения, а черные линии соответствуют их среднему значению (заимствованно из [5]).

Основным способом определения высоты тропопаузы по содержанию озона в атмосфере является определение некоторого критического значения отношения озона. В работе [3] принималось значение в 100 млрд⁻¹ (сто частиц озона на миллиард частиц воздуха в единице объема). А в [22] было выяснено, что если взять отношение концентрации озона к потенциальной завихренности, то около тропопаузы оно составит порядка 40-50 млрд⁻¹/pvu, что соответствует интервалу между изентропическими поверхностями 1,6 до 2 pvu, которые принимаются большим количеством ученных за динамическую тропопаузу. Так же они выделяют ряд критериев для идентификации озонопаузы: вертикальный градиент в отношении смеси озона должен превышать 60 млрд⁻¹; отношение смеси озона непосредственно над тропопаузой должно составлять более 110 млрд⁻¹.

Вслед за стремительным развитием спутниковых технологий, предпринимаются попытки определения тропопаузы по восстановленному со спутника профилю озона. В работе [23] по измерениям со спутника Aura использовалось значение 0,1 млрд⁻¹ для идентификации тропопаузы. Поиск этого значения производился снизу вверх или сверху вниз от изобарических поверхностей 500 гПа и 51 гПа.

Использование водяного пара для изучения высоты тропопаузы сводится к определению значений минимальных отношений его смеси. Эти значения на экваторе хорошо коррелируют с термической тропопаузой, а в более низких широтах находятся выше нее [7]. Так же для обозначения границы между тропосферой и стратосферой может использоваться удельная влажность, однако ее вертикальный градиент все время увеличивается при переходе от стратосферы к тропосфере, поэтому затруднительно обозначить определенное значение удельной влажности [24].

Еще одним способом является нахождение связи между двумя величинами с разными значениями по обе стороны от тропопаузы. Такими величинами являются озон с высокой концентрацией в стратосфере и низкой в тропосфере и

водяной пар, концентрации которого высоки в тропосфере и низки в стратосфере. Если их концентрации одновременно известны, то по различиям их типичных значений можно определить уровень, где происходит обмен этих газов [25].

Химическая тропопауза рассчитывается на основе индивидуальных профилей или локальных измерений химических веществ, поэтому на ее основе тяжело составить представление о глобальной тропопаузе. Внедрение спутниковых систем с высоким разрешением должно решить эту задачу в скором будущем.

1.4 Меридиональная структура тропопаузы

Как говорилось ранее, осредненная во времени тропопауза довольно симметрична по долготе, особенно зимой, с небольшой зональной асимметрией вблизи внетропических струйных течений, но она сильно варьируется вдоль меридианов. Широко известно, что термическая тропопауза терпит разрывы в переходных областях между тропическими, умеренными и полярными воздушными массами [26], в этих же районах динамическая тропопауза испытывает сильный наклон [18]. Эти разрывы термической тропопаузы и искривление динамической не проявляются в осредненных по времени значениях давления на уровне тропопаузы, представленных в данной работе. Однако, на них косвенно указывают сильные меридиональные градиенты, что очевидно на широтах около 30° в обоих полушариях.

На рисунке 1.6 изображены меридиональные профили среднегодового значения термической и динамической тропопауз:



Рисунок 1.6 - Среднегодовой меридиональный профиль осредненных тропопауз за 1979-1993 годы, 12:00 UTC. ТНЕ – термическая тропопауза. Динамическая тропопауза: PV1 – 1,6 pvu, PV2 – 2,5 pvu, PV3 – 3,5 pvu (заимствованно из [10]).

Из рисунка можно увидеть, что в тропиках давление на уровне тропопаузы более или менее постоянно, в то время как во внетропическом регионе оно увеличивается по направлению к полюсам. Так же можно заметить градиент давления в субтропиках. Оба полушария кажутся вполне симметричными, в основном термическая тропопауза соответствует динамической тропопаузе со значениями 3,5 pvu, в то время как поверхности 1,6 pvu и 2,5 pvu систематически завышают давление в тропопаузе, но над полярной зоной Южного полушария обнаруживается смещение в сторону 2,5 pvu.

Как видно на рисунке 1.7, температура тропопаузы ведет себя обратным образом.



Рисунок 1.7 – Меридиональный ход температуры тропопаузы (заимствованно из [27]).

Тропическая тропопауза холоднее, тропопауз умеренных и полярных широт, в то время как полярная является самой теплой.

1.5 Изменчивость давления на уровне тропопаузы

Изображенный на рисунке 1.7, анализ стандартного отклонения давления на уровне тропопаузы показывает, что наибольшая изменчивость наблюдается в межсезонных масштабах [27].



Рисунок 1.7 – Диаграмма размаха, показывающая распределение стандартных отклонений высоты и давления на уровне тропопаузы (заимствованно из [27]).

Колебания, связанные с синоптическими процессами, так же имеют большое значение, в то время как изменчивость от месяца к месяцу, составляет лишь половину от синоптической. Наблюдаемая синоптическая вариативность сосредоточена преимущественно в умеренных широтах, поскольку в тропиках она довольно мала [27].

Как и в случае синоптической изменчивости, сезонная изменчивость выше в умеренных широтах, ее сезонный ход показан на рисунке 1.8:



Рисунок 1.8 – Сезонный ход давления (гПа) на уровне тропопаузы, полученный по данным COSMIC (заимствованно из [28]).

Как можно увидеть, сезонный цикл тропической тропопаузы очень слаб, конвекция вероятнее всего играет лишь второстепенную роль, при этом, циркуляция Брюера-Добсона должна вносить больший вклад [29]. В Северном полушарии внетропическая тропопауза выше летом и ниже зимой. На ряду с этим, в Южном полушарии наблюдается такой же сезонный ход только в умеренных широтах, а в полярных он имеет обратный порядок. Стоит обратить внимание, что в Северном полушарии выше 60° максимальное давление приходится на весну, со вторичным максимумом осенью.

Связь сезонного хода высоты тропопаузы с температурами верхней и нижней стратосферы была известна с ранних времен существования аэрологии [30]. Например, повышение тропопаузы зимой в полярных регионах Южного полушария можно объяснить большей амплитудой сезонных колебаний температуры в нижней полярной стратосфере по сравнению с более слабым

сезонным циклом в верхней тропосфере [1, 10]. Таким образом, сезонная эволюция характеризуется высокой степенью зональной симметрии [1].

В умеренных широтах сезонный ход температур нижней стратосферы обратен сезонному ходу температур верхней тропосферы, следовательно, максимальная разница температур и, как следствие, наибольшие значения высоты тропопаузы наблюдаются летом, а наименьшие зимой [10]. Выделение скрытого тепла во время конвективных процессов так же может влиять на подъем тропопаузы средних широт в теплый период [12].

Сезонная эволюция арктической тропопаузы менее зонально симметрична, чем в Антарктике, причем двухволновая картина характерна для приполярных районов Северной Европы, Западной Сибири и сильно высоких широт. Своеобразное двухволновое распределение давления на уровне тропопаузы в полярных регионах Северного полушария обусловлено ранним повышением температуры нижней стратосферы весной, что приводит к уменьшению разницы температур с верхней тропосферой в это время года [1]. В работе [11] было обнаружено, что весеннее максимальное давление в тропопаузе было связано с максимумом динамического нагрева (рисунок 1.9а), и что этот нагрев был сильнее в районах с двухволновым сезонным циклом. Автор связал это нагревание с потеплением в полярном вихре, обусловленном остаточной циркуляцией, вызванной волнами Россби, что согласуется с корреляцией, обнаруженной в работе [31] между полярной тропопаузой и индексом арктических колебаний, а также наблюдаемым давлением на уровне тропопаузы во время внезапного стратосферного потепления 2009 года [28].

На рисунке 1.9 изображен динамический нагрев (К/день) на поверхности 100 гПа в высоких широтах для зим с холодной и теплой стратосферой:



Рисунок 1.9 – Динамический нагрев (К/день) на поверхности 100 гПа для а) Арктики (сплошные линии обозначают зимы с холодной стратосферой, а пунктирные линии с теплой. Тонкие линии принадлежат району 10° з.д – 40° в.д, 70° – 80° с.ш, а толстые 140° з.д – 160° в.д, 70° – 80° с.ш.) и b) Антарктики (тонкие линии обозначают отсутствие озоновой дыры и принадлежат периоду

1979 – 1983 гг, а толстые ее присутствию за период 1989 – 1993 гг)

(заимствованно из [11]).

Динамический нагрев в Антарктике меньше, чем в Арктике (рисунок 1.9b), что объясняется более слабой остаточной циркуляцией в отсутствие орографического воздействия [32], за исключением австралийского лета, когда динамический нагрев Арктики близок к нулю. Происхождение этого динамического нагрева неясно [11], но в работе [33] автор предполагает, что гравитационные волны и/или волны с зональным волновым числом, большим или равным 8, могут вызывать необходимую циркуляцию.

Из вышеизложенного можно сделать вывод, что разница между тропосферными и стратосферными характеристиками обусловливает ряд возможных определений тропопаузы как уровня, на котором определенные переменные достигают пороговых значений, еще существуют НО все

значительные пробелы в понимании процессов, определяющих высоту тропопаузы и её изменчивость.

ГЛАВА 2. ДАННЫЕ: РАДИОЗОНДИРОВАНИЕ И РЕАНАЛИЗ

При изучении тропопаузы вертикальное разрешение данных играет ключевую роль. Данные радиозондирования имеют наилучшее разрешение по вертикали, но, как недостаток, они редко и неравномерно распределены по всему миру, что делает их менее пригодными для изучения крупномасштабных пространственных закономерностей, таких как режимы изменчивости, а временные ряды являются неполными.

Данные реанализа расположены на регулярной сетке, поэтому их применение решает проблемы редкости, пропусков данных и неравномерного распределения станций зондирования атмосферы, которые присутствуют у данных радиозондирования. Основным недостатком реанализа является более низкое разрешение по вертикали по сравнению с радиозондированием, что может повлиять на определение высоты тропопаузы. Тем не менее, несколько исследований [34, 35, 36] показали, что отклонения в высоте тропопаузы постоянны во времени, так что изменчивость тропопаузы при расчетах радиозондирования и реанализа аналогична. Также в работе [37] было выяснено, что тропопаузы, рассчитанные с их использованием весьма схожи, за исключением субтропиков. Хотя данные реанализа не являются эмпирически полученными значениями, но они широко использовались при изучении тропопаузы умеренных широт [10], её изменчивости [28, 38], а также её долгосрочных тенденций [6], что подтверждает их применимость. В исследовании [39] использовались данные GPS – радиозакрытия – относительно нового способа построения вертикальных профилей атмосферы с высоким вертикальным разрешением. Сравнение реанализа и GPS – радиозакрытия показало большую согласованность между их данными при определении характеристик тропопаузы.

В настоящей работе для анализа климатических изменений высоты тропопаузы применялись данные как радиозондирования, так и данные реанализа. Причем данные радиозондирования служили для проверки реанализа на пригодность использования.

2.1 Радиозондирование

Радиозондирование является наиболее точным и доступным методом контактных измерений термодинамических характеристик атмосферы. Конструктором, который изобрел первый в мире радиозонд является профессор Павел Александрович Молчанов. Запуск созданного им первого радиозонда был осуществлен 30 января 1930 года в Павловской аэрологической обсерватории.

В повседневной практике радиозондовые системы используются для измерения температуры [°C], давления [гПа] и относительной влажности [%], а также для определения ветра на высотах и геопотенциальной высоты. Стандартный геопотенциальный метр является единицей измерения геопотенциальной высоты, значения которой в тропосфере приблизительно равны геометрической высоте, выраженной в метрах.

Наблюдения на сети аэрологических станций проводятся в стандартные сроки 00 часов и 12 часов по UTC, информация получаемая с которых содержит в себе значения метеорологических величин на стандартных изобарических поверхностях (1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 и 10 гПа) и стандартных высотах над поверхностью земли, уровне тропопаузы и максимальной скорости ветра, а также на уровнях особых точек – резких изменений в вертикальной структуре температуры, влажности, скорости и направления ветра. Условием выбора особых точек является способность восстановить вертикальный профиль метеовеличин в тропосфере с точностью до

1°С для температуры и до 15% для влажности. Для температуры в стратосфере допустима точность в 2°С [40].

Значения температуры и влажности измеряются достаточно точными датчиками, а скорость и направление ветра рассчитывается исходя из изменения координат радиозонда. Полученная им информация передается посредством радиосигнала на наземную станцию, откуда потом поступает, в уже закодированном виде, в оперативные центры сбора информации. На сети Росгидромета в настоящее время для составления и передачи аэрологических телеграмм используется код КН-04, международной формой которого является код FM 12-YII SYNOP.

Основными наиболее используемыми видами измерений для интеграции их в модели численного моделирования являются аэрологические измерения температуры и влажности воздуха. Точные измерения их вертикальной структуры необходимы для всех видов прогнозирования, ведь по ней можно понять насколько устойчива атмосфера [41].

Наблюдения, получаемые с радиозондов, чрезвычайно важны для оценки изменения климата на высотах [42]. Для этого требуется, чтобы систематические погрешности радиозондовых измерений были стабильны во времени. Ранние радиозондовые наблюдения не могли обеспечить качественные измерения с низкой погрешностью метеовеличин, однако современные приборы способны предоставить надежную базу данных наблюдений.

Радиозондовые измерения проводятся на регулярной основе вплоть до высот порядка 30 – 40 километров. На самом деле, однако, из-за дороговизны оболочек и газа, которые могут обеспечить подъем аппаратуры на большие высоты с низким атмосферным давлением, большинство радиозондовых наблюдений в мире охватывают высоты лишь до 25 километров [41].

На рисунке 2.1 изображена сеть из около 900 аэрологических станций, расположенных по всему миру на конец 2009 года:



Рисунок 2.1 – Всемирная сеть аэрологических станций (заимствованно из [43])

Из рисунка можно увидеть, что, несмотря на внушительное количество пунктов радиозондовых измерений, довольно большая площадь земного шара все еще не покрыта сетью регулярных аэрологических наблюдений. К таким областям относятся Австралия и Африка, Арктика и Антарктика, а также водные поверхности мирового океана. Эту проблему помогает решить реанализ, подробная информация о котором будет предоставлена в ходе работы.

В работах современных ученых наиболее используемыми на данный момент архивами радиозондовых данных являются: RATPAC–Radiosonde Atmospheric Temperature Products for Assessing Climate (NOAA), RAOBCORE and RICH (Венский Университет), HadAT (Центр Хэдли) [42] и Integrated Global Radiosonde Archive [7, 16]. Отечественными базами данных являются архивы КАРДС и «Аэростаб» [41], а также ВНИИГМИ-МЦД. Эти массивы содержат наблюдения с 1978 года для российских станций и с 1984 года для зарубежных. Все файлы с данными перед размещением в архивы проходят статистическую

проверку [44]. Однако, для доступа к этим ресурсам требуется либо наличие регистрации или стороннего программного обеспечения, либо опыт работы с нестандартными форматами данных.

Одним из самых удобных, не требующих наличия регистрации и прочих навыков, ресурсов для извлечения радиозондовых данных является архив Университета Вайоминга [45]. В него входит информация из большого числа аэрологических станций со всего мира, данные которых формируются в виде таблиц, телеграмм кода КН-04, аэрологических диаграмм и годографов, предоставленных в разных цифровых форматах. Поэтому во время выполнения данной работы использовался набор данных именно из этого источника.

2.2 Реанализ

Чтобы объяснить изменения климата и текущие экстремальные погодные условия, важно иметь исторические наблюдения процессов, которые происходили в атмосфере Земли. Однако, наблюдения за атмосферой всегда распределялись неравномерно и, кроме того, сопровождались ошибками. Даже в эпоху спутников невозможно получить полную и точную картину состояния атмосферы на всем земном шаре. Чтобы решить эту проблему, были придуманы различные реанализы, которые заполняют пробелы в данных и согласуют их во времени.

Под реанализом подразумевается восстановление пространственновременных полей метеорологических величин в узлах регулярной сетки по данным наблюдений, используя модели динамики атмосферы. Эта процедура выполняется практически для всех метеорологических величин, включая атмосферное давление, температуру воздуха, скорость ветра, осадки, облачность, влажность и т.д. [46].

Для создания реанализа используются неизменные схема ассимиляции данных и модель расчета. Благодаря этому на каждом шаге по времени обеспечивается динамически согласованная оценка состояния атмосферы. В реанализ ассимилируются прошлые и настоящие краткосрочные прогнозы погоды, данные наблюдений из сети метеорологических станций, спутников, самолетов, морских судов и буев, а также радарные данные. Этот процесс имитирует создание ежедневных прогнозов погоды. Расчет состояния атмосферы на каждом новом шаге по времени основан на предыдущем анализе этого состояния и представляет собой физически согласованную смесь наблюдений. Реанализ обычно воспроизводится с более низким, по сравнению с реальными прогнозами, пространственным разрешением. Во время создания нового реанализа проводится работа по повышению качества и доступности прошлых данных наблюдений, например, путем оцифровки старых бумажных записей и повторной обработки существующей спутниковой информации[47].

В ходе выполнения данной работы использовался реанализ MERRA-2, подготовленный национальным управлением по аэронавтике и исследованию космического пространства (NASA) США.

2.3 MERRA-2

Ретроспективный анализ современной эпохи MERRA-2 представляет собой последний реанализ атмосферы современной спутниковой эпохи, подготовленный Управлением глобального моделирования и ассимиляции НАСА (GMAO). Он охватывает период с 1980 года по наши дни. Его разработка началась в июне 2014 года, чтобы заменить используемый на тот момент реанализ MERRA.

MERRA охватывала период 1979–2016 гг. и преследовала две основные цели: интегрировать спутниковые системы наблюдения за Землей (EOS) НАСА

в климатический контекст и улучшить представление гидрологического цикла по сравнению с предыдущими ретроспективными анализами. Ей удалось достичь этих целей, было установлено, что его качество сопоставимо с повторными анализами, проведенными NCEP и ECMWF. Продолжительное существование MERR'ы было сокращено системными ограничениями, которые препятствовали включению новых источников спутниковых данных помимо NOAA-18, запущенной в 2005 году. На момент закрытия в марте 2016 года, MERRA подвергалась риску значительного ухудшения качества как входной, так и выходной информации из-за выхода из строя некоторых наблюдательных систем, включая, например, EOS Aqua, которая предоставляла MERRA единственные источники гиперспектрального инфракрасного излучения и микроволнового излучения на полуденной орбите.

Реанализ MERRA-2 был разработан, чтобы обеспечить своевременную замену MERRA. В нём ассимилируются типы наблюдений, недоступные для его предшественника. Он содержит обновленные модели и схемы анализа систем наблюдения за Землей (GEOS), которые включают в себя изменения в модели прогноза, алгоритме анализа, системе наблюдений, коррекции температуры, полученной с самолета, граничные условия для температуры поверхности моря и т.д. MERRA-2 задуман как промежуточный реанализ, который использует последние разработки GMAO в области моделирования и усвоения данных для устранения некоторых известных ограничений MERRA и обеспечивает приближение к более долгосрочной цели GMAO по разработке комплексного анализа системы атмосферы Земли. Новые разработки в MERRA-2, имеющие отношение к этой цели, сосредоточены на аспектах криосферы и стратосферы, включая представление озона. В то же время основные аспекты системы MERRA-2, такие как алгоритм вариационного анализа и обработка наблюдений, Неизменной практически не изменились. также остается подготовка большинства традиционных источников данных, изначально использовавшихся в MERRA.

Ключевыми компонентами системы являются атмосферная модель GEOS версии 5.12.4 и схема анализа GSI. Модель строится на динамическом ядре конечного объема, в котором используется горизонтальная дискретизация в виде кубической сферы с разрешением $0.5^{\circ} \times 0.625^{\circ}$ и 72-мя гибридными уровнями до поверхности 0,01 гПа, что обеспечивает относительно равномерный шаг сетки на всех широтах и устраняет нестабильность вычислений вблизи полюсов. Это особенно важно для анализа стратосферы, где часто происходят сильные кроссполярные потоки, особенно во время крупных внезапных стратосферных потеплений, поскольку волны Россби планетарного масштаба возмущают полярный вихрь. Анализ выполняется на широтно-долготной сетке с тем же пространственным разрешением, что и модель атмосферы, с использованием алгоритма 3DVAR, основанного на GSI с 6-часовым циклом обновления.

Горизонтальная составляющая потенциальной завихренности вихря Эртеля часто используется, чтобы охарактеризовать стратосферную циркуляцию, где большие градиенты EPV подразумевают большие скорости ветра. Рисунок 2.2 иллюстрирует случай, когда проанализированные скорости ветра в MERRA и MERRA-2 достигли почти 170 м/с вблизи полярной стратопаузы в 12:00 UTC 2 января 1995.



Рисунок 2.2 – Стратосферная циркуляция за 12:00 UTC 2 января 1995 (заимствованно из [48]).

В глобальном масштабе (рис. 2.2a, b) поля EPV в MERRA и MERRA-2 кажутся похожими. В обоих случаях сильные ветры пересекают Северный полюс, огибая область с высокой EPV. Однако, при ближайшем рассмотрении видно, что EPV в MERRA (рис. 2.2c) имеет аномальные радиальные возмущения вблизи полюса, в то время как EPV в MERRA-2 (рис. 2.2d) показывает плавный и сильный градиент EPV в этой области. Также обратите внимание, что, хотя

самые большие разрывы в поле EPV у MERR'ы возникают вблизи самого полюса, их влияние может распространяться далеко за пределы этого места.

МЕRRА-2 содержит в себе большое количество переменных, которые могут быть расположены как на исходной сетке с семьюдесятью двумя уровнями по вертикали, так и на сорока двух интерполированных уровнях давления. Часовые временные интервалы данных используются для распределения двумерных переменных, а 3-х часовые интервалы для трехмерных [48].

ГЛАВА 3. КЛИМАТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЯ ВЫСОТЫ ТРОПОПАУЗЫ

Данная работа посвящена климатической оценке изменения высоты внетропической тропопаузы за сорокалетний период с 1980 по 2019 годы. Для этого были выбраны три метеорологические станции в городах Топика (39°02' с. ш. 95°41' з. д.), Санкт-Петербург (59°57' с. ш. 30°19' в. д.) и Черский (68°45' с. ш. 161°19' в. д.), соответственно относящиеся к субтропическому, умеренному и полярному климатическим поясам, для которых за этот период исследовалась изоэнтропическая поверхность 3,5 рvu, полученная из набора данных реанализа MERRA-2.

Как уже было описано выше, значения метеорологических величин, в частности потенциальной завихренности, полученных по данным реанализа, рассчитываются в узлах регулярной сетки и не являются инструментально измеренными. Поэтому утверждать, что тропопауза, построенная по этим значениям, дает точное представление о положении реальной тропопаузы будет несколько ошибочным.

Чтобы проверить насколько хорошо динамическая тропопауза, полученная по данным реанализа, согласуется с реальной тропопаузой, между ними был произведен корреляционный анализ. В качестве реальной тропопаузы использовалось понятие термической тропопаузы, потому что оно наиболее широко распространенно в научных кругах и, по сути, является единственным на данный момент определением тропопаузы, которое основано на регулярных инструментальных наблюдениях.

С целью проведения корреляционного анализа, для этих станций были загружены данные радиозондирования в период с 1 сентября 2021 года по 31 мая 2022 года в срок 00ч UTC в виде таблиц зондирования и телеграмм кода КН – 04.

Как показано на рисунке 3.1, в телеграммах уже указывается положение термической тропопаузы, рассчитанное автоматически по вертикальному градиенту температуры.

TTAA 51001 72456 99975 28259 05008 00046 //// //// 92735 22650 07009 85468 19024 24013 70121 12671 32027 50583 07193 33019 40754 16999 31034 30964 31194 29529 25090 41784 29031 20238 51580 31031 15420 62574 29519 10665 68568 32525 88121 69165 30531 77999 31313 51108 82307

Рисунок 3.1 – Часть А кода КН – 04 по данным радиозондирования, проведенным в Топике 1 сентября 2021 года в срок 00ч UTC

На уровне тропопаузы кодируются следующие параметры: давление, температура, дефицит точки росы, направление и скорость ветра.

Тем не менее, в телеграммах тропопауза указывается лишь один раз, что в случае множественных тропопауз может привести к ошибке ее идентификации. К тому же в работе [1] указывалось на то, что положение тропопаузы в них может указываться неверно из-за ошибок в автоматическом расчете. Поэтому для определения термической тропопаузы также был произведен непосредственный расчет вертикального градиента температуры между каждыми соседними изобарическими поверхностями из таблицы зондирования. Точка, выше которой вертикальный градиент температуры начинал удовлетворять требованиям [8], считалась нижней границей тропопаузы.

3.1 Сезонная изменчивость высоты тропопаузы

На рисунке 3.2 представлены графики временного хода высоты термической тропопаузы, полученные при расчете вертикального градиента температуры, в период с 1 сентября 2021 года по 31 мая 2022 года в срок 00ч UTC:



Рисунок 3.2 – Временной ход высоты тропопаузы

Из рисунка можно увидеть, что амплитуда высоты тропопаузы тем больше, чем ближе к экватору находится пункт наблюдения. Для Топики, за исследуемый период времени, наибольшие значения высоты приходятся на осень, а наименьшие на зиму, максимальное значение наблюдается 19 сентября – 16580 м, а минимальное 18 февраля – 7408 м, таким образом, мы наблюдаем размах в 9172 м. Весной тренд высоты тропопаузы начинает расти. Средняя высота по выборке равняется 12566 м.

В Санкт-Петербурге обнаруживается схожий с Топикой тренд высоты тропопаузы – осенью высота максимальна, а зимой минимальна, весной начинает расти. Только теперь этот тренд более сглажен из-за меньших амплитуд высоты. Максимальное значение отмечается 30 октября – 13246 м, а минимальное 6 января 6681м, размах составляет 6565 м. Средняя высота по выборке 9775 м.

Интересна ситуация на станции в поселке Черский. Тренд высоты тропопаузы ровный, почти независящий от смены времен года, наблюдается лишь небольшой рост тренда весной, поэтому сложно сказать в какое время года высота тропопаузы будет выше. В отличие от предыдущих случаев

максимальное и минимальное значение наблюдаются зимой, соответственно 6 января – 12174 м и 27 декабря 5798 м.

На рисунке 3.2 временной ход тропопаузы изображен относительно высоты, однако в наборах данных реанализа метеорологические величины строятся относительно давления, поэтому для проведения корреляционного анализа между реанализом и радиозондовыми наблюдениями, необходимо в последних определять положение давления на уровне тропопаузы.

На рисунках 3.3, 3.4 и 3.5 изображены графики временного хода давления на уровне тропопаузы во всех исследуемых пунктах, полученные как из расчета вертикального градиента температуры, так и из телеграмм КН – 04:



Рисунок 3.3 – Временной ход давления на уровне тропопаузы для станции Черский в период с 1 сентября 2021 года по 31 мая 2022 года в срок 00ч UTC



Рисунок 3.4 – Временной ход давления на уровне тропопаузы для станции Санкт-Петербург в период с 1 сентября 2021 года по 31 мая 2022 года в срок 00ч UTC



Рисунок 3.5 – Временной ход давления на уровне тропопаузы для станции Топика в период с 1 сентября 2021 года по 31 мая 2022 года в срок 00ч UTC

В целом видно, что тропопаузы, определенные по вертикальному градиенту температуры и полученные через телеграммы кода КН-04 хорошо сочетаются между собой. Однако, в Топике их согласованность выражена не так ярко. Причиной этого является то, что она расположена в субтропических широтах, где наблюдаются разрывы между тропической тропопаузой и тропопаузой умеренных широт, что затрудняет их идентификацию. Как раз в таких ситуациях динамическая тропопауза испытывает наклон, не претерпевая при этом разрыва, что очень удобно при климатической оценке.

Сравнив эти рисунки с рисунком 3.2, можно убедиться, что при понижении тропопаузы давление увеличивается, а при повышении уменьшается. Что означает обратную зависимость между ними, которая хорошо видна на графиках с обратным порядком значений для давления.

3.2 Положение тропопаузы в зависимости от синоптических процессов

Для климатической оценки высоты тропопаузы важно представлять то, как она реагирует на те или иные синоптические процессы, происходящие в атмосфере. Это нужно, чтобы понимать какое барическое образование вносит свой вклад в изменение климата. Например, длительное повышение тропопаузы наоборот, блокирующими антициклонами можно связать С И частая может повторяемость низких тропопауз говорить 0 систематическом прохождении циклонов.

На рисунке 3.3 можно увидеть, что 6 января в Черском произошло сильное повышение высоты тропопаузы, она достигла максимальных значений за рассматриваемый период. Самое интересное заключается в том, что этот подъем произошел в зимнее время года. Если минимальные значения высоты тропопаузы в зимний период можно объяснить понятными причинами в виде пониженных температур, то этот случай, кажется неправдоподобным. Однако, рассмотрев синоптическую ситуацию, можно убедиться в том, что этому имеется разумное объяснение.

На рисунке 3.6 изображена геопотенциальная высота на изобарической поверхности 500 гПа в период с 3 по 6 января 2022 года:



Рисунок 3.6 – Карта геопотенциальной высоты на поверхности 500 гПа во время вторжения тропического воздуха в высокие широты (а – 3 января, б – 4 января, в – 5 января, г – 6 января), красным треугольником обозначен поселок Черский (заимствованно из [49])

Из рисунка можно увидеть, что 3 января 2022 года над севером Тихого океана в средней тропосфере наблюдался волнообразный изгиб ВФЗ (высотный гребень), который сформировал на данной высоте узконаправленное вторжение тропического воздуха над исследуемым регионом. У земли ему соответствовала западная периферия антициклона. В дальнейшем, в зоне высотного гребня, над

Чукоткой сформировался обособленный очаг повышенного давления, который и привел, к повышению высоты тропопаузы.

Также к нетипичным ситуациям можно отнести внезапное опускание высоты тропопаузы, изображенное на рисунке 3.5, 12 ноября 2021 года в г. Топика. Оно было связано с вторжением холодного полярного воздуха в средние и субтропические широты США (рисунок 3.7).



Рисунок 3.7 – Карта геопотенциальной высоты на поверхности 500 гПа во время вторжения арктического воздуха в низкие широты США 12 ноября 2021 года 00ч UTC, красным треугольником обозначена Топика (заимствованно из

На рисунке видно, что станция в городе Топика находится на циклонической стороне высотной фронтальной зоны, где преобладает арктическая воздушная масса с низкими температурами и, как следствие, низкой полярной тропопаузой.

На рисунке 3.8 представлена карта распределения геопотенциальной высоты и потенциальной завихренности за 12 ноября 2021 года в срок 00ч UTC, построенные по данным реанализа MERRA2 на изобарической поверхности 500 гПа.



Рисунок 3.8 – Геопотенциальная высота и потенциальная завихренность на 500 гПа (заимствованно из [50])

Как можно увидеть, Топика находится в зоне повышенных значений вихря Эртеля с примерным значением на данной изобарической поверхности 2 pvu. В этой области наблюдается вторжение стратосферного воздуха в тропосферу, изза чего образуется складка динамической тропопаузы, а термическая тропопауза в таких ситуациях нередко терпит разрыв, поэтому и происходит их опускание.

Таким образом, барические образования вносят существенный вклад в изменение высоты тропопаузы.

3.3 Корреляционный анализ

Как говорилось ранее, в ходе данного исследования для климатической оценки высоты тропопаузы использовалась динамическая тропопауза, соответствующая изоэнтропической поверхности 3,5 pvu. Чтобы проверить насколько хорошо динамическая тропопауза согласуется с термической, между ними был произведен корреляционный анализ по формуле:

$$r = \frac{\sum (x - \bar{x})(y - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x - \bar{x})^2 \cdot \sum (y - \bar{y})^2}}$$
(4)

С этой целью для исследуемых станций за каждый день в период с 1 сентября 2021 года по 24 декабря 2021 года в срок 00ч, с помощью программного пакета OpenGrads, из набора данных реанализа MERRA-2 были извлечены значения потенциальной завихренности со стандартных уровней давления MERRA-2 (500, 450, 400, 350, 300, 250, 200, 150 и 100 гПа). Получается, всего было исследовано девять уровней.

Диапазон от 500 до 100 гПа был выбран из тех соображений, что ниже 500 гПа могут обнаруживаться большие значения потенциальной завихренности, связанные не с переходом от тропосферного воздуха к стратосферному, а с взаимодействием атмосферы с подстилающей поверхностью. Как правило, во

внетропических широтах тропопауза редко поднимается выше уровня 100 гПа, этим и обусловлена верхняя граница исследования. При этом значения давления, на которых находилась изоэнтропическая поверхность 3,5 pvu, не были известны. Для того, чтобы определить эти уровни, производилась линейная интерполяция.

На рисунке 3.9 изображен пример выходных данных значений потенциальной завихренности по реанализу для Санкт-Петербурга. Значения потенциальной завихренности в столбцах распределены на уровнях давления слева на право от 500 до 100 гПа, а каждая строка обозначает один день в срок 00ч UTC.

0.598	0.650	0.722	0.767	0.635	0.798	1.550	2.304	9.209
0.609	0.609	0.524	0.466	0.508	0.760	0.760	2.189	9.446
0.546	0.381	0.433	0.306	0.341	0.493	0.662	1.490	8.829
0.360	0.277	0.434	0.373	0.381	0.439	0.220	0.508	8.711
0.323	0.442	0.547	0.344	1.146	2.376	1.067	0.473	8.078
0.475	0.487	0.332	0.440	0.864	0.651	0.992	0.895	6.952
0.459	0.301	0.195	0.235	0.875	1.789	1.210	1.224	7.098
0.236	0.115	-0.092	-0.208	-0.180	1.032	1.690	1.197	7.608
0.231	0.283	0.126	0.030	0.388	1.174	1.505	1.330	9.043
0.304	0.381	0.361	0.365	0.182	0.225	0.048	0.078	9.398
0.329	0.485	0.408	0.293	0.361	0.306	0.020	0.536	10.669
0.345	0.381	0.512	0.257	0.135	-0.042	-0.560	0.988	11.275
0.265	0.257	0.415	0.073	0.324	0.463	0.014	4.495	10.775
0.339	0.138	0.205	0.273	0.385	0.104	0.067	2.558	11.225
0.467	0.308	0.640	0.977	0.279	0.061	0.361	1.818	11.171
0.128	0.279	0.744	1.726	1.593	0.201	0.579	2.014	9.255
0.037	0.135	0.065	0.159	0.226	0.338	0.853	2.197	9.940
0.349	0.442	0.255	0.342	0.537	0.848	0.711	1.473	10.885
0.794	0.659	0.697	0.605	0.645	0.810	0.490	0.967	11.427
2.102	1.868	1.330	0.771	0.025	0.005	0.222	0.825	11.182
0.090	0.605	1.221	0.758	0.414	0.378	0.544	0.754	11.823
0.899	1.111	1.319	0.555	0.223	0.221	0.416	0.721	10.808
0.951	1.214	1.075	0.735	0.223	0.231	0.338	0.761	9.900
0.997	0.601	0.465	0.489	0.160	0.261	0.321	0.643	11.026
1.226	0.709	0.479	0.406	0.090	0.218	0.121	0.148	11.372

Рисунок 3.9 – Выходные данные реанализа MERRA-2.

Из рисунка можно увидеть, что зачастую разница в потенциальной завихренности между уровнями давления велика, поэтому интерполяция производилась достаточно грубо.

Результаты корреляционного анализа представлены в таблице 3.1.

Черский									
	Коэф.корреляции	При уровне	Критические						
		значимости	значения						
		5%							
град.темп-	0,98	51,83	1,67	значим					
телеграммы									
град.темп-	0,46	4,93	1,67	значим					
реанализ									
реанализ-	0,45	4,89	1,67	значим					
телеграммы									
Санкт-Петербург									
	Коэф.корреляции	При уровне	Критические						
		значимости	значения						
		5%							
град.темп-	0,96	31,61	1,67	значим					
телеграммы									
град.темп-	0,39	4,11	1,67	значим					
реанализ									
реанализ-	0,37	3,87	1,67	значим					
телеграммы									
		Топика							
	Коэф.корреляции	При уровне	Критические						
		значимости	значения						
		5%							
град.темп-	0,49	6,00	1,66	значим					
телеграммы									
град.темп-	0,03	0,37	1,66	не					
реанализ				значим					
реанализ-	0,39	4,49	1,66	значим					
телеграммы									

Таблица 3.1 – Результаты корреляционного анализа.

Из таблицы видно, что динамическая тропопауза, построенная по данным реанализа, для Санкт-Петербурга и Черского имеет умеренную корреляцию с термической тропопаузой, построенной как по расчету вертикального градиента температуры, так и по указанным в телеграммах значениям. Исключением является Топика, где корреляция даже между определенными разными способами термическими тропопаузами составляет 0,49. По тому как на этой станции реанализ коррелирует с термическими тропопаузами, можно сделать вывод, что для Топики, тропопауза, определенная по вертикальному градиенту температуры определена неверно, ведь коэффициент корреляции между ними составляет всего 0,03. Можно было бы сказать, что ошибка произошла при определении тропопаузы по данным из телеграмм и реанализ не имеет никакой связи с термической тропопаузой. Однако, в Санкт-Петербурге и Черском, при почти совпадении термических тропопауз, их полном корреляции динамическими мало отличаются. Поэтому в Топике стоит опираться на взаимосвязь между реанализом и термической тропопаузой, построенной по телеграммам.

Лучше всего между собой коррелируют тропопаузы на станции Черский, что не удивительно, ведь она находится в полярных широтах, где сезонный ход высоты тропопаузы выражен слабо, а влияние циркумполярного вихря и, как следствие, низких температур, вероятно обуславливают редкую сменяемость воздушных масс с большими градиентами метеорологических величин, что приводит некоторой стабилизации положения тропопаузы. Это, в свою очередь, уменьшает вероятность возникновения разницы в высотах термической и динамической, которая появляется над циклонами и антициклонами.

Несмотря на то, что для всех станций корреляционный анализ показал умеренную, а не высокую корреляцию, оценка ее значимости говорит о том, что связь между динамической и термической тропопаузами основана не на пустом месте, а на определенных закономерностях и имеет физическое обоснование. Поэтому использование динамической тропопаузы на изоэнтропической

поверхности 3,5 pvu по данным реанализа пригодно для климатической оценки высоты тропопаузы.

К тому же, относительно небольшая корреляция может быть обусловлена использованием линейной интерполяции при том, что имело место быть наличие большой разницы между значениями потенциальной завихренности между уровнями давления, на которых интерполировалась изоэнтропическая поверхность 3,5 pvu. Вероятно, при интерполяции другими, более точными способами, например, кубическими сплайнами, коэффициент корреляции должен вырасти.

На рисунках 3.10, 3.11 и 3.12 изображены графики временного хода давления на уровне тропопаузы по данным радиозондирования и реанализа для исследуемых пунктов за период с 1 сентября по 24 декабря 2021 года в срок 00ч:



Рисунок 3.10 – Временной ход давления на уровне тропопаузы в Черском



Рисунок 3.11 – Временной ход давления на уровне тропопаузы в Санкт-Петербурге



Рисунок 3.12 – Временной ход давления на уровне тропопаузы в Топике

Из рисунков видно, что интерполированная по данным реанализа динамическая тропопауза на поверхности 3,5 рvu достаточно хорошо, для последующей климатической оценки, описывает термическую тропопаузу, определенную как по вертикальному градиенту температуры, так и по телеграммам кода КН-04. Как говорилось ранее, исключением является Топика. Из-за сложной стратификации в субтропических широтах определение тропопаузы в них затруднено, поэтому для определения положения термической тропопаузы на этой станции лучше всего пользоваться данными из телеграмм. Стоит учесть, что динамическая тропопауза в принципе не является термической и никогда не будет в точности ее описывать. Она будет выше над антициклонами и ниже над циклонами, что можно увидеть из графиков, где достаточно высоким и/или низким положениям термической тропопаузы соответствуют значения динамической тропопаузы с небольшой разницей в ту или другую сторону. Так, например, в Санкт-Петербурге в течение всего сентября динамическая тропопауза почти идеально описывает термическую, 21 сентября в Топике разница между ними составляет всего лишь 5 гПа, а в Черском 29 октября 1 гПа.

При расчете климатических изменений высоты тропопаузы, такие небольшие отклонения не должны вносить существенный вклад в оценку климата, так как из-за осреднения по времени они будут сглаживаться. Большую роль должны играть сезонный ход тропопаузы и изменчивость ее высоты в зависимости от синоптической ситуации.

3.4 Полученные результаты

В настоящей работе анализировалось изменение климата по данным реанализа MERRA-2 за сорокалетний период с 1980 по 2019 годы на трех метеорологических станциях, относящихся к полярному (Черский), умеренному (Санкт-Петербург) и субтропическому (Топика) климатическим поясам. В качестве индикатора его изменений использовалась динамическая тропопауза на изоэнтропической поверхности 3,5 рvu. С этой целью, для каждой станции были построены графики динамической тропопаузы, изображенные на рисунке 3.13,

которые осредненялись по двадцатилетиям. Первое двадцатилетие осреднялось с 1980 по 1999 годы, а второе с 2000 по 2019 года.



Рисунок 3.13 - Осредненные по двадцатилетиям динамические тропопаузы на поверхности 3.5 pvu (красные линии – первое десятилетие,

```
синие линии – второе)
```

Из рисунка можно увидеть, что в Топике за последние 20 лет тропопауза стала выше в период с середины марта по начало июня, что можно связать с систематическим повышением температуры воздуха в этот промежуток времени, это повышение может быть вызвано как общим повышением температуры в этот интервал времени, так и увеличением количества стационирующих антициклонов или возросшей продолжительностью их стационирования, что, по-моему, менее вероятно. Однако, этот вопрос, как и многие другие, которые появятся в этой работе, требует более детального изучения, поэтому в дальнейшем, она будет сведена лишь к описанию заметных изменений высоты тропопаузы и попытке их объяснить.

Возвращаясь к описанию изменения высоты тропопаузы в Топике, можно отметить, что в начале июля и середине августа заметны существенные повышения давления на уровне тропопаузы порядка десятков гектопаскалей, которые вероятно образованы учащением прохождения циклонических циркуляций. Отдельный интерес вызывает ноябрь, особенно его начало. Предшествующим низким положениям тропопаузы пришли на смену высокие, что можно связать с заменой в этот период циклонических циркуляций на антициклонические. При более детальном анализе можно заметить, что это так лишь отчасти, вероятнее всего произошло смещение волн Россби, которые стали проходить позже. Вообще, такие большие изменения высоты тропопаузы в столь короткие сроки характерны во время прохождения холодных фронтов в циклонах в стадии максимального развития, где в области за холодным фронтом образуется складка тропопаузы.

В Санкт-Петербурге заметные повышения высоты тропопаузы начали происходить осенью в период с сентября по октябрь и с середины октября по ноябрь, что может быть связано с вторжением южных циклонов в более северные районы восточной Европы и затоком теплого тропического воздуха. Несмотря на это, в середине октября на небольшой промежуток времени тропопауза

становится ниже, это может быть объяснено обратным процессом – вторжением арктических воздушных масс воздуха.

Хочется обратить внимание на понижение тропопаузы в течение всего июня, которое скорее всего происходит из-за все тех же вторжений арктического воздуха. На момент написания данной работы, над Санкт-Петербургом как раз происходит данный процесс. На рисунке 3.14 изображена синоптическая карта за 01.06.2023в срок 00ч UTC:



Рисунок 3.14 – Синоптическая карта за 01.06.2023в срок 00ч UTC (заимствованно из [51])

Как можно увидеть, изобары циклона, расположившегося над северозападом Российской Федерации, Баренцевым морем и Северным Ледовитым океаном, почти параллельны меридианам, что говорит о затоке холодного арктического воздуха на территорию Ленинградской области, и, как следствие, понижению высоты тропопаузы из-за низких температур.

Также максимум давления на уровне тропопаузы стал наблюдаться с середины февраля по начало апреля, это может быть вызвано прохождением череды циклонов с сильными складками тропопаузы позади холодных фронтов.

В Черском наиболее сильные повышения тропопаузы начали происходить с начала июля по середину августа, причиной которых скорее всего является увеличение продолжительности нахождения блокирующего антициклона над Восточной Сибирью. Действительно, в последние годы летом территория Якутии все чаще подвергается засухе. Также заметное понижение давления на уровне тропопаузы наблюдается в первой половине января. В части 3.2 данной главы приведен пример повышения тропопаузы 6 января 2022 года, когда антициклон, пришедший с юга Тихого океана, принес с собой теплый воздух из низких широт. Увеличение числа подобных случаев и привело, по моему мнению, к такому ходу тропопаузы в последние годы. В течение осени наблюдается обратный волновой сдвиг временного хода высоты тропопаузы.

Существенные низкие тропопаузы стали обнаруживаться в середине февраля, конце марта и начале апреля, и конце апреля – начале мая, а также в середине сентября и конце декабря.

На рисунках 3.15, 3.16, 3.17, с целью проведения более детального анализа, изображены графики, сравнивающие между собой осредненные десятилетия. На них динамическая тропопауза представлена четырьмя линиями. Красные линии обозначают первое десятилетие, синие – второе, зеленые – третье, а оранжевые – четвертое.



Рисунок 3.15 – Осредненные по десятилетиям динамические тропопаузы на поверхности 3.5 рvu для Топики



Рисунок 3.16 – Осредненные по десятилетиям динамические тропопаузы на поверхности 3.5 рvu для Санкт-Петербурга



Рисунок 3.17 – Осредненные по десятилетиям динамические тропопаузы на поверхности 3.5 рvu для Черского

На весеннее повышение и июльское понижение тропопаузы в Топике, оба десятилетия оказывают равнозначное влияние, также как, и на волновой сдвиг осенью. В августе понижение тропопаузы в большей степени связано с последним десятилетием. Низкая тропопауза в конце ноября находит себя в восьмидесятые.

В Санкт-Петербурге холодный июнь обусловлен по большей части последним десятилетием, а относительно высокая тропопауза с февраля по апрель нулевыми годами нашего века. В прочие процессы соизмеримый вклад внесли оба последних десятилетия.

В Черском на процессы, происходящие в январе и сентябре, в большей степени оказывает влияние последнее десятилетие, а на процессы, происходящие в феврале и декабре – третье. В летний период повышение тропопаузы обусловлено как третьим, так и четвертым десятилетиями, при чем третье вносит чуть больший вклад. Также они сопоставимо влияют на весеннее понижение высоты тропопаузы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В проведенном исследовании были проанализированы сезонный ход высоты тропопаузы и влияние синоптических процессов на ее высоту. Также был произведен корреляционный анализ между радиозондированием и реанализом с целью определения подходящей изоэнтропической поверхности, для установления положения динамической тропопаузы, которая наилучшим образом бы описывала термическую. Вместе с тем, по данным реанализа, оценивались климатические изменения высоты тропопаузы в период с 1980 по 2019 годы для Топики, Санкт-Петербурга и Черского.

По итогам проделанной работы можно сделать следующие выводы:

- 1. Тропопауза сильнее всего изменчива в сезонных и синоптических масштабах.
- 2. Динамическая тропопауза, определенная на изоэнтропической поверхности 3,5 pvu, наилучшим образом описывает термическую во всех трех исследуемых пунктах.
- 3. За последние 20 лет повышение высоты тропопаузы наиболее ярко выражено в начале ноября и весенний период для Топики, осенний период для Санкт-Петербурга и в начале января, а также с июля по середину августа для Черского.
- 4. За те же 20 лет, заметное понижение высоты тропопаузы происходит в середине августа и начале июля для Топики, в июне и в период с февраля по апрель для Санкт-Петербурга и с февраля по май для Черского.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- Zängl, G., and K. P. Hoinka, 2001: The tropopause in the Polar Regions, J. Climate, 73, 1383-1399, DOI: <u>http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<3117:TTITPR>2.0.CO;2</u>.
- 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.
- Thouret, V., Marenco, A., Ned' elec, 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.
- 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.
- 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.
- 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
- Иванова А.Р., 2013: Тропопауза многообразие определений и современные подходы к идентификации. Метеорология и гидрология. 38, 808–817.
- 8. WMO, 1957: Definition of the tropopause.WMO Bull., 6, 136.

- 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.
- 10.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.
- 11.Zängl, G., 2002: Dynamical heating in the polar lower stratosphere and its impact on the tropopause. J. Geophys. Res. 107, 5.
- 12.Wong, S. and W.-C. Wang, 2000: Interhemispheric asymmetry in the seasonal variation of the zonal mean tropopause. J. Geophys. Res., 10
- 13.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.
- 14.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.
- 15.Wirth, V., 2001: Cyclone–Anticyclone Asymmetry Concerning the Height of the Thermal and the Dynamical Tropopause. J. Atmos. Sci., 58, 26–37.
- 16.Añel, J. A., J. C. Antuña, L. de la Torre, R. Nieto and L. Gimeno, 2007: Global statistics of multiple tropopauses from the IGRA database. Geophys. Res. Lett., 34, 1–5.
- 17.Шакина Н.П., Динамика атмосферных фронтов и циклонов Л., Гидрометиздат, 1985., 263 с.
- 18.Шакина Н.П. Лекции по динамической метеорологии. М.: ТРИАДА ЛТД, 2013. – 160 с.
- 19.Hoerling, M. P., T. D. Schaack, and A. J. Lenzen, 1991: Global objective tropopause analysis. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 1816–1831.
- 20.Mateus, P.; Mendes, V.B.; Pires, C.A. Global Empirical Models for Tropopause Height Determination. Remote Sens. 2022, 14, 4303. https://doi.org/10.3390/ rs14174303.

- 21.Wirth, V., 2000: Thermal versus dynamical tropopause in upper tropospheric balanced flow anomalies. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 126, 299–317.
- 22.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.
- 23.Stajner I., Wargan K., Pawson S., et al. Assimilated ozone from EOS-Aura:
 Evaluation of the tropopause region and tropospheric columns. J.
 Geophys. Res., 2008, vol. 113, D16S32, pp. 1—17.
- 24.Cox B. D., Bithell M., and Gray L. J. Modelling of stratospheric intrusions within a mid-latitude synoptic-scale disturbance. — Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 1997, vol. 123, pp. 1277—1403.
- 25.Zahn A., Brenninkmeijer C. A. M., and van Velthoven P. F. J. Passenger aircraft project CARIBIC 1997—2002. Part I: The extratropical chemical tropopause. — Atmos. Chemistry and Physics Discussion, 2004, vol. 4, pp. 1091—1117.
- 26.Hess, S. L., 1948: Some new mean meridional cross sections through the atmosphere. J. Meteor., 5, 293–300.
- 27.Seidel, D., and W. Randel, 2006: Variability and trends in the global tropopause estimated from radiosonde data. J. Geophys. Res., 111, 1–17.
- 28.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.
- 29.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.
- 30.Hoinka, K. P., 1997: The tropopause: discovery, definition and demarcation. Meteorol. Zeitschrift, 6, 281–303.
- 31.Highwood, E.J. and B. J. Hoskins, 2000: Properties of the Arctic Tropopause, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 126, 1515–1532, DOI: 10.1002/qj.49712656515

- 32.Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood, and
 L. Pfister, 1995: Stratosphere–troposphere exchange. Rev. Geophys., 33, 403–439, doi:10.1029/95RG02097.
- 33.Rosenlof, K. H., 1996: Summer hemisphere differences in temperature and transport in the lower stratosphere, J. Geophys. Res., 101, 19,129–19,136
- 34.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.
- 35.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.
- 36.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.
- 37.Reichler, T., M. Dameris, and R. Sausen, 2003: Determining the tropopause height from gridded data. Geophys. Res. Lett., 30, 2042, doi:10.1029/2003GL018240.
- 38.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
- 39.Liu, Y., T. Xu, and J. Liu (2014): Characteristics of the Seasonal Variation of the Global Tropopause Revealed by COSMIC/GPS Data. Adv. Sp. Res., doi:10.1016/j.asr.2014.08.020
- 40.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.
- 41. 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.

- 42.Червяков М. Ю., Шаркова С. А. Изменчивость характеристик тропопаузы в Арктике по данным радиозондирования атмосферы // Изв. Сарат. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2019. Т. 19, вып. 1. С. 42–48. DOI: https://doi.org/10.18500/1819- 7663-2019-19-1-42-48
- 43.Thorne P.W., Lanzante J.R., Peterson T.C., Seidel D. J. and Shine K. P. Tropospheric temperature trends: history of an ongoing controversy. // Climate Change, 2010, vol. 2, No. 1
- 44.Алдухов О. А., Черных И. В. Методы анализа и интерпретации данных радиозондирования атмосферы. Контроль качества и обработка данных : в 3 т. Обнинск : ВНИИГМИМЦД, 2013. Т. 1. 216 с.
- 45.http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html
- 46.А. В. Бухановский, Л. И. Лопатухин// ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ и ПРИКЛАДНАЯ ГИДРОФИЗИКА, 2015. Т. 8, № 4
- 47.<u>https://www.ecmwf.int</u>
- 48.Ronald Gelaro, et al., 2017, J. Clim., doi: 10.1175/JCLI-D-16-0758.1
- 49.www.wetterzentrale.de
- 50.https://fluid.nccs.nasa.gov
- 51.https://meteoinfo.ru/mapsynop