



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение

высшего образования

«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра метеорологических прогнозов

***ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА***

(бакалаврская работа)

На тему: «Сравнение климатических трендов по данным современных реанализов»

Исполнитель Егорова Юлия Андреевна

(фамилия, имя, отчество)

Руководитель кандидат физико-математических наук

(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)

«25 » мая 2022 г.

Санкт-Петербург  
2022

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
ГЛАВА 1.....	5
1.1 Реанализ .....	5
1.2 Климатические тренды в атмосфере.....	9
ГЛАВА 2.....	15
2.1 Используемые данные .....	15
2.2 Оценка значимости. Т-тест Уэлча.....	16
ГЛАВА 3.....	20
3.1 Оценка среднезональной температуры за два одиннадцатилетних периода .....	20
3.2 Оценка зональной компоненты скорости ветра за два одиннадцатилетних периода.....	22
3.3 Построение и анализ разницы по температуре.....	24
3.4 Построение и анализ разницы между двумя 11-летними интервалами по зональному ветру .....	29
3.5 Построение и анализ разницы между двумя 11-летними интервалами по геопотенциалу .....	35
СПИСОК ИСТОЧНИКОВ.....	43

## ВВЕДЕНИЕ

В последние годы отмечается повышенный интерес ученых к стратосферно-тропосферной связи. И уже нельзя пренебрегать влиянием стратосферы на тропосферные процессы, так как видимые изменения стратосферной циркуляции приводят к специфическим последствиям для погоды в нижних слоях атмосферы и изменения климата. Большинство исследований посвящено концентрации озона в стратосфере. Содержание озона и других радиационно-активных газовых примесей является одним из наиболее важных факторов, влияющих на температуру и, следовательно, на динамический режим этой области атмосферы. Однако индивидуальный анализ изменчивости температуры необходим, так как тренды температуры стратосферы позволяют выделить антропогенное воздействие и естественные процессы, влияющие на климат. Хорошо известно, что нижняя и средняя тропосфера нагреваются, а стратосфера охлаждается, что доказано всеми доступными наборами данных.

В работах (2017, 2018)[1] проанализированы многолетние изменения зонально осредненной температуры, ветра, геопотенциальной высоты и волновой активности SPW на временном интервале 1995–2016 гг. на основе реанализов с использованием данных Метеобюро Великобритании, Ретроспективного анализа современной эры для исследований и приложений (MERRA), данные 55-летнего реанализа Японии (JRA-55), и ERA-Interim. Исследование показало увеличение внутрисезонной изменчивости среднего зонального ветра и температуры на средних широтах в нижней стратосфере и статистическая значимость этих изменений составляет около 95%.[1] Исследование [2] показывает, что на верхних уровнях стратосферы наблюдается значительная изменчивость среднего зонального ветра и температуры. Современные продукты реанализа позволяют решать различные задачи и делать выводы о динамической ситуации на высотах мезосферы.

Цель настоящего исследования — провести сравнение климатических трендов для температуры, зональной компоненты ветра и геопотенциала по данным современных реанализов.

Для достижения цели исследования были поставлены и выполнены следующие задачи:

- Подготовить данные двух реанализов: ERAint и JRA55 для двух одиннадцатилетних периодов с 1997 по 2007 и с 2008 по 2018;
- Рассчитать и сравнить среднезональные значения температуры, зональной компоненты ветра и геопотенциала для зимних месяцев в Северном полушарии для двух одиннадцатилетних периодов с использованием данных двух реанализов;
- Проанализировать разницу в метеорологических характеристиках между двумя одиннадцатилетними временными интервалами для каждого реанализа данных;
- Оценить разницу между двумя десятилетиями для среднезональных температуры, зонального ветра и геопотенциала;
- Рассчитать статистическую значимость изменения среднезональных температуры, зонального ветра и геопотенциала;
- Оценить статистическую значимость полученных результатов;
- Сравнить полученные результаты с результатами аналогичных исследований.

## ГЛАВА 1

### 1.1 Реанализ

Необходимость количественной оценки прошлых и нынешних климатических условий порождает потребность в высококачественном наборе данных с однородностью в пространстве и времени для поддержки климатических исследований и связанных с ними услуг, таких как сезонные прогнозы, анализ экстремальных погодных условий и мониторинг климата.

Одним из передовых способов в метеорологии и климатологии – считается внедрение полей реанализа. Эти данные имеют все шансы быть применены как в базовых (например, изучение климатических обратных связей), также и в прикладных задачах (расчет максимально вероятного промерзания грунтов и т.д.). На данный момент разработкой реанализов, которые включают в себя сложную процедуру ассимиляции и согласования разнородных данных (станционные, судовые, спутниковые наблюдения) заняты несколько научных центров.

Наиболее известные архивы данных реанализа: NCEP/NCAR – совместный проект Национальных Центров Предсказания Окружающей Среды (National Centers for Environmental Prediction) – NCEP и Национального Центра Изучения Атмосферы (National Center for Atmospheric Research) – NCAR, ERA – продукт Европейского центра среднесрочных прогнозов (ECMWF). В последнее время активно используются данные реанализа JRA-55, созданного Японским Метеорологическим Агентством (JMA), совместно с Центральным Научно-исследовательским Институтом Электроэнергетики (CRIEPI)

Примеры наборов данных реанализа включают реанализ ECMWF, ретроспективный анализ современной эпохи для исследований и приложений, версия 2 (MERRA-2), а также промежуточный реанализ ERA и JRA-55, проведенные Японским метеорологическим агентством.

Реанализ представляет собой динамически сглаженные и согласованные данные из определенного набора архивных наблюдений с использованием гидродинамической модели фиксированной конфигурации. Реанализ — это не данные наблюдений, но и не данные чистого моделирования.

Чаще всего анализы используются для исследований погоды, климатических исследований, моделирования различных погодных явлений с высоким разрешением, в качестве основы для моделей морских волн и динамики океана.

Реанализ — современный инструмент, широко использующийся в большинстве исследований.

Проект реанализа включает в себя повторную обработку данных наблюдений за длительный исторический период с использованием согласованной современной системы анализа для создания набора данных, который может быть использован для метеорологических и климатологических исследований [3].

Основной вклад национальных метеорологических служб — это наблюдения устройств, называемых радиозондами или метеозондами, которые измеряют различные параметры атмосферы и передают их на стационарный приемник, а также наблюдения метеорологических спутников. Всемирная метеорологическая организация стремится стандартизировать приборы, методы наблюдений и сроки проведения этих наблюдений во всем мире. Станции сообщают либо ежечасно в отчетах METAR, либо каждые шесть часов в сводных отчетах. Эти наблюдения расположены нерегулярно, поэтому они обрабатываются методами ассимиляции данных и объективного анализа, которые выполняют контроль качества и получают значения в местах, которые могут быть использованы математическими алгоритмами модели.

Некоторые глобальные модели используют конечные разности, в которых мир представлен в виде дискретных точек на равномерно распределенной сетке широты и долготы; другие модели используют спектральные методы, которые

определяют диапазон длин волн. Затем данные используются в модели в качестве отправной точки для прогноза [4].

#### Подробнее об ERA-Interim

ERA-Interim – это реанализ третьего поколения. Это глобальный атмосферный анализ, проводимый ECMWF с 1 января 1989 года и продолжающийся почти в режиме реального времени. Некоторые неточности, обнаруженные в ERA-40, были устранены или сведены к минимуму, такие как слишком большое количество осадков над океанами с начала 1990-х годов и слишком большая циркуляция Брюера-Добсона в стратосфере.

Данные включают в себя широкий спектр из трехчасовых параметров поверхности, описывающих погоду, волновые условия в океане и на поверхности суши, а также шестичасовых параметров верхних слоев атмосферы, охватывающих тропосферу и стратосферу. Эта модель реанализа также получила вертикальные интегралы атмосферных потоков и среднемесячных значений для многих параметров, а также для других производственных областей.

Система ассимиляции данных, используемых для создания ERA-Interim основана на модели Cy31r2. Система включает в себя четырехмерный вариационный анализ (4D-Var) с 12-часовым окном. Пространственное разрешение – 80 км (T255 спектральная).

Продукты ERA-Interim, как правило, обновляются один раз в месяц, с задержкой в два месяца, с целью контроля качества и исправления технических проблем, если таковые имеются.[5]

#### Подробнее о JRA-55

В настоящее время JRA-55 является самым длительным реанализом третьего поколения, где используется полная система наблюдения. По сравнению с предыдущим поколением японских моделей, JRA-55 использует более совершенную схему ассимиляции данных (4Dvar против 3Dvar), увеличенное разрешение модели (T319L60 с уменьшенной гауссовой сеткой по сравнению с T106L40 в JRA25), новую коррекцию смещения для спутниковых

данных и несколько дополнительных источников данных наблюдений. Сдвиг стратосферной температуры и осадков в Амазонии был уменьшен, а также в новой версии, по сравнению с предыдущей, наблюдается большая временная согласованность анализа температуры. В JRA-55 все еще есть некоторые заметные смещения, в том числе сухие смещения в верхней и средней тропосфере и теплые смещения в верхней тропосфере. Влияние изменений в системе наблюдений на погрешность прогноза, как правило, более очевидно в Южном полушарии, чем в Северном.

Пользователям доступны два сопутствующих набора данных, которые позволяют пользователям учитывать влияние ассимиляции данных: JRA-55C с использованием только обычных наблюдений и JRA55-AMIP без ассимиляции данных.[6]

В данной работе использовались данные реанализов JRA-55 и Era-Interim, ниже, в таблице 1 приведено их подробное описание

Таблица 1.1 - Сравнение характеристик реанализов

Реанализ	Era-Interim	JRA-55
Пространственное разрешение	1°x1°	1,125°x1,125°
Временное разрешение	4 раза/день Сроки (00,06,12,18 UTC)	4 раза/день Сроки (00,06,12,18 UTC)
Уровни	37 (по давлению) и 16 (изоэнтропические поверхности);	всего 60,  по давлению – до 0.1 ГПа,
Даты	1979-2018	1957-2019



Формирование реанализа происходит по следующей схеме: при помощи модели с использованием много итерационной обработки берутся данные с различных платформ, интерполируются, а после ассимилируются. Но, ассимиляция вносит некоторые ошибки, из-за чего данные полученные при помощи реанализа отличаются от фактических данных наблюдений. Поэтому следует рассматривать оба объекта.

## 1.2 Климатические тренды в атмосфере

Атмосфера Земли является важным компонентом климатической системы. Улучшение знаний о естественной изменчивости и тенденциях изменения температуры атмосферы имеет жизненно важное значение для лучшего понимания изменения климата и его причин. Следовательно, для обнаружения и определения причин изменения климата, а также для проверки моделирования климатических моделей требуются согласованные записи долгосрочных наблюдений за основными климатическими переменными, такими как температура верхнего слоя атмосферы [7].

Наблюдения с метеорологических спутников стали важным источником данных о верхних слоях атмосферы на протяжении более 40 лет, в то время как измерения радиозондов с метеозондов доступны с 1950-х годов и ранее. Оценка долгосрочных изменений температуры на основе этих данных является сложной задачей, поскольку приборы в первую очередь предназначались для наблюдения за погодой. Мониторинг климата требует более высокой точности [7].

За последние несколько десятилетий вертикальный профиль трендов атмосферной температуры стал признан важным индикатором изменения климата, поскольку различные механизмы воздействия на климат демонстрируют отчетливые вертикальные модели потепления и похолодания.

Фундаментальная проблема динамики атмосферы, включая сезонную, межгодовую и климатическую изменчивость среднего потока, температуры и

планетарной волновой активности в тропосфере и стратосфере, а также возможные эффекты в средней атмосфере, вызванные этими изменениями, становится все более актуальной для климатических исследований. Причиной этого является необходимость изучения влияния динамических и фотохимических процессов на наблюдаемые климатические изменения температуры атмосферы. Кроме того, появляется все больше свидетельств того, что дополнительный навык прогнозирования тропосферы с расширенным временным диапазоном также может быть получен из медленных изменений общей циркуляции в стратосфере.

Согласно результатам, полученным в ходе недавних исследований данных наблюдений, температура в нижней стратосфере и мезосфере неуклонно снижалась в течение последних нескольких десятилетий. Важными тенденциями также являются наблюдения в других тропо- и стратосферных полях и процессах. Например, заметная положительная тенденция с 1960-х по 1990-е годы наблюдалась в индексах Североатлантического колебания, Арктического колебания (АК) и среднего зонального углового момента. Некоторые результаты моделирования и данные наблюдений поддерживают возможное объяснение десятилетней изменчивости АК внутренней связью между зональным потоком и планетарными волнами. Корреляции между стратосферной температурой и зональными средними индексами углового момента и потоком Элиассена-Пальма наблюдаются зимой в межгодовых временных масштабах. Сильная долготная неоднородность метеорологических полей является одним из наиболее характерных свойств стратосферной динамики зимой. Моделирование с использованием линеаризованных моделей показывает, что стационарные планетарные волны очень чувствительны к изменениям среднего зонального потока в тропосфере [8].

На температуру стратосферы влияет сочетание факторов, включая изменения концентраций радиационно активных газов, изменения силы циркуляции Брюера-Добсона и естественные факторы, такие как изменения солнечной радиации и извержения вулканов [9].

Спутниковые и радиозондовые наблюдения показывают, что за последние несколько десятилетий стратосфера остыла в среднем по миру, в отличие от наблюдаемого потепления тропосферы. Наблюдаемое в последние десятилетия похолодание в стратосфере в основном обусловлено увеличением концентраций хорошо смешанных парниковых газов и снижением содержания стратосферного озона в результате выбросов галогенированных озоноразрушающих веществ в атмосферу. Существует также потенциально значительный, но более неопределенный количественный вклад в охлаждение нижней стратосферы от увеличения концентрации водяного пара в стратосфере. Крупные извержения тропических вулканов вызвали эпизодическое потепление, которое особенно заметно в нижней тропической стратосфере, но также очевидно во всей стратосфере в среднем по миру.

Оцененные многомодельные тренды средней температуры за 1979-2005 годы с 95% доверительными интервалами составляют  $-0,25 \pm 0,12$  ( ~13-22 км),  $-0,50 \pm 0,12$  ( ~25-35 км),  $-0,70 \pm 0,16$  ( ~35-45 км) и  $-0,88 \pm 0,23$  ( ~40-50 км) К/десятилетие. Они находятся в пределах оценочных диапазонов неопределенности тенденций, полученных на основе самых последних версий наборов спутниковых данных [10].

Тропосфера влияет на стратосферу в основном через разнообразные атмосферные волны, распространяющиеся вверх и взаимодействующие со стратосферным потоком. В тропиках КДК вызывается комбинацией гравитационных волн, волн Кельвина и смешанных гравитационных волн Россби. Во внетропиках, критерий Чарни и Дразера гарантирует захват всех крупномасштабных волн, когда стратосферный поток направлен на восток, и всех волн, кроме самых длинных, зимой, когда поток направлен на запад. Во время северной зимы воздух, протекающий над горными хребтами и континентальными массивами суши, создает волны Россби планетарного масштаба, которые распространяются вверх, преломляются и отражаются в стратосфере. Именно циркуляция самой нижней стратосферы определяет, где

распространяется волновая активность и в какой степени крупномасштабные волны воздействуют на тропосферу.

Волны Россби, попадающие в стратосферу, разрываются внутри стратосферы или мезосферы, создавая долгоживущие колебания силы ветров, образующих стратосферный полярный вихрь. Стратосфера организует хаотическое волновое воздействие снизу, создавая колебания силы полярного вихря, которые могут длиться месяц или два. Затем изменения в силе полярного вихря влияют на погоду и климат в тропосфере. Процессы, с помощью которых аномалии циркуляции в нижней стратосфере влияют на тропосферу, изучены недостаточно, но, вероятно, включают бароклинные волны синоптического масштаба.

Если стратосферная циркуляция изменится в зависимости от солнечного цикла, истощения озонового слоя или увеличения количества парниковых газов, эти изменения, вероятно, отразятся на изменениях приземного климата. В прогнозировании климата, в отличие от прогнозирования с расширенным диапазоном, нас интересует не мгновенное состояние конкретного воздействия, а функция распределения вероятностей воздействий и реакции атмосферы: тонкие, но статистически значимые изменения в центре, форме и экстремальных значениях, которые предвещают изменение климата.

Почти вся энергия, приводящая в действие климатическую систему, поступает от солнца, и колебания солнечной радиации в нескольких временных масштабах связаны со значительными колебаниями климата Земли. Записи температуры поверхности, верхних слоев океана и нижних слоев тропосферы, а также солнечного излучения позволяют предположить, что изменения климата связаны с относительно небольшими изменениями энергии, которую Земля получает от солнца. Эти колебания происходят во временных масштабах от столетий, до тысяч лет.

Солнечное излучение также незначительно меняется в течение 11-летнего цикла, поскольку магнитная активность Солнца изменяет выработку его энергии. Хотя общая выработка энергии Солнцем изменяется всего на 0,1% в

течение солнечного цикла, излучение на более длинных ультрафиолетовых волнах увеличивается на несколько процентов. Еще большие изменения — в два и более раза — обнаруживаются при чрезвычайно коротких длинах волн ультрафиолетового и рентгеновского излучения.

УФ-спектр меняется на несколько процентов в течение солнечного цикла. Поскольку УФ-излучение поглощается озоном в стратосфере, концентрация озона зависит от интенсивности УФ-излучения. Этот радиационно-фотохимический механизм эффективно усиливает солнечный цикл за счет положительной обратной связи с концентрацией озона, помимо динамических обратных связей. Изменения озона оказывают прямое радиационное воздействие на стратосферу и тропосферу, а наблюдения за температурой в целом согласуются с ожидаемым радиационным воздействием.

Один из способов, которым 11-летний солнечный цикл может влиять на тропосферный климат, - это косвенный путь: нагрев тропического стратосферного озона создает аномалии внеэкваториальной циркуляции, а последующее взаимодействие с волнами Россби планетарного масштаба приводит к аномалиям к полюсу и вниз в Северном полушарии.

Предполагается, что такой механизм передает квазидвухлетнее колебание в стратосферу высоких широт, и есть доказательства того, что высокоширотные стратосферные ветры чувствительны к аномалиям ветра в экваториальной верхней стратосфере — именно там, где наблюдаются аномалии нагрева озона.

Понимание динамики солнечных эффектов в тропической стратосфере затрудняется скудостью наблюдений за ветром в экваториальной верхней стратосфере. Не зная солнечного сигнала в ветре и широтных профилей ветровых аномалий в верхней стратосфере, трудно получить количественное представление о связанных с этим процессах.

Исследования моделирования также указывают на чувствительность к аномалиям тропического ветра в верхней стратосфере. Как только возникают ветровые аномалии они изменяют распространение волн Россби планетарного масштаба и их влияние на средний поток. Именно взаимодействие с волнами

Росби притягивает аномалии ветра к полюсу и вниз, эффективно усиливая энергию аномалий по мере их снижения. Это взаимодействие позволяет относительно небольшим возмущениям в верхней стратосфере влиять на циркуляцию нижней стратосферы.

Солнечные эффекты могут быть более вероятными, например, в конце зимы, когда солнечная модуляция полярного вихря кажется наибольшей [11].

## ГЛАВА 2

### 2.1 Используемые данные

Потенциально полезным набором данных для исследований являются данные глобального метеорологического повторного анализа, которые за последнее десятилетие широко использовались для метеорологических и климатологических исследований от тропосферы до стратосферы. Основным преимуществом этих наборов данных является то, что различные оперативные наблюдения от поверхности до стратосферы (50 км) ассимилируются в самосогласованные модели первого принципа, что приводит к единообразным сетчатым и глобально доступным данным для нескольких переменных (например, температура, ветер, геопотенциал) вплоть до стратосферы – нижней мезосферы (давление 1-0,1 Гпа). Эти наборы данных рассчитаны на 3 или 6 часов [12].

Для исследования изменений, наблюдаемых в течение двух последних десятилетий (1997–2018 гг.) в крупномасштабной динамике зимней стратосферы в Северном полушарии, были выбраны два набора данных: JRA-55 и ERA. Использование нескольких наборов данных необходимо, чтобы проверить, имеют ли все данные одинаковую тенденцию, и предоставить нам более подробную и достоверную информацию о динамике стратосферы.

Рассматриваемый интервал времени был разделен на два подинтервала по 11 лет, чтобы исключить влияние 11-летнего солнечного цикла, т. е. 1997–2007 и 2008–2018 гг. Предполагается, что этого количества лет достаточно, чтобы зафиксировать наблюдаемое климатологическое распределение метеорологических параметров в стратосфере.

Рассчитаны и сопоставлены зонально осредненные температура, средний зональный ветер и геопотенциал, осредненные за первый (1997–2007 гг.) и

второй (2008–2018 гг.) 11- летний интервалы. Путем усреднения за три зимних месяца (DJF) были рассчитаны средние значения для каждой зимы, а так же аналогичные расчеты были произведены для каждого зимнего месяца по отдельности. Были созданы композиты среднего зонального ветра, температуры, геопотенциальной высоты, осредненной за три основных месяца холодного периода (декабрь, январь, февраль) в Северном полушарии, отдельно для первого и второго одиннадцати летнего периода. Рассчитаны оценки различий между двумя композитами и статистическая значимость полученных различий. Кроме того, такой же анализ проводился для каждого зимнего месяца отдельно – декабря, января и февраля. Для оценки статистической значимости этих различий использовали так называемый критерий Уэлча.

Для двух временных интервалов рассчитаны осредненные по зонам зональная компонента ветра, температура и геопотенциал для оценки их межгодовой изменчивости в пределах рассматриваемых 11-летних подинтервалов для каждого зимнего месяца отдельно и за три месяца вместе. После этого была рассчитана разница в композитах между 2008–2018 и 1997–2007 гг. для каждого зимнего месяца отдельно и за три месяца вместе. Все метеорологические характеристики были рассчитаны с использованием наборов данных JRA-55 и ERA.

## 2.2 Оценка значимости. Т-тест Уэлча

В статистике t-тест Уэлча или t-тест неравных отклонений — это тест с двумя выборками, который используется для проверки гипотезы о том, что две популяции имеют равные значения. Он назван в честь своего создателя Бернарда Льюиса Уэлча, является адаптацией t-теста Стьюдента и более надежен, когда две выборки имеют неравные отклонения и/или неравные размеры. Этот тест часто называют «непарным», «независимых выборок»,



поскольку он обычно применяется, когда статистические единицы, лежащие в основе двух сравниваемых выборок, не перекрываются.

T-тест Стьюдента предполагает, что сравниваемые выборочные средние для двух популяций нормально распределены, и что популяции имеют равные дисперсии. T-тест Уэлча разработан для неравных вариаций популяций, но предположение о нормальности сохраняется.

T- критерий Уэлча определяется по следующей формуле:

$$t = \frac{\Delta\bar{X}}{s_{\Delta\bar{X}}} = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\sqrt{s_{X_1}^2 + s_{X_2}^2}} \quad (2.1)$$

$$s_{X_i} = \frac{s_i}{\sqrt{N_i}} \quad (2.2)$$

Где:

$\Delta\bar{X}_i$	-	Среднее значение i-ой выборки
$s_{X_i}$	-	Стандартная ошибка i-ой выборки
$i$	-	Номер выборки
$s_i$	-	Стандартное отклонение i-ой выборки
$N_i$	-	Размер i-ой выборки

В отличие от t-теста Стьюдента, знаменатель не основан на объединенной оценке дисперсии. Степени свободы  $\nu$ , связанные с этой оценкой дисперсии, аппроксимируются уравнением Уэлча–Саттертуэйта:

$$\nu \approx \frac{\left(\frac{s_1^2}{N_1} + \frac{s_2^2}{N_2}\right)^2}{\frac{s_1^4}{N_1^2 \nu_1} + \frac{s_2^4}{N_2^2 \nu_2}} \quad (2.3)$$

Это выражение можно упростить, если размеры выборок одинаковые:

$$v \approx \frac{S_{\Delta\bar{X}}^4}{v_1^{-1}S_{\Delta\bar{X}}^4 + v_2^{-1}S_{\Delta\bar{X}}^4} \quad (2.4)$$

Здесь:

$v_i = N_i - 1$  - Степени свободы, связанные с  $i$ -ой оценкой дисперсии

Как правило, стандартные отклонения для двух выборок не совпадают, и поэтому степени свободы для  $t$ -теста Уэлча имеют тенденцию быть меньше, чем степени свободы для  $t$ -теста Стьюдента.

Существуют гипотезы, что  $t$ -критерий Уэлча должен быть выбором по умолчанию для сравнения средних двух независимых групп, поскольку он работает лучше, чем  $t$ -критерий Стьюдента, когда размеры выборки и дисперсии неравны между группами, и дает идентичные результаты, когда размеры выборки равны.

На практике, когда вы сравниваете средние значения двух групп, маловероятно, что стандартные отклонения для каждой группы будут идентичны. Это делает хорошей идеей просто всегда использовать  $t$ -тест Уэлча, чтобы вам не приходилось делать никаких предположений о равных отклонениях.

Эмпирическое значение критерия Крамера-Уэлча есть приближенное значение эмпирического значения  $t$ -критерия Стьюдента. В прикладной статистике наиболее часто применяется уровень значимости  $\alpha = 0,05$ . Тогда значение модуля статистики  $T$  Уэлча надо сравнивать с граничным значением 1,96.

Для определения статистической значимости необходимо определить р-оценку показателей для перевода полученных данных в стандартизированную форму, которая позволит провести сравнение с другими данными. Эта оценка делает возможным проверку t-критерия, а также выяснение величины отличия одной группы от другой. Для определения р-оценки применяют формулу:

$$t = (\mu_1 - \mu_2)/sd$$

Где:

- $\mu_1$  - Среднее значение первой выборки
- $\mu_2$  - Среднее значение второй выборки
- sd - Дисперсия между двумя выборками

Чем меньше р-значение, тем сильнее доказательство того, что вы должны отвергнуть нулевую гипотезу. Значение р менее 0.05 (обычно  $\leq 0.05$ ) является статистически значимым. Р-значение выше 0.05 ( $> 0.05$ ) не является статистически значимым и указывает на убедительные доказательства нулевой гипотезы.

## ГЛАВА 3

### 3.1 Оценка среднезональной температуры за два одиннадцатилетних периода

В ходе исследования была рассчитана среднезональная температура за декабрь, январь, февраль и за три зимних месяца за два одиннадцатилетних периода. На рисунке 3.1 представлен результат расчета среднезональной температуры, осредненной за три холодных месяца (декабрь, январь, февраль) в Северном полушарии за период с 1997 года по 2007 и с 2008 года по 2018 год, по данным двух реанализов. В верхней части рисунка представлены результаты по данным реанализа ERA-Interim, в нижней — JRA-55. Слева расположены данные за период с 1997 года по 2007 год, а справа с 2008 года по 2018.

По данным реанализа JRA-55 видно, что по сравнению с временным периодом с 1997 по 2007 в период с 2008 по 2018 год температурная область в 210 К увеличилась по высоте и широте. Если в период 1997-2007 ее границы были от 15 километров и до приблизительно 28 километров по высоте в широтной полосе 68-90 градусов и 15-22 километра по высоте на широте 30-37 градусов, то в период с 2008 по 2018 год эта область достигла 32 километров по высоте и широтная граница сместилась на 2-3 градуса к экватору и составила 66-90 градусов, в широтной полосе 30-40 градусов видимых изменений не произошло. Так же виден подъем уровней температур на 2-3 километра вверх в диапазоне от 220 до 240 К начиная с широты примерно 60 градусов, постепенно увеличивая к полюсу.

По данным реанализа ERA-Interim наблюдается похожая ситуация температура равная 210 К в широтной полосе 65-90 градусов приобрела значение верхней границы в период с 2008 года по 2018 равное 32 километрам, в то время как в период с 1997 года по 2007 она была на 4 километра ниже, то есть она составляла 28 километров. Так же изолиния в 240 К на временном

интервале с 1997 по 2007 год проходила по всей исследуемой широте начинаясь на широте 30 градусов и высоте приблизительно 38 километров, а заканчивалась на широте 90 градусов и высоте около 45 километров. На отрезке с 2008 по 2018 год эта же изолиния берет свое начало также на широте 30 градусов и высоте около 38 километров, но заканчивается она на той же высоте, но на широте примерно 70 градусов.

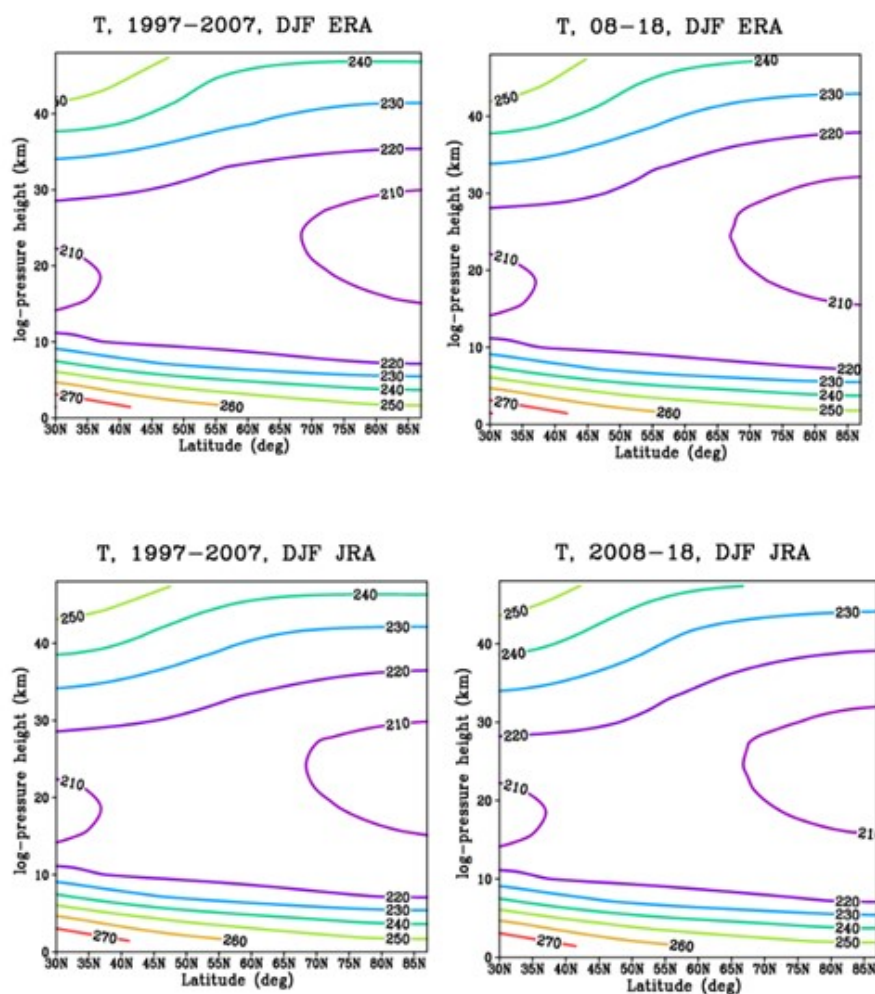


Рисунок 3.1 – Среднезональная температура (К) осредненная за три зимних месяца (декабрь, январь, февраль). Верхние панели по данным реанализа ERA-Interim, нижние JRA-55. Частота изолиний 10К. Слева временной интервал с 1997 по 2007 год, справа с 2008 по 2018 год

### 3.2 Оценка зональной компоненты скорости ветра за два одиннадцатилетних периода

В ходе исследования была рассчитана среднезональная температура за декабрь, январь, февраль и за три зимних месяца за два одиннадцатилетних периода. На рисунке 3.1 представлен результат расчета среднезональной температуры, осредненной за три холодных месяца (декабрь, январь, февраль) в Северном полушарии за период с 1997 года по 2007 и с 2008 года по 2018 год, по данным двух реанализов. В верхней части рисунка представлены результаты по данным реанализа ERA-Interim, в нижней — JRA-55. Слева расположены данные за период с 1997 года по 2007 год, а справа с 2008 года по 2018.

По данным реанализа ERA-Interim видно, что во втором одиннадцатилетнем периоде (с 2008 года по 2018) скорость зонального ветра в верхнем слое стратосферы на широте примерно 45-50 градусов увеличилась на 5 метров в секунду. По данным за первый период времени (с 1997 года по 2007 год) скорость зонального ветра составляла 40 м/с, а с 2008 по 2018 в этом же месте скорость зонального ветра равна 45 м/с. Так же, в широтной полосе 30-35 градусов северной широты видно, что во втором одиннадцатилетнем временном интервале скорость ветра на 5 метров в секунду ниже, чем в первом (с 1997 по 2007 год).

По данным реанализа JRA-55 наблюдается похожая ситуация. В верхнем слое стратосферы на широтной полосе 40-60 градусов скорость ветра во втором одиннадцатилетнем периоде возросла так же как и по данным ERA-Interim на 5 метров в секунду с 35 м/с до 40. Однако, как можно заметить зона этого изменения шире, если по данным ERA-Interim зона максимального ветра в 40 м/с в первом случае и 45 во втором занимает примерно 10 и 5 градусов соответственно, то по данным японского реанализа данная зона занимает порядок 25 градусов в обоих случаях. Еще хочется отметить, что в наборе данных японского реанализа также наблюдается уменьшение температуры на 5 К на высоте 22-30 километров и широте 30-35 градусов. Так же, нельзя не заметить,

что между максимальными значениями скорости зонального ветра по данным двух реанализов присутствует разница в 5 метров в секунду, на каждом одиннадцатилетнем временном отрезке разница в значениях составляет 5 метров в секунду.

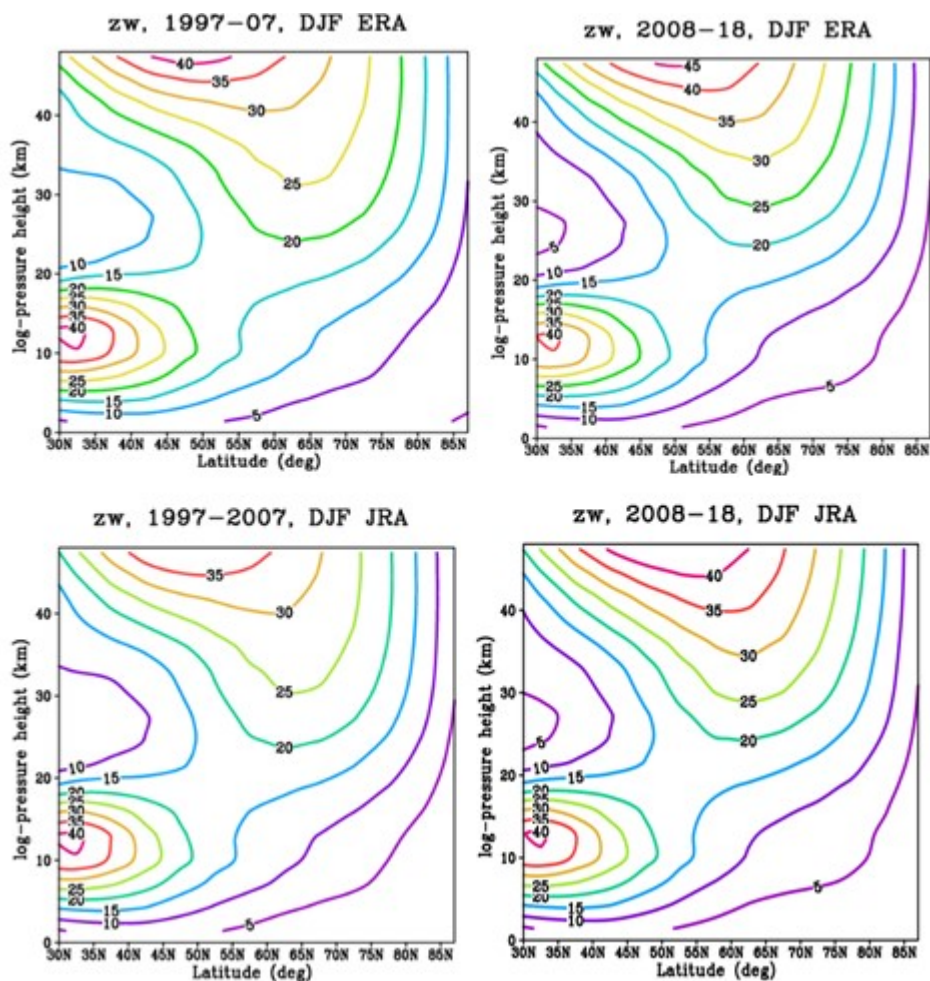


Рисунок 3.2 – Зональная компонента ветра (м/с) осредненная за три зимних месяца (декабрь, январь, февраль). Верхние панели по данным реанализа ERA-Interim, нижние JRA-55. Частота изолиний 10К. Слева временной интервал с 1997 по 2007 год, справа с 2008 по 2018 год

### 3.3 Построение и анализ разницы по температуре

Для двух временных интервалов наборов данных моделей реанализа ERA и JRA-55 рассчитана осредненная по зонам температура для оценки ее межгодовой изменчивости в пределах рассматриваемых 11-летних подинтервалов. После этого была рассчитана разница в композитах между 2008–2018 и 1997–2007 гг. А так же была рассчитана статистическая значимость этих изменений. Для расчета статистической значимости использовался описанный ранее t-тест Уэлча.

Результат разностей среднезональной температуры за каждый зимний месяц и за три месяца (декабрь – февраль) показан на рисунках 3.3-3.6.

В декабре (рисунок 3.3) видно, что разница в данных реанализов ERA-Interim и JRA-55 по температуре наиболее выражена на высотах от 30 километров на широтах лежащих ближе к полюсу и экватору. Однако оба набора данных показывают уменьшение температуры с высотой. Обе модели отражают разницу преимущественно в один градус в стратосфере в широтной полосе 35-90 градусов и на высоте приблизительно 18 километров и выше 40 километров. Наибольшая разница в четыре градуса наблюдается на высоте примерно 40 километров и широте 65 градусов. По данным модели JRA-55 область наибольшей разницы несколько значительнее, чем по данным ERA-Interim, но это не несет сильного статистически важного значения.

Изолинии, демонстрирующие одинаковую разницу у данных полученных на основе японского реанализа более вытянуты от экватора к полюсу, по сравнению с данными модели ERA-Interim.

Наиболее статистически значимыми у обеих моделей являются результаты, полученные на высоте до 10 км и широтной полосе 50-70 градусов. Здесь разница между двумя временными интервалами составила всего 1 К, а статистическая значимость от 95%. Так же на высоте приблизительно 35 км у данных ERA и 35-40 км у JRA-55 в широтной полосе 40-50 градусов



наблюдается область с высоким уровнем статистической значимости (около 95%), разница в температуре между исследуемыми временными интервалами здесь около 2 К.

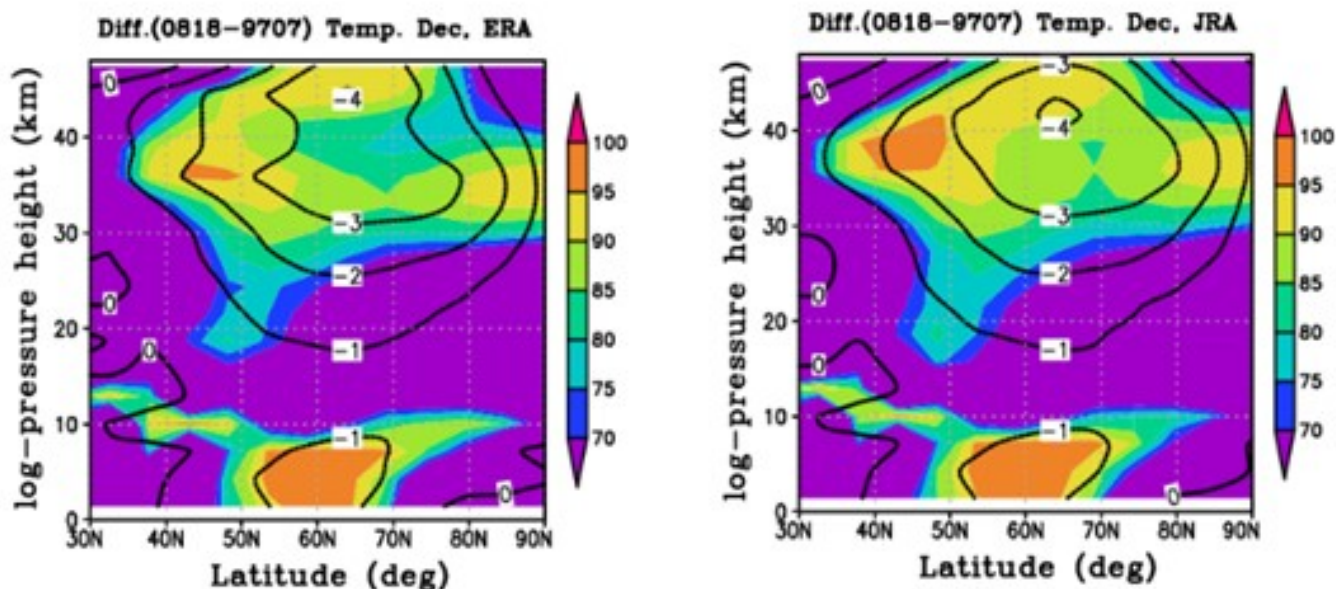


Рисунок 3.3 – Разность между 2008-2018 и 1997-2007г для среднезональной температуры (К), осредненной за декабрь. Левая панель по данным реанализа ERAint, правая – JRA55, частота изолиний 1 К, заливкой обозначена статистическая значимость полученных результатов

В январе (рисунок 3.4) как видно из обоих наборов данных разница температур присутствует только на высотах от 35 километров, по данным реанализа ERA понижение температуры чуть сильнее и составляет 3 градуса, чем по данным JRA на высоте несколько выше 40 километров и широте 50-60 градусов. Однако, этот результат имеет меньшую статистическую значимость, чем область на высоте выше 40 км и широте 40-50 градусов. Площадь области с высокой статистической значимостью на рисунке отрисованном по данным реанализа Era-Interim, больше, чем область в том же месте на рисунке нарисованном по данным реанализа JRA-55.

Исходя из выше сказанного и анализируя площади заливки соответствующие статистической значимости выше 95% на рисунке можно сделать вывод, что январь имеет слабую стат. Значимость как по данным реанализа ERA-Interim, так и по данным японского реанализа JRA-55.

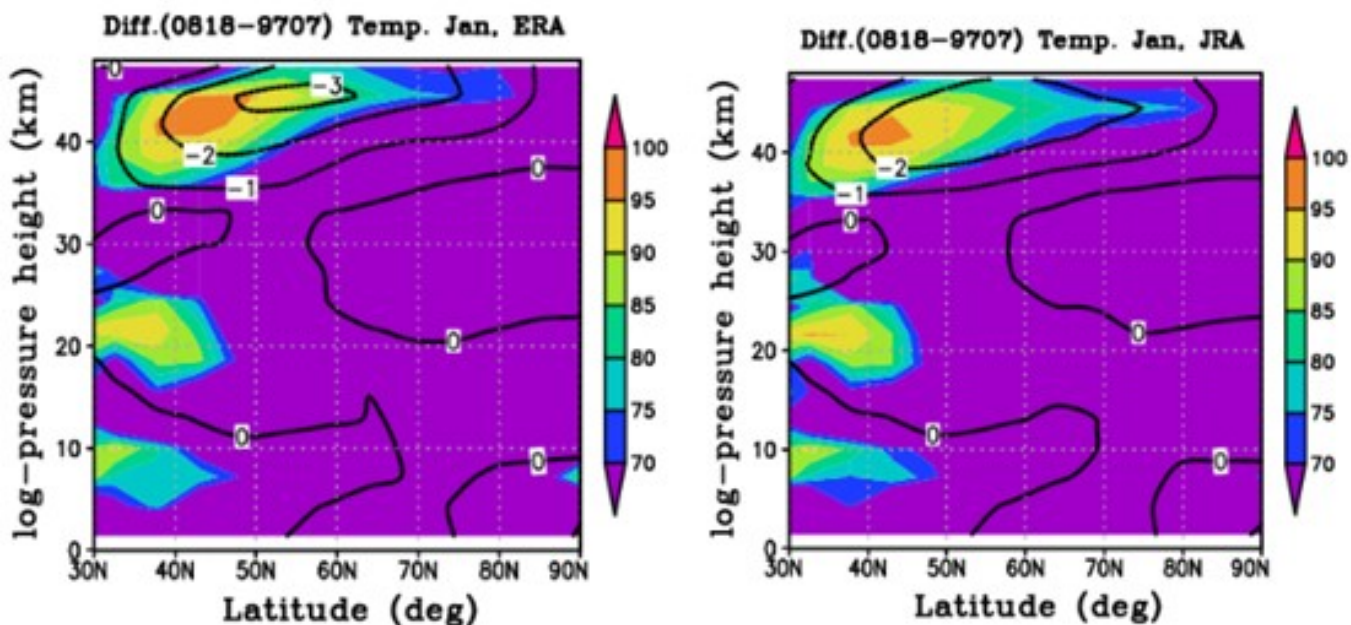


Рисунок 3.4 - Разность между 2008-2018 и 1997-2007г для среднезональной температуры (К), осредненной за январь. Левая панель по данным реанализа ERAint, правая – JRA55, частота изолиний 1 К, заливкой обозначена статистическая значимость полученных результатов

В феврале (рисунок 3.5) результаты обоих наборов данных практически идентичны. Видно, что температура уменьшилась за последние 11 лет на высотах 20-45, наибольшее уменьшение на 5 градусов наблюдается в зоне примерно выше 35 километров и до приблизительно 42 километров на широтах с 55 градусов до 75. Наименьше изменение температуры в 1 градус, занимает самую большую площадь и прослеживается в верхних слоях стратосферы, начиная с примерно 28 километров. По данным ERA-Interim изменение в один градус присутствует на всех широтах на высоте выше 40 километров, а вот данные реанализа JRA-55 демонстрируют это изменение только начиная с 40 градусов северной широты. Так же видно, что по данным реанализа ERA-

Interim статистическая значимость изменения в 1 градус на высоте свыше 40 километров больше, чем по данным японского реанализа. По данным ERA-Interim статистическая значимость в этой области составляет от 75 до 80 процентов, а по данным японского реанализа статистическая значимость едва превышает 80 процентов, и то не везде.

Наиболее статистически значимым, оказался результат изменения температуры на высотах от 30 километров до примерно 42 и на широтной полосе от 50 до 90 градусов северной широты, согласно данным обеих моделей уровень значимости составил 95%.

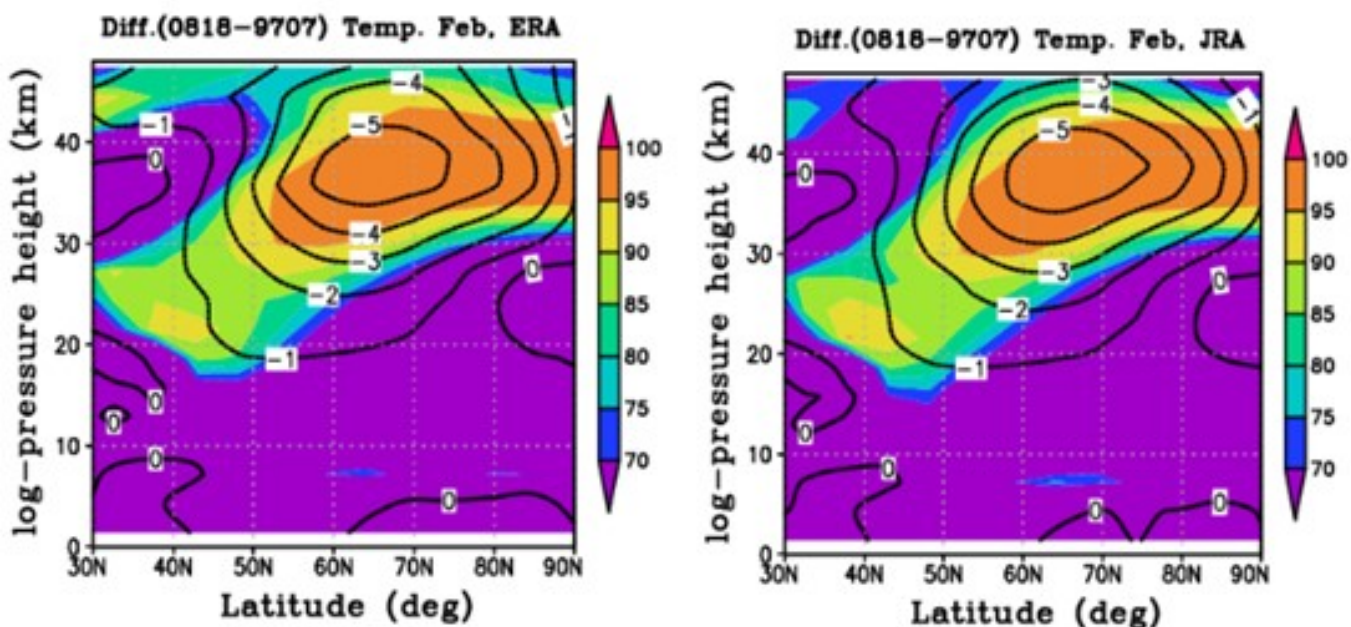


Рисунок 3.5 - Разность между 2008-2018 и 1997-2007г для среднезональной температуры (К), осредненной за февраль. Левая панель по данным реанализа ERAint, правая – JRA55, частота изолиний 1 К, заливкой обозначена статистическая значимость полученных результатов

По данным осредненным за три зимних месяца (рисунок 3.6) видно, что сильнее всего температура изменяется в верхних слоях стратосферы начиная с высоты в 20 километров и широтного диапазона 45-70 градусов, постепенно расширяясь к полюсу и экватору. Наибольшая статистическая значимость,



равная 95 процентам наблюдается в зоне начинающемся с 25 километров и широтном диапазоне от 35 градусов северной широты до полюса. Однако, в данных реанализа ERA-Interim присутствует пробел с статистической значимостью равной 90 процентов. Оба реанализа демонстрируют одинаковую разницу между исследуемыми временными интервалами. Но максимальная разница в 3 градуса (средняя температура на высотах стратосферы была выше в период с 1997-2007, чем в последующие одиннадцать лет) в японском реанализе отмечается с диапазоне высот 38-46 км, а в реанализе ERA выше на несколько километров.

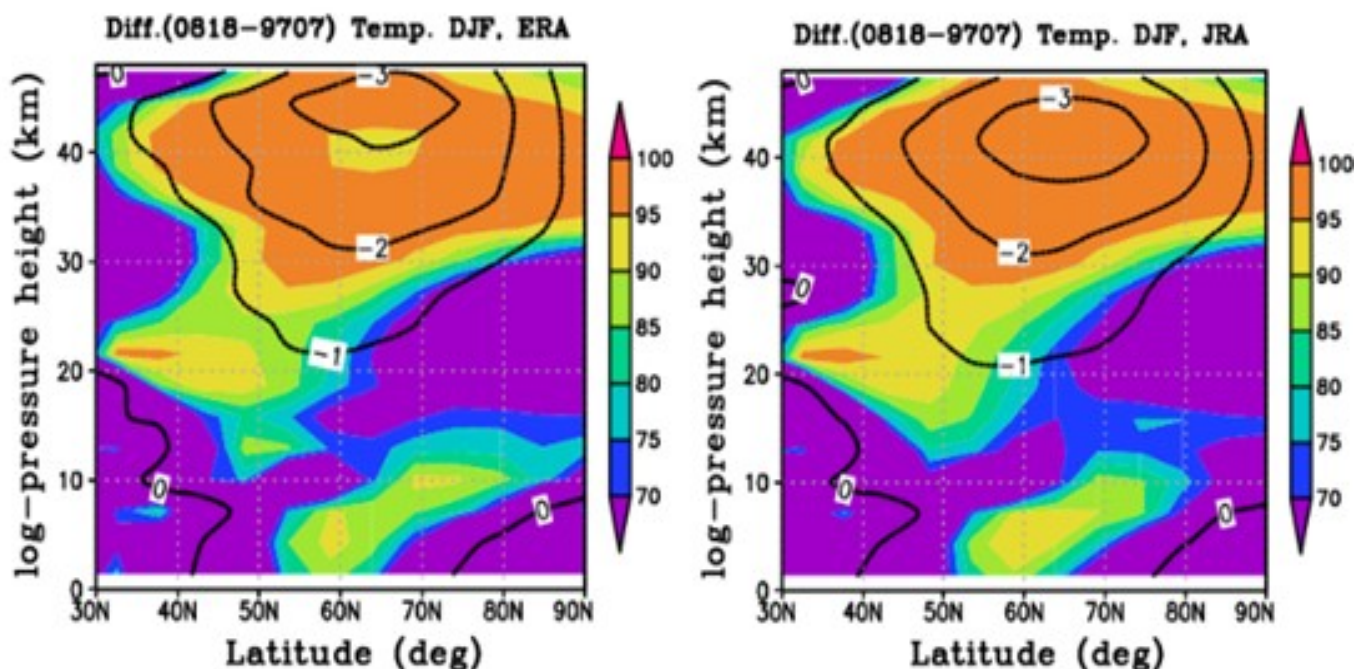


Рисунок 3.6 - Разность между 2008-2018 и 1997-2007г для среднезональной температуры (К), осредненной за три месяца (Декабрь, Январь, Февраль). Левая панель по данным реанализа ERAint, правая – JRA55, частота изолиний 1 К, заливкой обозначена статистическая значимость полученных результатов

Таким образом, можно сделать вывод что, несмотря на то, что сильной разницы на рисунках с изображением среднезональной температуры за каждый одиннадцатилетний период (рисунок 3.1 ) не видно, при рассмотрении разности между двумя одиннадцатилетними периодами (период 2008-2018гг минут

период с 1997 по 2007 год) наибольшая изменчивость температуры происходит в верхних слоях стратосферы начиная примерно с 20 километров, на всей широтной полосе от 30 до 90 градусов северной широты, как правило, эти изменения достаточно статистически значимы и уровень их значимости составляет примерно 80-95 процентов. Наименьшее значение статистической значимости изменения среднезональной температуры наблюдается в декабре-январе, а наибольшее в феврале.

### 3.4 Построение и анализ разницы между двумя 11-летними интервалами по зональному ветру

Для двух временных интервалов наборов данных моделей реанализа ERA и JRA-55 рассчитана осредненная зональная составляющая скорости ветра для оценки ее межгодовой изменчивости в пределах рассматриваемых 11-летних подинтервалов. После этого была рассчитана разница в композитах между 2008–2018 и 1997–2007 гг. А так же была рассчитана статистическая значимость этих изменений. Для расчета статистической значимости использовался описанный ранее t-тест Уэлча.

Результат разностей средней скорости зонального ветра за зимние месяцы (декабрь, январь, февраль) показан на рисунках 3.7-3.10.

В декабре (рисунок 3.7) согласно обоим наборам данных средняя скорость зонального ветра уменьшается в верхних слоях на всех высотах стратосферы на широтах 30-50 и 80-90. Наибольшее изменение составило в уменьшение скорости зонального ветра в 5 м/с на высоте свыше 40 километров и широте примерно 45 градусов. По данным японского реанализа это изменение начинается несколько ниже, чем по данным реанализа ERA-Interim.

По данным обоих моделей реанализа скорость зонального ветра увеличивается в нижних слоях в диапазоне высот от примерно 3 километров до 15 километров. Максимальное изменение составило два м/с на высоте

приблизительно 10 километров и широте 55 градусов. Однако, статистическая значимость этих изменений мала, около 70%.

Наиболее статистически значимым изменением обе модели считают изменение скорости ветра в 1 метр в секунды на высоте примерно 15-18 километров и широте 75 градусов северной широты, там уровень статистической значимости составил 95 процентов. Однако, данная область слишком мала, чтобы принимать ее во внимание.

Таким образом, объединяя все выше сказанное, можно сказать, что изменение скорости зонального ветра за период 2008-2018 годов является статистически незначимым, по сравнению с тем, что было в первом десятилетии 1997-2007 гг.

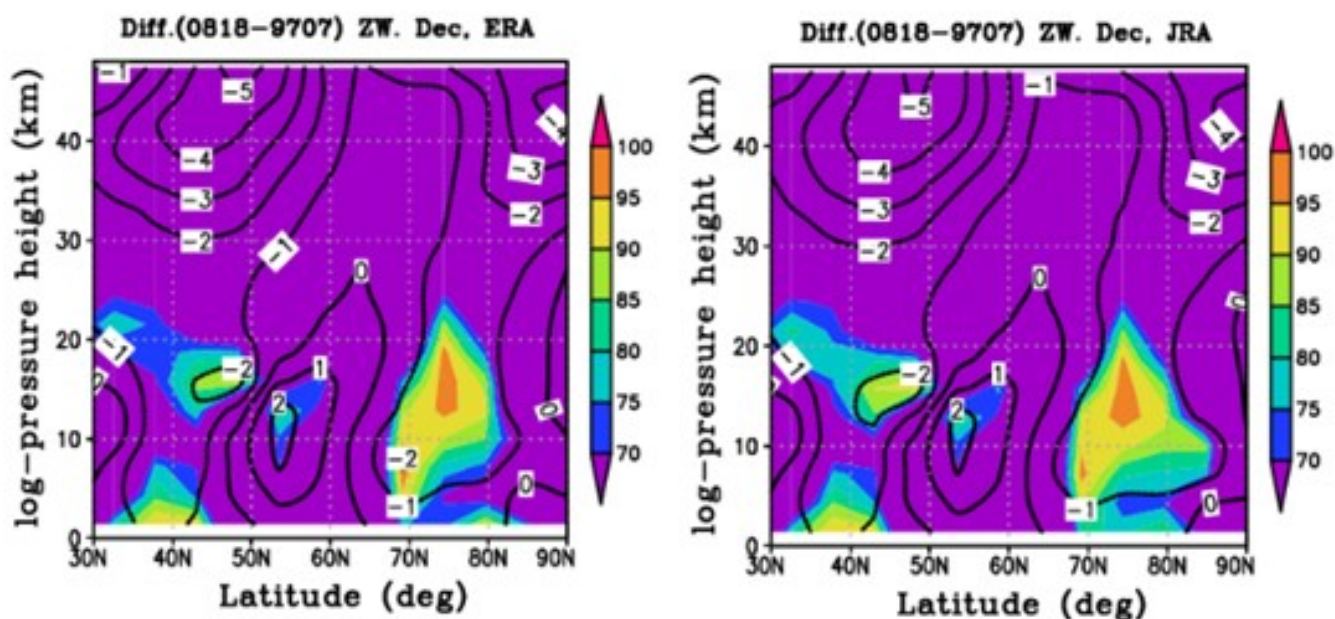


Рисунок 3.7 - Разность между 2008-2018 и 1997-2007г для зонального ветра осредненного за декабрь. Левая панель по данным реанализа ERAint, правая – JRA55, частота изолиний 1 м/с, заливкой обозначена статистическая значимость полученных результатов

В январе (рисунок 3.8) по двум наборам данных прослеживается уменьшение скорости зонального ветра на высотах от 25 км и широте 30-50

градусов. По данным реанализа ERA-Interim максимальное уменьшение температуры на градус больше, чем по данным японского реанализа, у ERA-Interim изменение составило 5 м/с на верхней границе и широте 30-35 градусов, а у JRA-55 в этом же месте изменение скорости зонального ветра составило 4 м/с. Так же, оба набора данных показывают увеличение скорости зонального ветра в зоне, начинающейся примерно на высоте 15 километров и широте 50 градусов. Далее эта зона растягивается вверху по направлению к полюсу до высоты примерно 45 километров и широты 60 градусов. Аналогичная зона присутствует на широтной полосе 70-90 градусов на тех же высотах.

Однако, несмотря на все выше сказанное исходя из расчетов, статистическая значимость всех изменений не велика, максимальный результат по данным JRA составляет 85-90%, но площадь таких очагов очень маленькая. По данным ERA есть небольшой очаг со статистической значимостью 95%, но он также слишком мал.

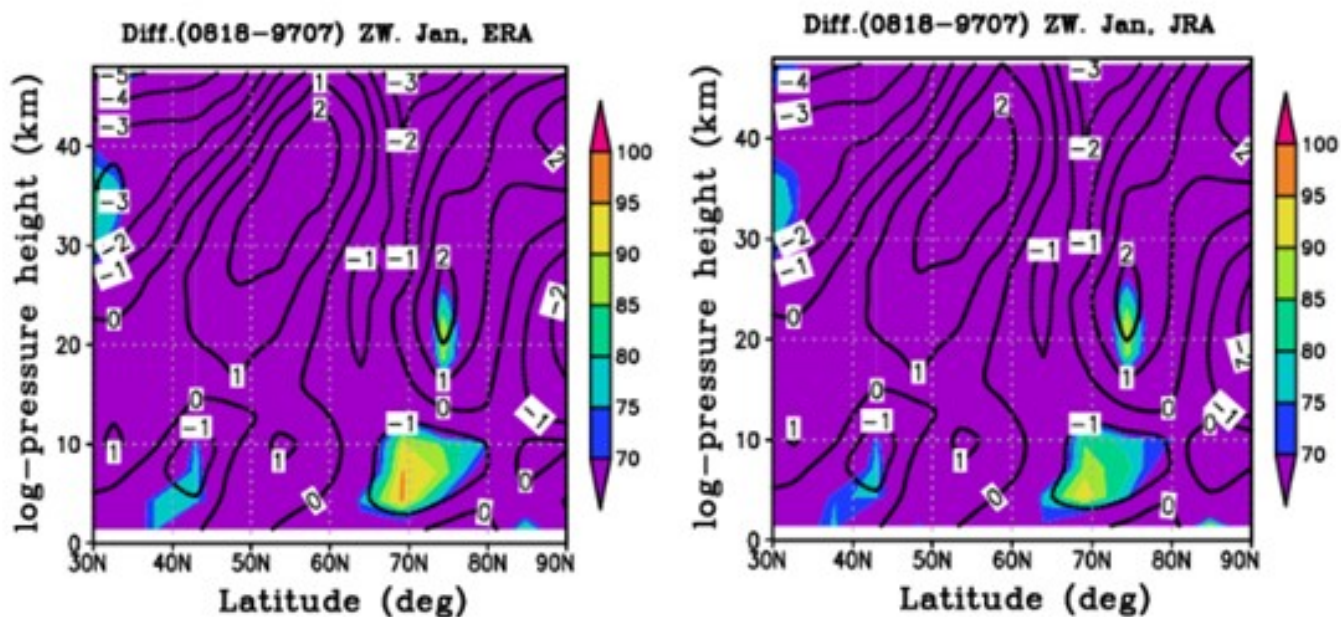


Рисунок 3.8 - Разность между 2008-2018 и 1997-2007г для зонального ветра усредненного за январь Левая панель по данным реанализа ERAint, правая – JRA55, частота изолиний 1м/с, заливкой обозначена статистическая значимость полученных результатов

В феврале (рисунок 3.9) результат у обоих наборов данных практически одинаковый, по данным реанализа ERA можно заметить чуть большую разницу на самом верху стратосферы, на широте примерно 45 градусов северной широты, в 9 м/с, в то время как по данным японского реанализа это изменение составило 8 м/с но это отличие незначительно. Так же изолинии одинакового изменения скорости зонального ветра по данным реанализа ERA-Interim расположены ниже, и слегка вытянуты к полюсу в отличии от данных японского реанализа.

В целом, оба набора данных показывают, что скорость зонального ветра уменьшилась в верхних слоях стратосферы по всей широте, при этом наибольшее изменение находится в промежутках 35-50 градусов и 70-80 градусов. При этом, статистическая значимость у этих изменений



незначительна, максимальные значения в малом количестве случаев достигает 85-90%.

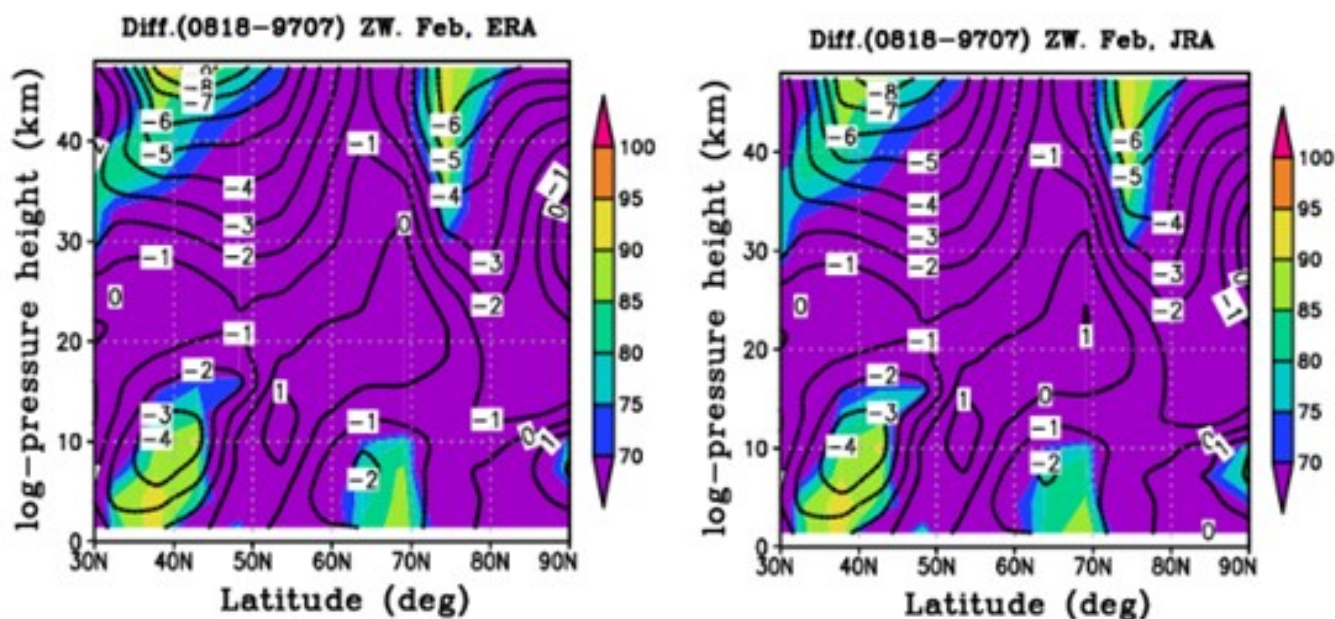


Рисунок 3.9 - Разность между 2008-2018 и 1997-2007г для зонального ветра осредненного за февраль. Левая панель по данным реанализа ERAint, правая – JRA55, частота изолиний 1 м/с, заливкой обозначена статистическая значимость полученных результатов

Таким образом, анализируя результаты трех месяцев по отдельности можно сказать, что наиболее статистически значимыми являются изменения скорости зонального ветра в декабре, но и там количество таких случаев крайне мало. Однако, при осреднении сразу за 3 зимних месяца (рисунок 3.10) тенденция уменьшения скорости зонального ветра в верхних слоях стратосферы сохраняется на широтах 30-50 градусов. А статистическая значимость при этом стала значительно больше и доходит до 95% на высоте выше 40 километров и широтах от 30 до 50 по данным реанализа ERA и от 30 до 40 по данным JRA. Также видно, что в этой широтной полосе изменения скорости

ветра по данным реанализа ERA-Interim начинаются на несколько километров выше, чем по данным японского реанализа.

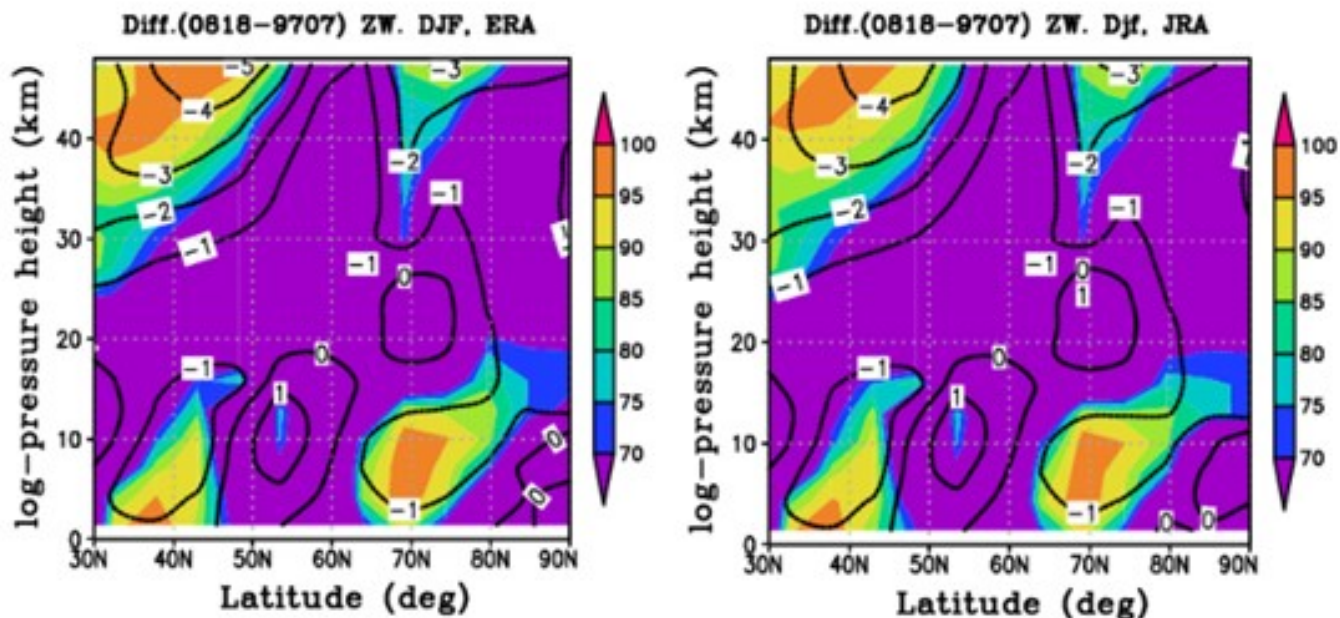


Рис.3.10 - Разность между 2008-2018 и 1997-2007г для зонального ветра осредненного за три зимних месяца (декабрь, январь, февраль). Левая панель по данным реанализа ERAint, правая – JRA55

Таким образом, объединяя все выше сказанное про изменение зональной компоненты скорости ветра, можно сделать вывод, что по отдельности за каждый месяц изменения скорости зонального ветра сложно считать статистически значимыми, но в сумме за три зимних месяца результат начинает обладать повышенной статистической значимостью, при этом тенденция уменьшения скорости ветра с высотой сохраняется. Все это происходит даже несмотря на то, что сильной разницы на рисунках с изображением осредненной за три месяца зональной компоненты скорости ветра за каждый одиннадцатилетний период (рисунок 3.2) не видно, чего нельзя сказать при

рассмотрении разности между двумя одиннадцатилетними периодами (период 2008-2018 гг минус период с 1997 по 2007 год)

### 3.5 Построение и анализ разницы между двумя 11-летними интервалами по геопотенциалу

Для двух временных интервалов наборов данных моделей реанализа ERA и JRA-55 рассчитан осредненный по зонам геопотенциал для оценки его межгодовой изменчивости в пределах рассматриваемых 11-летних подинтервалов. После этого была рассчитана разница в композитах между 2008–2018 и 1997–2007 гг. А так же была рассчитана статистическая значимость этих изменений. Для расчета статистической значимости использовался описанный ранее t-тест Уэлча.

Результат разностей среднего геопотенциала за зимние месяцы (декабрь – февраль) показан на рисунках 3.11-3.14

В декабре (рисунок 3.11) по данным обоих реанализов геопотенциал уменьшается в зоне на 5-20 км и широтах 50-70 градусов; где максимальное изменение составило  $50 \text{ м}^2/\text{с}^2$  на широте 55-75 градусов и высоте примерно 8-18 километров по данным реанализа ERA-Interim. А по данным японского реанализа максимальное изменение на этом же участке составило 60 гпм (геопотенциальных метра. В верхних же слоях стратосферы изменение геопотенциала составило более  $100 \text{ м}^2/\text{с}^2$  и/или гпм. Однако уменьшение геопотенциала в верхней части стратосферы намного менее статистически значимо, чем в зоне на широтах 55-65 градусов и высоте в 5-15 километров. В верхних слоях стратосферы уровень статистической значимости составляет всего 70 процентов, а в зоне на широтах приблизительно 55-65 градусов северной широты и на интервале высоты от примерно 5 километров до приблизительно 15 километров уровень статистической значимости по обоим наборам данных реанализов составил 95%. Однако, судя по данным реанализа

JRA-55 площадь зоны с уровнем статистической значимости в 95 процентов несколько выше, чем по данным реанализа ERA-Interim. Но эти отличия незначительны.

При этом по данным японского реанализа в этой зоне геопотенциал уменьшился сильнее, чем по данным реанализа ERA. Так же, изолинии одинаковой разности данных реанализа JRA более вытянуты в сторону полюса, в отличие от изолиний данных ERA.

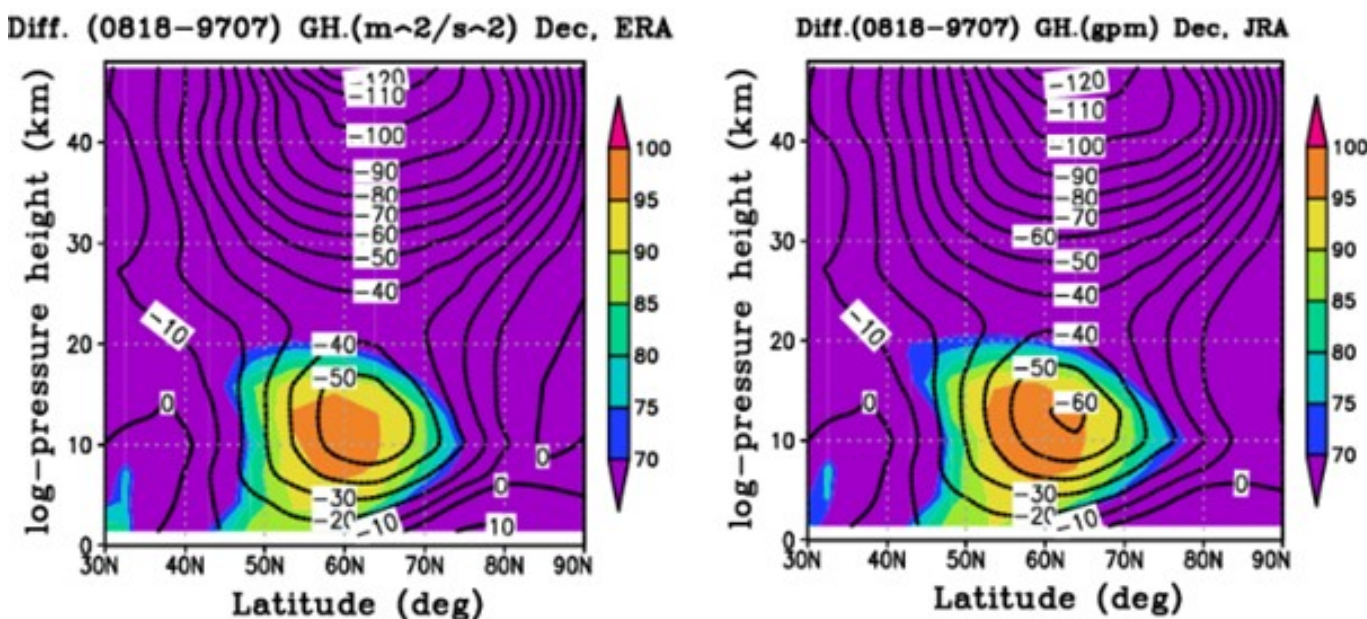


Рисунок 3.11 - Разность между 2008-2018 и 1997-2007г для геопотенциала осредненного за декабрь. Левая панель по данным реанализа ERAint, правая – JRA55. Частота изолиний 10 гп.м, , заливкой обозначена статистическая значимость полученных результатов

В январе (рисунок 3.12) геопотенциал уменьшается на высотах выше 25 километров в широтной полосе 30-70 градусов максимальное изменение геопотенциало по данным модели ERA-Interim составило  $90 \text{ м}^2/\text{с}^2$ , а по данным японского реанализа JRA-55 на 10 единиц меньше, 80 гпм. Так же, по данным обоих реанализов наблюдается очаг незначительного возрастания



геопотенциала на высотах 15-25 и широтной полосе 40-65 и продолжается он до верхней границы на полюсе, очаг расположен по диагонали от высоты 15 километров и широты 90 градусов до верхней границы выше 45 километров, с максимальной разницей в 30 единиц, на высоте 35-45 километров по данным ERA-Interim и на высоте 40-45 по данным японского реанализа. Также проходит нулевая изолиния, ниже которой геопотенциал уменьшается.

Но при всем при этом изменения геопотенциала в январе являются статистически незначимыми, так как максимальный уровень статистической значимости едва ли достигает 70 процентов, и то площадь этих очагов очень маленькая.

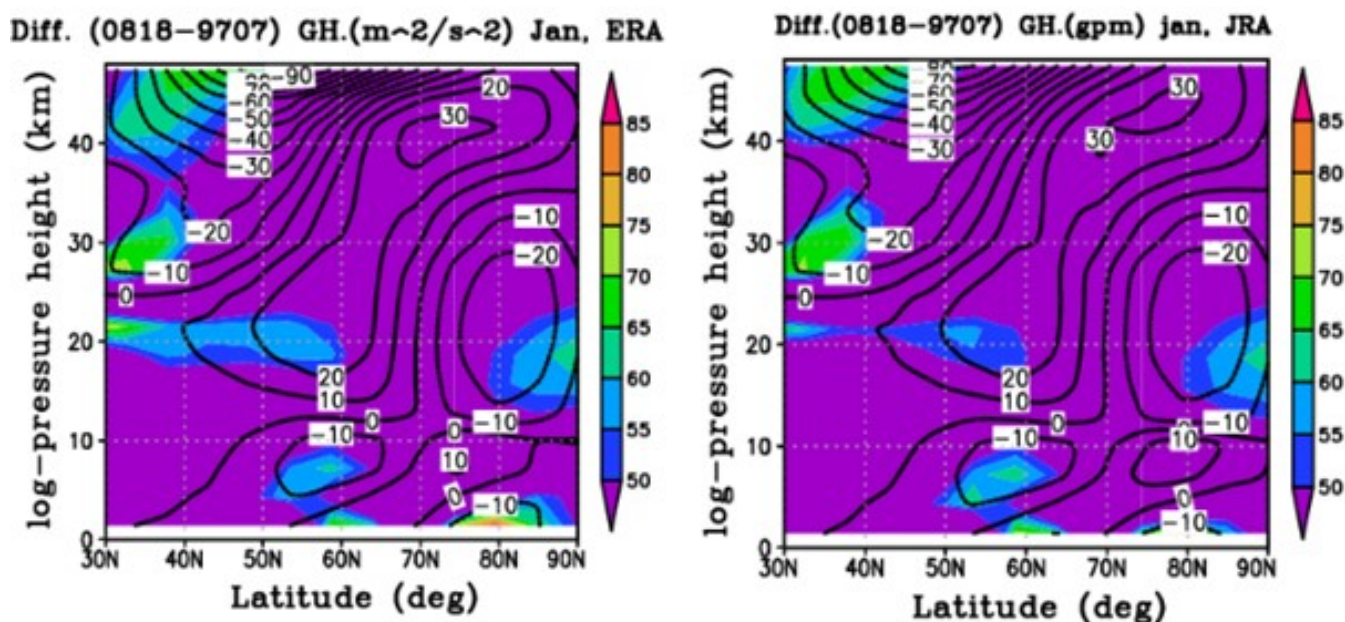


Рисунок 3.12 - Разность между 2008-2018 и 1997-2007г для геопотенциала осредненного за январь. Левая панель по данным реанализа ERAint, правая – JRA55. Частота изолиний 10 гп.м, заливкой обозначена статистическая значимость полученных результатов

В феврале (рисунок 3.13) геопотенциал сильно уменьшился на высотах выше 30 километров, по сравнению с данными за декабрь и январь. Максимальная разница составила 260 единиц, на верхней границе и широте примерно 60 градусов. Однако, статистическая значимость этого изменения практически никогда не превышает 85%, за исключением маленького очага на высоте примерно 35 километров и широте 35 градусов, там уровень значимости равен 95%. Но площадь слишком мала, чтобы сказать, что это много что значимый показатель. Так же из рисунка видно, что изолинии разности геопотенциала данных японского реанализа более вытянутые к полюсу и экватору. Так же обе модели показывают увеличение геопотенциальной высоты на широтной полосе 60-90 градусов и на высоте приблизительно до 12 километров.

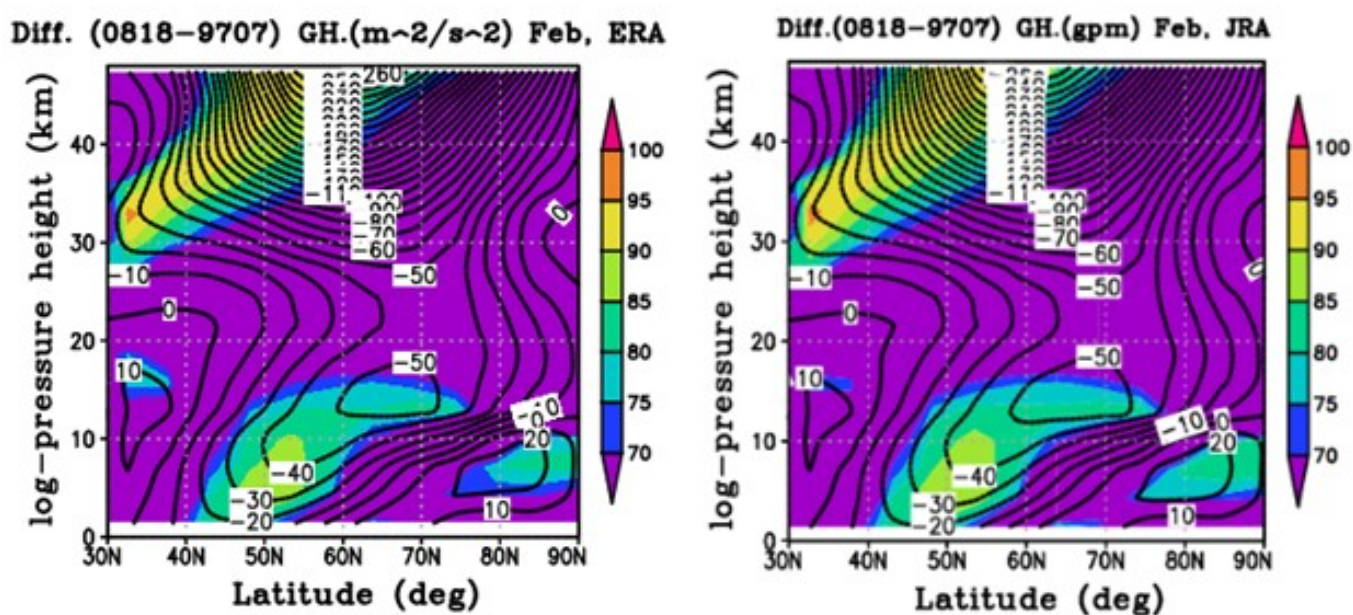


Рисунок 3.13 - Разность между 2008-2018 и 1997-2007г для геопотенциала осредненного за февраль. Левая панель по данным реанализа ERAint, правая – JRA55. Частота изолиний 10 гп.м, заливкой обозначена статистическая значимость полученных результатов

Несмотря на то, что за исключением января, по отдельности за каждый месяц изменение геопотенциала не обладает значительной статистической значимостью, при осреднении геопотенциала за три зимних месяца сразу (рисунок 3.13) его изменение можно считать статистически значимым. Данные двух реанализов показывают примерно одинаковый результат: геопотенциал значительно уменьшается в верхних слоях стратосферы и его изменение можно считать статистически значимым на широтах 40-60 градусов. Максимальное изменение составило 120 единиц ( в средняя геопотенциальная высота была больше в период с 1997 по 2007 год, чем в период с 2008 по 2018 год). А так же незначительное статистически значимое уменьшение геопотенциала на высоте 5-10 километров на широте 50-60 градусов. А так же наблюдается незначительное увеличение геопотенциала на высоте примерно 8 километров и широте 80 градусов. Так же, из рисунка видно, что изолинии одинаковой разницы по модели японского реанализа JRA-55 не несколько градусов больше вытянуты в стороны полюса и экватора.

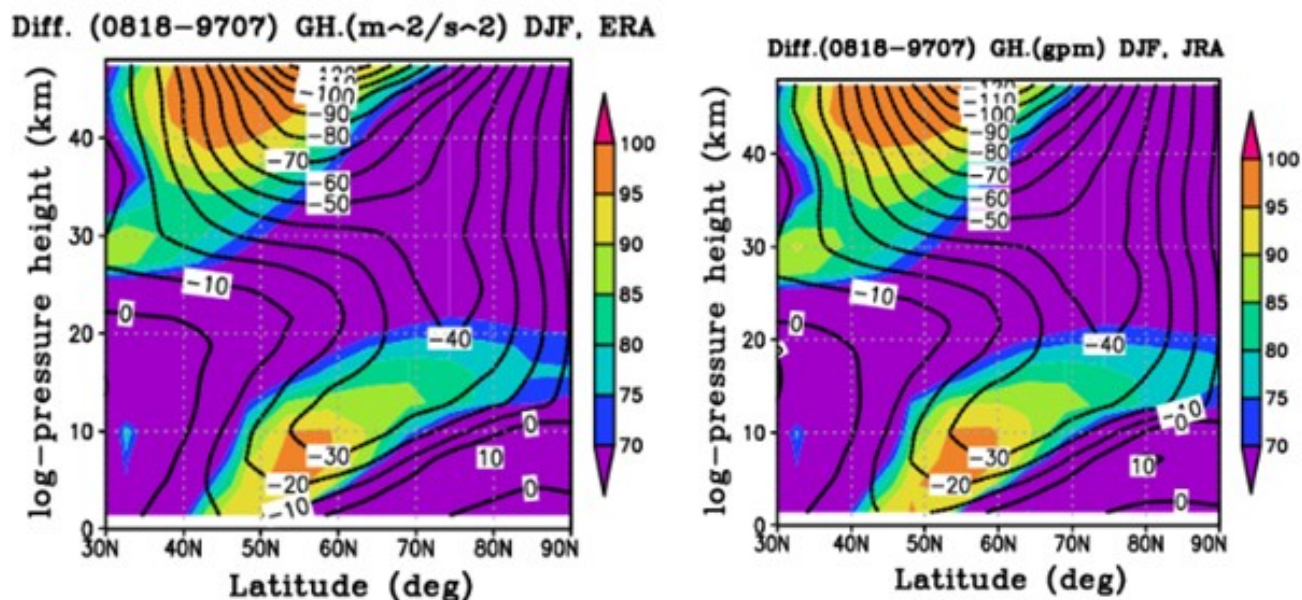


Рисунок 3.13 - Разность между 2008-2018 и 1997-2007г для геопотенциала осредненного за три зимних месяца (декабрь, январь, февраль). Левая панель по данным реанализа ERAint, правая – JRA55. Частота изолиний 10 гп.м.

Таким образом, объединяя все выше сказанное можно сделать вывод, что несмотря на то, что по отдельности изменчивость геопотенциала за каждый месяц не являются статистически значимыми, при осреднении геопотенциала за три зимних месяца (декабрь, январь, февраль) тенденция уменьшения геопотенциала в верхних слоях стратосферы сохраняется, а так же является статистически значимым результатом.

Исходя из всего вышесказанного можно сделать вывод, несмотря на то, что визуально разницы между двумя одиннадцатилетними периодами (с 1997 по 2007 год и с 2008 по 2018 год) можно сказать не наблюдается, и при осреднении каждой метеовеличины по отдельности за каждый месяц изменения всех величин не являются статистически значимым, но за три месяца сразу тенденции изменения сохраняются, а статистическая значимость возрастает.



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для данного исследования были выбраны данные двух реанализов: JRA-55, созданный Японским Метеорологическим Агентством (JMA), совместно с Центральным Научно-исследовательским Институтом Электроэнергетики (CRIEPI) и реанализ ERA-Interim от Европейского центра среднесрочных прогнозов. В первой главе было представлено описание данных реанализов.

Для исключения влияния солнечной активности были выбраны 22 зимних периода, которые были разделены на два временных интервала с 1997 по 2007 год и с 2008 по 2018 год.

Были рассчитаны разности между двумя десятилетиями по каждой исследуемой величине за каждый зимний месяц отдельно и за три холодных месяца вместе. Далее была рассчитана статистическая значимость этих изменений. Результаты были представлены в графическом виде и приведены в третьей главе. Для оценки статистической значимости был выбран t-тест Уэлча, описанный во второй главе.

Наибольшая изменчивость температуры происходит в средних и верхних слоях стратосферы, начиная примерно с 20 километров, на всей широтной полосе, как правило, эти изменения достаточно статистически значимы и уровень их значимости составляет примерно 80-95 процентов. Наименьшее значение статистической значимости изменения среднесезонной температуры наблюдается в декабре-январе, а наибольшее в феврале.

По отдельности за каждый месяц изменения скорости зонального ветра сложно считать статистически значимыми, но при осреднении за три зимних месяца результат начинает обладать повышенной статистической значимостью (85-95 процентов), при этом изменчивость ветра с высотой сохраняется.

По отдельности изменчивость геопотенциала за каждый месяц не является статистически значимой, а при осреднении за три зимних месяца (декабрь, январь, февраль) тенденция уменьшения геопотенциала( примерно на 100 гп.м) в верхних слоях стратосферы сохраняется, а так же является статистически значимым результатом(около 95%).

При сравнении двух реанализов можно сказать, что японский реанализ JRA-55 считает результаты изменчивости более статистически значимыми, чем реанализ ERA-Interim. Несмотря на то, как правило по данным реанализа ERA-Interim изменчивость немного выше, чем по данным японского реанализа.

Что соответствует результатам, полученным в предыдущих исследованиях [1], [2], с разницей лишь в том, что в данном исследовании статистическая значимость изменения среднезональной температуры, зональной компоненты ветра и геопотенциала возросла.

## СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

1. Rakushina E.V., Ermakova T.S., Pogoreltsev A.I. Changes in the zonal mean flow, temperature, and planetary waves observed in the Northern Hemisphere mid-winter months during the last decades (2018) *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 171, pp. 234-240.  
<https://doi.org/10.1016/j.jastp.2017.08.005>
2. Pogoreltsev, A.I., Kanukhina, A.Yu., Suvorova, E.V., Savenkova, E.N., 2009. Variability of planetary waves as a signature of possible climatic changes. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 71, 1529–1539. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jastp.2009.05.011>.
3. Kalnay, E., and coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437–471
4. Krishnamurti, T N (1995). "Numerical Weather Prediction". *Annual Review of Fluid Mechanics*. 27: 195–225.
5. <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim>
6. [https://jra.kishou.go.jp/JRA-55/index\\_en.html](https://jra.kishou.go.jp/JRA-55/index_en.html)
7. A. K. Steiner, F. Ladstädter, W. J. Randel, A. C. Maycock, Q. Fu, C. Claud, H. Gleisner, L. (2020) Observed Temperature Changes in the Troposphere and Stratosphere from 1979 to 2018 8165–8194, электронный ресурс <https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/33/19/jcliD190998.xml>

8. Kanukhina, A.Yu., Suvorova, E.V., Nechaeva, L.A., Skrygina, E.K., Pogoreltsev, A.I., 2008. Climatic variability of the mean flow and stationary planetary waves in the NCEP/ NCAR reanalysis data. *Ann. Geophys.* 26, 1233–1241.
9. Maycock, A. C., et al. (2018) Revisiting the Mystery of Recent Stratospheric Temperature Trends электронный ресурс <https://doi.org/10.1029/2018GL078035>
10. Amanda C. Maycock, William J. Randel, Andrea K. Steiner, Alexey Yu Karpechko, John Christy, Roger Saunders, David W. J. Thompson, Cheng-Zhi Zou, Andreas Chrysanthou etc. *Geophysical Research Letters* Revisiting the Mystery of Recent Stratospheric Temperature Trends 2018 9919-9933 <https://doi.org/10.1029/2018GL078035>
11. Sakazaki, T., Fujiwara, M., Zhang, X., Hagan, M.E., Forbes, J.M., 2012. Diurnal tides from the troposphere to the lower mesosphere as deduced from TIMED/SABER satellite data and six global reanalysis data sets. *J. Geophys. Res.* 117, D13108. <http://dx.doi.org/10.1029/2011JD017117>
12. Baldwin, M.P., Dunkerton, T.J., 2005. The solar cycle and stratosphere-troposphere dynamical coupling. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 67, 71–82. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jastp.2004.07.018>
13. Frohlich, C., Lean, J., 1998. The sun's total irradiance: cycles, trends, and related climate change uncertainties since 1976. *Geophysical Research Letters* 25, 4377–4380 <https://doi.org/10.1029/1998GL900157>
14. Dunkerton, T.J., 1997. The role of gravity waves in the quasibiennial oscillation. *Journal of Geophysical Research* 102, 26053–26076. <https://doi.org/10.1029/96JD02999>

15. Baldwin, M.P., Stephenson, D.B., Thompson, D.W.J., Dunkerton, T.J., Charlton, A.J., O'Neill, A., 2003b. Stratospheric memory and extended-range weather forecasts. *Science* 301, 636–640.  
<https://www.science.org/doi/pdf/10.1126/science.108714>
16. Wittman, M.A.H., Polvani, L.M., Scott, R.K., Charlton, A.J., 2004. Stratospheric influence on baroclinic lifecycles and its connection to the Arctic Oscillation. *Geophysical Review Letters*. <https://doi.org/10.1029/2004GL020503>
17. Wallace, J.M., 2000. North Atlantic Oscillation/Annular Mode: two paradigms one phenomenon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 126, 791–805.