



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

Кафедра метеорологических прогнозов

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(магистерская диссертация)

На тему: «Влияние динамического и радиационного переходов на начало
летнего режима в стратосфере»

Исполнитель Олешко Алина Васильевна
(фамилия, имя, отчество)

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

Ермакова Татьяна Сергеевна

(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»
заведующий кафедрой

(подпись)

кандидат физико-математических наук, доцент

(ученая степень, ученое звание)

Анискина Ольга Георгиевна

(фамилия, имя, отчество)

« 03 » июня 2024 г.

Санкт-Петербург

2024

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
ГЛАВА 1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОИСХОДЯЩИХ ПРОЦЕССОВ В СТРАТОСФЕРЕ, ОКАЗЫВАЮЩИХ НА НЕЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ.....	5
1.1 Тропосфера и стратосфера.....	5
1.2 Полярный вихрь и внезапное стратосферное потепление	10
1.3 Эль-Ниньо Южное колебание	17
1.4 Квази-двухлетнее колебание	19
1.5 Солнечная активность	22
1.6 Переход стратосферы в летний режим.....	25
ГЛАВА 2. ИСХОДНЫЙ МАТЕРИАЛ И ЕГО ОБРАБОТКА.....	27
2.1 Реанализ MERRA-2	27
2.2 Технологии Аисори	30
ГЛАВА 3. ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ	32
3.1 Определение типа перехода стратосферы в летний режим	32
3.2 Аномалии метеорологических характеристик относительно среднеклиматических значений	39
3.3 Разница между типами переходов	50
3.4 Сравнение приземной среднесуточной температуры при разных типах переходах	58
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	70
СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	72

ВВЕДЕНИЕ

В тот момент, когда полярный вихрь разрушается и стратосфера переходит на летний режим, происходят важные процессы, которые оказывают влияние на явления в соседних слоях атмосферы. В последние годы было замечено, что этот переход осуществляется неодинаково, а имеет несколько типов. Они подразделяются на радиационный переход, то есть естественный, который происходит под воздействием солнечной радиации, и на динамический, который происходит при мощном внезапном стратосферном потеплении в конце зимы – начале весны. Исследование влияния разных типов переходов не только на саму стратосферу, но и на тропосферу, поможет лучше понять происходящие процессы и взаимодействие между слоями атмосферы.

Актуальность работы: взаимодействие между слоями атмосферы уже доказано. Оно оказывает влияние на термодинамическую ситуацию в тропосфере, стратосфере и мезосфере. Надо развивать исследования, какими путями происходит это взаимодействие и как именно оно сказывается с целью улучшения, как климатических прогнозов, так и сезонных прогнозов погоды.

Цель работы: определить тип перестройки стратосферы на летний режим и исследовать взаимодействие между тропосферой и стратосферой во время этого перехода.

Поставленные задачи:

- Определить тип перехода стратосферы на летний режим в 1980-2022 гг.;
- Рассчитать и проанализировать аномалии распределения метеорологических характеристик (зональная компонента скорости ветра и температуры) от среднеклиматических значений для каждого типа перехода;
- Рассчитать разницу распределения метеорологических

характеристик (зональная компонента скорости ветра и температуры) между типами переходов и оценить статистическую значимость между ними;

- Рассмотреть влияние каждого типа перестройки на тропосферу;
- Проанализировать зависимость определенного типа перехода от фазы ЭНЮК, КДК и солнечной активности.

ГЛАВА 1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОИСХОДЯЩИХ ПРОЦЕССОВ В СТРАТОСФЕРЕ, ОКАЗЫВАЮЩИХ НА НЕЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ

1.1 Тропосфера и стратосфера

Тропосфера — это самая нижняя часть атмосферы, которая находится ближе всего к Земле и простирается примерно на 8 км над полюсами и на 18 км над экватором. Это самая плотная часть атмосферы, содержащая почти весь водяной пар, облака и осадки. Температура в тропосфере обычно падает с высотой примерно на 6–7 °С на км⁻¹ в нижней половине и на 7–8 °С на км⁻¹ в верхней половине. Из-за общего понижения температуры с высотой и наличия погодных систем тропосфера часто характеризуется довольно значительными локализованными вертикальными движениями, хотя они обычно намного меньше горизонтальных движений. Иногда в тропосфере могут присутствовать мелкие слои, в которых температура повышается с высотой. Эти инверсии препятствуют вертикальному движению. Вклад в значимость тропосферы вносят водяной пар, облака, штормы и погода.

Водяной пар играет главную роль в регулировании температуры воздуха, поскольку он поглощает солнечную энергию и тепловое излучение с поверхности планеты. Тропосфера содержит 99% водяного пара в атмосфере. Однако содержание водяного пара быстро уменьшается с высотой, что отражает изменение температуры. Концентрация водяного пара также изменяется в зависимости от широты, достигая максимума над тропиками и уменьшаясь по направлению к полярным регионам. Все погодные явления происходят в тропосфере, хотя турбулентность может распространяться и на нижнюю часть стратосферы. Тропосфера означает область поворота или смещения, и она так названа из-за сильных конвективных воздушных течений в этом слое.

Тропосфера ограничена сверху тропопаузой, высота которой значительно варьируется в зависимости от местоположения и типа погодных систем, широты и т. д. Температура и высота тропопаузы в данном месте могут быстро изменяться в зависимости от преобладающих погодных систем.

Тропопаузу можно рассматривать как основание большого слоя инверсии, т. е. стратосферы, которая препятствует вертикальному перемешиванию. Следовательно, часто существуют значительные градиенты концентрации через тропопаузу. Например, концентрация водяного пара, которая в значительной степени является результатом испарения с поверхности Земли, резко уменьшается над тропопаузой, в то время как концентрация озона заметно возрастает. Влажный с низким содержанием озона тропосферный воздух мало смешивается с сухим, богатым озоном стратосферным воздухом.

Стратосфера — это второй основной слой в атмосфере. Он находится над тропопаузой на высоте до 50 км. Температура воздуха в стратосфере постепенно повышается примерно до 273К в стратопаузе (~50 км), что отмечено изменением тенденции температуры. Поскольку температура воздуха в стратосфере повышается с высотой, она не вызывает конвекции и оказывает стабилизирующее действие на атмосферные условия в этом регионе, ограничивая турбулентность тропосферой. Поскольку содержание водяного пара в стратосфере очень низкое, озон играет основную роль в регулировании теплового режима этого слоя. Температура повышается с концентрацией озона. Солнечная энергия преобразуется в кинетическую энергию, когда молекулы озона поглощают ультрафиолетовое излучение, что приводит к нагреванию стратосферы.

Вертикальный градиент температуры в стратосфере сильно препятствует вертикальному перемешиванию, в отличие от ситуации в тропосфере. Примерно с 20 до 32 км обычно присутствует слой, близкий к изотермическому, тогда как температура выше повышается с высотой.

Стабильность стратосферы приводит к сильно слоистой структуре, в которой тонкие слои аэрозоля могут сохраняться в течение длительного времени. Малые концентрации водяного пара приводят к тому, что выделение скрытой теплоты или конденсация становятся несущественными, поэтому погода и облака встречаются редко. Однако иногда на высотах 20–30 км наблюдаются перламутровые облака.

Стратосфера представляет собой область интенсивных взаимодействий между радиационными, динамическими и химическими процессами, в которой горизонтальное перемешивание газообразных компонентов происходит намного быстрее, чем вертикальное перемешивание. Стратосфера теплее верхней тропосферы, главным образом из-за стратосферного озонового слоя, который поглощает солнечное ультрафиолетовое излучение.

Химический состав стратосферы в целом похож на состав тропосферы, за некоторыми исключениями, наиболее заметными из которых являются озон и водяной пар. Стратосфера относительно сухая. Однако она богата озоном, поскольку это основная область образования озона. Озон поглощает ультрафиолетовое излучение от Солнца, и при низкой плотности на стратосферных высотах это поглощение является эффективным механизмом передачи кинетической энергии относительно небольшому количеству молекул, из-за чего температура воздуха становится высокой. Поэтому озон в верхней стратосфере действует как источник тепла. Часть тепла передается вниз в результате оседания и излучения, хотя стратосфера в целом остается теплой вверху, где температуры близки к температурам на поверхности Земли, и холодной внизу, и поэтому очень стабильной.

Верхняя граница стратосферы называется стратопаузой, которая находится на высоте 50–55 км, уровне, на котором температура перестает повышаться с высотой.

Верхняя тропосфера и нижняя стратосфера (ВТ/НС) — это сложный регион, где процесс обмена вещества происходит через границу между тропосферой и стратосферой. Поскольку временные рамки радиационных и химических процессов относительно велики, перенос играет крайне важную роль. Радиационные свойства и фазовые переходы атмосферной влажности связаны с гидрологическими и энергетическими циклами экосистемы земной системы. Поскольку среднее время нахождения водяного пара в атмосфере составляет около 10 дней, атмосферная ветвь по сути является довольно быстро протекающим компонентом глобального гидрологического цикла. Тропические осадки особенно важны как механизм воздействия на крупномасштабную циркуляцию и климат атмосферы.

ВТ/НС имеет ряд особых характеристик, влияющих на земной климат. Давление в этих слоях достаточно высокое, чтобы оказывать влияние на ход реакций и фотохимических процессов. Эта область находится ниже озонового слоя, поэтому радиация ограничивается длинами волн, превышающими ~290 нм. В верхней тропосфере и нижней стратосфере располагаются самые холодные зоны в нижних слоях атмосферы, благодаря чему могут образовываться высокореактивные частицы. Эти частицы способствуют возникновению гетерогенных реакций, происходящих в твердой среде, а также многофазных реакций, происходящих в жидкой капле, в результате чего изменяется состав этой области. Частицы, в особенности перистые облака, также напрямую взаимодействуют с излучением. Однако эти регионы — это области, где четкое разделение временных рамок для химии и динамического переноса отсутствует. Таким образом, химические, микрофизические и динамические процессы играют важную роль в определении содержания озона и радиационного баланса атмосферы.

Так, в области ВТ/НС наблюдается сложное взаимодействие между динамикой, переносом, излучением, химией и микрофизикой. Динамика и излучение приводят к низким температурам, при которых образуются

сконденсированные вещества в результате микрофизических процессов. Микрофизика, в свою очередь, влияет на химию так же, как и температура, солнечное излучение и перенос химических веществ, а химия, соответственно, оказывает обратное влияние на климат через излучение [1].

На границе между стратосферой и тропосферой сосредоточено множество проблем, связанных с климатом и экологией. ВТ и НС тесно связаны посредством переноса химических веществ, и их взаимное влияние очень велико и значимо. Источник всех составляющих для фотохимического производства озона в верхней тропосфере и разрушения в нижней стратосфере исходит из нижней атмосферы и должен пройти через верхнюю тропосферу, чтобы попасть в нижнюю стратосферу. Точно так же содержимое нижней стратосферы проходит через верхнюю тропосферу для удаления, тем самым влияя на эту чувствительную область [1].

Разработанные модели для района ВТ/НС пока что не показали высокой эффективности. Уровень понимания тенденций в радиационно важных микроэлементах, таких как озон и водяной пар, в настоящий момент недостаточен. Информация о роли стратосферы в климате требует надлежащего рассмотрения вопроса переноса и смешивания в верхней тропосфере и нижней стратосфере, радиационных процессов, а также химии и микрофизики истощения стратосферного озона, которые связаны между собой, поскольку их временные рамки схожи. Кроме того, атмосферные измерения в этом регионе несколько затруднены и неполны.

Предполагается, что многие детали взаимодействия стратосферы и тропосферы в тропиках будут сильно отличаться от таковых во внетропических районах. Одним из аспектов является то, что потенциальные динамические механизмы связи между стратосферой и тропосферой различны. Малые значения параметра Кориолиса в тропиках означают, что в сбалансированной динамике естественное соотношение вертикальных и горизонтальных масштабов длины, определяемое формой оператора

инверсии потенциальной завихренности, невелико, поэтому динамические структуры, естественно, неглубоки. Наряду с этим, в передаче информации по вертикали большую роль играет несбалансированная динамика, конвекция или распространение волн. Вторым отличительным аспектом является то, что потенциальные динамические обратные связи в тропосфере, которые могут усилить реакцию тропосферы, различны из-за совершенно иной природы динамики и термодинамики тропической тропосферы по сравнению с внетропической тропосферой. В последнем преобладает взаимодействие между бароклинными вихрями и более крупномасштабной средой, состоящей из струй и волн Россби планетарного масштаба. В настоящее время это взаимодействие признано фундаментальным для связи стратосферы с внетропической тропосферой и, в более общем плане, для определения будущих изменений в циркуляции внетропической тропосферы. Тропический аналог - это самоорганизация и соответствующая внутренняя изменчивость в масштабах от 100 до 10000 км в сильно конвективных регионах и их неконвективной среде, взаимодействующих посредством динамических и облачно-радиационных процессов и переноса влаги. Именно эти взаимодействия, вероятно, будут играть важную роль в любом взаимодействии от стратосферы до тропической тропосферы.

1.2 Полярный вихрь и внезапное стратосферное потепление

Во время полярной ночи зимой солнечный свет не достигает полюсов. В средней и нижней стратосфере образуется сильный циркумполярный ветер. Эти сильные ветры представляют собой полярный вихрь. Скорость ветра в пределах вихря может достигать 100 м/с. Вихрь располагается в средней и нижней стратосфере. Он важен, поскольку изолирует очень холодный воздух внутри себя. При отсутствии солнечного света воздух внутри полярного вихря становится очень холодным. Следовательно, специальные облака

могут образовываться, как только температура воздуха опускается ниже -80 °С.

Сила полярного вихря зависит от времени года, но в каждом полушарии он наиболее силен зимой, когда температурный контраст между полюсом и экватором наиболее высок. В теплое время года он может ослабевать или полностью исчезать.

Холодный воздух удерживается внутри полярного вихря струйным потоком полярного фронта (движущимся на восток сильным потоком в виде пояса стратосферных ветров, который отделяет теплый тропический воздух от холодного полярного воздуха в средних широтах).

В зимнее время года в Северном полушарии струйное течение полярного фронта располагается над средними широтами (районы, расположенные между 30° и 60° северной широты). Если циркуляция этого потока сильна, полярный вихрь приобретает форму круга с центром на Северном полюсе или очень близко к нему. Колебания в циркуляции струйного потока на полярном фронте (называемые волнами Россби) могут быть результатом выброса энергии, генерируемой контрастами температуры между сушей и океаном, и воздуха, отклоняемого большими горными хребтами на пути струйного потока в стратосфере. Эти волны могут ослабить циркуляцию вокруг полярного вихря и сделать его более восприимчивым к разрушениям, вызванным перемещающимися на север теплыми воздушными массами и системами высокого давления. Нарушения в полярном вихре могут отодвинуть часть основного региона холодного арктического воздуха на тысячи километров к югу, что приводит к широкомасштабным “вспышкам холодного воздуха” или “волнам похолодания”, которые могут снизить температуру воздуха до опасного уровня над населенными районами Евразии или Северной Америки.

Стратосфера охлаждается парниковыми газами. Уровень охлаждения более выражен в верхних слоях стратосферы. Предполагается, что различие в

охлаждении способствует ужесточению вихря. Сжатие полярного вихря повлияет на изменения погодных условий во всем Северном полушарии. До 1970 г. полярный вихрь был по своей природе непостоянным. Усиление и ослабление полярного вихря происходило от недели к неделе или от месяца к месяцу, особенно зимой. После 1970-х годов вихрь стал заметно усиливаться.

Действуя как барьер, он эффективно блокирует любое смешение воздуха между внутренней и внешней частью вихря в течение зимы [2]. Таким образом, богатый озоном воздух в средних широтах не может быть перенесен в полярный регион.

Изоляция полярного воздуха позволяет процессам разрушения озона проходить без помех и пополняться за счет вторжений богатого озоном воздуха из средних широт. Эта изоляция полярного вихря является ключевым компонентом потери озона в полярных районах, поскольку вихревая зона может развиваться, не беспокоясь более стандартной химией средних широт. Полярный ночной струйный поток над Арктикой не так эффективен в том, чтобы удерживать вторжения более теплого воздуха из средних широт, богатого озоном. Это связано с тем, что в Северном полушарии наблюдается большая волновая активность и, следовательно, большее смешивание воздуха с севера на юг, чем в Южном полушарии.

Стратосферное потепление – это явление, которое возникает, когда полярный вихрь, представляющий собой систему западных ветров, которые обычно преобладают в северном зимнем полушарии, резко замедляется или меняет направление в течение нескольких дней, что сопровождается сильным и внезапным повышением температуры «взрывного характера» в полярной и субполярной стратосфере зимой, иногда на 50° и более в течение нескольких (порядка десяти) суток. При этом меняется знак меридионального градиента температуры над полушарием, формируется стратосферный антициклон, и общий перенос воздуха меняется с западного на восточный. Стратосферное потепление возникает в верхней стратосфере, в слоях, располагающихся над

уровнем около 24 км и затем распространяется также и на нижнюю стратосферу. Возвращение к нормальному зимнему режиму протекает медленнее, чем развитие потепления. Следует отличать стратосферное потепление данного «взрывного» типа от нормального потепления стратосферы в годовом ходе.

По характеру эти явления разделяются на три группы:

- значительное потепление;
- незначительное (малое) потепление;
- заключительное потепление.

Внезапное стратосферное потепление называется значительным, когда западные ветры на параллели 60° с.ш. и на уровне 10 гПа меняют направление на обратное, т.е. становятся восточными. При этом наблюдается или разделение полярного вихря на несколько полярных вихрей, или его перемещение из полярных широт к югу (нормальное положение полярного вихря – над Северным полюсом).

В случае с незначительным (малым) потеплением смены направления ветра не наблюдается. При этом происходит замедление западного потока (т.е. идущего с запада). И если критерием значительного потепления является рост температуры на уровне 10 гПа между Северным полюсом и 60-й параллелью, то незначительным потеплением является рост температуры на любом уровне стратосферы над любой широтой зимнего полушария, по меньшей мере, на 25°.

Последний тип стратосферных потеплений – заключительное потепление. Это потепление происходит со сменой радиационного цикла, т.е. перехода стратосферы от зимнего состояния к летнему, когда зимний западный поток сменяется летним восточным и сохраняется таковым до наступления следующей зимы в данном полушарии, при этом стратосферные потепления в классическом понимании в летней стратосфере не происходят.

Разрушение стратосферного полярного вихря, совершаемое под влиянием заключительного стратосферного потепления, воздействует на тропосферу и на протяжении последующих двух месяцев оказывает влияние на погодные условия в средних и высоких широтах Северного полушария.

Одним из источников сезонной предсказуемости в стратосфере, вероятно, является медленная нисходящая миграция зональных аномалий температуры и ветра, которые назвали. Недавно было показано, что эта медленная изменчивость является довольно устойчивым поведением вихря после особенно сильных потеплений, что позволяет предположить, что события струйных колебаний полярной ночи лучше всего рассматривать как продолжительное восстановление после таких сильных потеплений. Продолжительность этих восстановлений сильно коррелирует с глубиной, на которой нарушена циркуляция — те явления, которые нарушают самые нижние слои стратосферы, сохраняются дольше всего. Это соответствует вертикальному градиенту в масштабах времени затухания излучения, который также достигает наибольшего значения в самых нижних слоях стратосферы. Кроме того, восстановление также характеризуется сильным подавлением распространения планетарных волн в вихре. Поскольку процессы, обусловленные излучением, вероятно, будут гораздо более предсказуемыми, чем сильно нелинейное волновое воздействие, это позволяет предположить, по крайней мере, приблизительную причину повышенной предсказуемости.

ВСП увлекательны с точки зрения гидродинамики, и, возможно, самый простой и понятный способ просмотра динамики - это карты потенциальной завихренности. Карты солнечной активности в средней стратосфере показывают, что волны планетарного масштаба разрушают полярный вихрь, заостряя его края. Всем ВСП предшествует эрозия вихря, которая образует “зону прибоа”, окружающую вихрь. При достаточно высоком разрешении можно увидеть филаментацию потенциальной завихренности — тонкие

струи, которые отделяются от вихря и смешиваются в зоне приобья. Этот горизонтальный вид дополняет зональное среднее значение, которое показывает, в основном, быстрое повышение температуры по мере того, как воздух опускается над полярной шапкой, сопровождающееся замедлением зональных ветров. Со временем были предложены различные механизмы, объясняющие возникновение ВСП. Некоторые из этих механизмов дополняют друг друга с разных точек зрения, например, с зонально-средней точки зрения волны, взаимодействия среднего потока и горизонтальной точки зрения разрушения волн и потенциальной завихренности.

Основной вопрос заключается в том, являются ли ВСП уникальными в динамическом отношении экстремальными явлениями или нет. Учитывая наблюдаемые распределения температур, ветров, солнечной энергии и т.д., выделяются ли всплытия как выбивающиеся из распределения? Или ВСП просто занимают один конец распределения? В северном полушарии, по-видимому, ВСП занимают один конец распределения (например, для зимнего времени со средним зональным ветром при 60° северной широты, 10 ГПа). Существует широкий спектр потеплений, от очень незначительных до серьезных климатологических отклонений. Таким образом, определение ВСП как произошедшего или нет сводится к определению фиксированного порога (например, абсолютных стратосферных полей, таких как полярный ветер и/или температура на некотором уровне) или относительного поля (например, основанного на изменчивости полярной стратосферы, такой как Северный кольцевой режим (NAM), или просто изменчивость полярной температуры. Для выявления крупных событий было предложено множество различных критериев. Они часто определяют наиболее разрушительные события, но различаются по количественному масштабу и времени их возникновения. Однако использование различных алгоритмов в исследованиях может привести к противоречивым выводам между исследованиями, особенно при использовании разных моделей или при разных климатических условиях.

Воздействие ВСП не ограничивается полярной стратосферой. ВСП влияют на циркуляцию в тропической стратосфере и за ее пределами, смешивая химические компоненты, такие как озон. Значительное снижение над полярной шапкой, связанный с ВСП, уравнивается подъемом к югу от до 50° северной широты, который распространяется к южному полушарию. Также виден подъем (охлаждение) в полярных слоях верхней стратосферы, который распространяется в мезосферу. ВСП могут влиять на химический состав термосферы, температуру, направление ветра, плотность электронов и электрические поля в обоих полушариях.

Некоторые из наиболее важных воздействий ВСП происходят в тропосфере, и на самом деле это одна из особенностей ВСП, которой в последнее десятилетие уделялось наибольшее внимание в литературе. В среднем, по наблюдениям, ВСП оказывают существенное, долговременное воздействие на погоду и климат на поверхности, особенно на давление на уровне моря и на NAM, с соответствующими изменениями в струйных течениях, следах штормов и осадках. Эти эффекты намного масштабнее, чем можно объяснить с помощью динамических теорий, таких как фотоэлектрическая инверсия или реакция тропосферы на воздействие стратосферных волн. Тропосферные процессы, возможно, связанные с низкоуровневыми арктическими температурными аномалиями, усиливают сигнал из стратосферы. Эта картина воздействия ВСП на погоду на поверхности становится ясной, когда анализ по многим ВСП усредняется в совокупности. Несмотря на активные усилия научного сообщества, по-прежнему невозможно предсказать, какие отдельные ВСП окажут заметное нисходящее воздействие - это означает, что тропосферные аномалии (например, индекс NAM или давление) имеют тот же знак, что и аномалии в стратосфере. Некоторые ВСП могут оказывать воздействие на тропосферу, но не настолько сильное, чтобы быть очевидными.

Учитывая значимость событий ВСП для атмосферы в целом, был предпринят ряд усилий по изучению их предсказуемости. ВСП могут быть относительно точно предсказаны на 10-15 дней вперед. В ходе наблюдений было выявлено несколько явлений за пределами полярной стратосферы, которые могут влиять на вероятность этого явления. Некоторые из них связаны с тропической стратосферой, такие как квази-двухлетние колебания (КДК) и полугодовые колебания экваториальной стратосферы. Другие связаны с системой океан-атмосфера, такие как Эль-Ниньо Южное колебание (ЭНЮК) и колебание Мэддена-Джулиана, а некоторые другие даже относятся к внешним явлениям, таким как 11-летний солнечный цикл. Учитывая множество возможных влияний и то, что с 1958 года было выявлено всего около 40 ВСП, количественная оценка этих взаимосвязей является сложной задачей.

1.3 Эль-Ниньо Южное колебание

Эль-Ниньо Южное колебание (ЭНЮК) связан с неравномерными колебаниями силы восточных пассатов и океанического термоклина в тропической части Тихого океана, который отделяет теплые поверхностные воды от более холодных и богатых питательными веществами глубинных вод. Изменчивость ЭНЮК связана с различными температурами поверхности моря и связанной с ними конвективной активностью. Эль-Ниньо и Ла-Нинья происходят с нерегулярными циклами продолжительностью около 2-7 лет и, как правило, достигают своего пика в декабре. Во время теплой фазы (Эль-Ниньо) океанический термоклин выравнивается по мере ослабления тропических пассатов, смещая область теплых умеренных ветров, а также области конвективной активности на восток в экваториальной части Тихого океана. Тропическая атмосфера связана с изменениями температуры поверхности моря через сдвиги в циркуляции Уокера, наборе зональных ячеек циркуляции в тропиках, приводимых в движение атмосферной

конвекцией, что приводит к изменениям давления в тропической части Тихого океана, так называемому Южному колебанию. Во время Ла-Нинья восточные пассаты усиливаются и накапливают теплую воду в западной части Тихоокеанского бассейна, в то время как термоклин перемещается ближе к поверхности в восточной части Тихого океана, позволяя более холодным водам достигать поверхности.

Южное колебание Эль-Ниньо (ЭНЮК), то есть теплая (Эль-Ниньо) и холодная (Ла-Нинья) фазы экваториального явления, связанного с атмосферой и океаном Тихого океана, оказывает далеко идущее разрушительное воздействие на глобальную циркуляцию атмосферы и океана. Были выявлены различные пути, которые связывают ЭНЮК с регионами по всему миру посредством так называемых телеконференций [3].

Отдаленные эффекты также достигают регионов за пределами тропиков: аномалии в тропическом нагреве и конвекции, связанные с ЭНЮК, могут вызывать волны планетарного масштаба, которые распространяются к полюсу. Во время Эль-Ниньо волны Россби могут оказывать различные воздействия, начиная от углубления Алеутской системы низкого давления над северной частью Тихого океана и заканчивая региональными климатическими воздействиями на Северную Америку, включая количество осадков выше среднего в Калифорнии, и сдвиг в сторону отрицательной фазы Североатлантического колебания [4], который связан с Северным кольцевым режимом, и сдвиг в южной части Атлантического океана. Кольцевой режим [5]. Североатлантического колебания и Кольцевой режим представляют собой доминирующие модели атмосферного давления, характеризующие изменчивость траекторий штормов в обоих полушариях. В период Ла-Нинья эти эффекты часто, но не всегда, противоположны.

За последние десятилетия, как с помощью наблюдений, так и с помощью моделирования, было обнаружено, что даже такие удаленные от экваториальной части Тихого океана районы, как стратосфера, подвержены

влиянию ЭНЮК [6]. Эль-Ниньо влияет на температуру и ветры в тропической стратосфере и, следовательно, на радиационный фон и химический состав атмосферы. Явления Эль-Ниньо также приводят к потеплению и ослаблению зимнего стратосферного полярного вихря в обоих полушариях. Ослабление зимнего полярного вихря, связанное с полным изменением направления климатологических западных ветров, называется сильным внезапным потеплением стратосферы. Было показано, что эти события влияют на зимнюю погоду и климат на поверхности земли в Северном полушарии в течение нескольких дней или недель после события и могут быть важным компонентом для прогнозирования зимней погоды и климата на поверхности земли в Северном полушарии в субсезонном и сезонном масштабе времени. Как модели, так и наблюдения, как правило, сходятся во мнении, что, по крайней мере, Эль-Ниньо (связь менее очевидна для Ла-Нинья) связан с небольшим, но значительным увеличением ВСП, но связь остается неоднозначной из-за чувствительности как ЭНЮК, так и ВСП к их соответствующей классификации, большой вариабельности выборки в наблюдениях и возможные погрешности моделей, влияющие на взаимосвязь в моделях [7].

1.4 Квази-двухлетнее колебание

Направление и скорость средних зональных ветров в тропиках определяются экваториальным явлением в нижней стратосфере, известным как квази-двухлетнее колебание (КДК). При КДК экваториальные зональные ветры меняются с восточного на западный на высотах выше 30 км, причем восточная и западная фазы с высотой снижаются, так что восточные ветры в какой-то момент будут преобладать над западными, а западные ветры в какой-то момент будут преобладать над восточными ветрами. КДК распространяется примерно на 10-15° широты по обе стороны от экватора,

хотя последствия КДК ощущаются в субтропиках до 30° широты и даже в регионах на высоких широтах.

Средний период КДК составляет около 28 месяцев, хотя период варьируется от 20 до 30 месяцев. КДК наблюдается в диапазоне от 100 до 2 гПа, с максимальной амплитудой около 20–30 гПа [8]. Самые сильные восточные ветры дуют со скоростью около 30 м/с, в то время как самые сильные западные ветры обычно дуют со скоростью 20 м/с. Западные ветры обычно начинают опускаться с июня по август, хотя это и не является жестким правилом. Многие более ранние исследования показали, что западные ветры КДК в основном обусловлены распространяющимися на восток волнами Кельвина. Данные наблюдений и моделирования также показывают, что внутренние гравитационные волны, возбуждаемые конвекционными и фронтальными системами, также способствуют образованию КДК и особенно важны для восточных районов КДК [9].

Эти ветровые режимы распространяются неравномерно вниз, при этом восточные зоны сдвига имеют тенденцию распространяться медленнее и менее неравномерно. КДК также можно наблюдать по температуре, и он доминирует над межгодовой изменчивостью общего содержания озона в тропиках.

Его фаза не связана с годовым циклом, как это имеет место для всех других моделей стратосферной циркуляции. Признано, что периодическая смена ветра вызвана атмосферными волнами, исходящими из тропической атмосферы, которые поднимаются вверх и рассеиваются в стратосфере за счет радиационного охлаждения.

Амплитуда КДК быстро уменьшается по мере удаления от экватора. Однако наблюдения и теория показывают, что КДК влияет на гораздо большую область атмосферы. Благодаря волновой связи КДК воздействует на внетропическую стратосферу в зимний сезон, особенно в северном полушарии, где амплитуды планетарных волн велики. Эти эффекты также

проявляются в таких компонентах, как озон. Зимой в северных широтах модуляция полярного вихря КДК может влиять на тропосферу, проникая вниз. Наблюдения за тропической тропосферой показывают интригующие сигналы, которые могут быть связаны с КДК в стратосфере [10]. КДК даже связывают с изменчивостью верхнего слоя стратосферы, мезосферы и ионосферы.

Широко признано, что КДК может влиять на зимний стратосферный полярный вихрь в Северной Америке, известный как зависимость Холтона-Тэна [11]. Холтон и Тэн [11] также предложили механизм, посредством которого возникает этот эффект: КДК изменяет широту линии нулевого ветра на 50 гПа от экватора до субтропиков между западной и восточной фазами КДК и, следовательно, изменяет ширину внетропического волновода в восходящем направлении распространения планетарных волн из тропосферы и их взаимодействие со стратосферными ветрами [12].

Зимой при восточной фазе КДК западная область нижней стратосферы ограничена к полюсу примерно 20° с.ш., так что волновод для квазистационарных планетарных волн становится уже. Таким образом, планетарные волны имеют тенденцию распространяться ближе к полюсу и ослаблять полярный вихрь. С другой стороны, зимой в период западной фазы КДК западный регион больше простирается до тропиков, и, следовательно, планетарные волны имеют тенденцию распространяться ближе к экватору. Однако этот механизм может оказаться недостаточным для объяснения всей полноты внетропической реакции [13].

Было предположено, что усиленное распространение восходящих волн в средних широтах обусловлено усиленным ростом волн, а не механизмом критической широты, что объясняет изменение КДК в средних широтах, а также изменение полярного вихря в высоких широтах. Также было предположено, что важность вторичной циркуляции, вызванной экваториальным КДК, в средней стратосфере, а не в нижней стратосфере [14]. Указана на важность вызванных КДК аномалий меридиональной

циркуляции, распространяющихся от субтропиков до средних широт, посредством изменений показателя преломления и модуляции распространения волн Россби [15].

Влияние КДК на зимний климат поверхности Северной и Южной Америки. Стратосферный полярный вихрь в северном полушарии может воздействовать на европейскую территорию, сибирское высокогорье и восточноазиатский зимний муссон посредством прогнозируемого северного кольцевого режима или арктической осцилляции [16], которые могут стать мостом между тропическим КДК и внетропическими вариациями климата. Следовательно, стратосферный полярный вихрь может влиять на КДК и условия на поверхности [17]. КДК может повлиять на замедление течения полярной ночной струи в северном полушарии с августа по ноябрь и, следовательно, на заключительное стратосферное потепление [18].

1.5 Солнечная активность

Солнечная активность — комплекс явлений и процессов, связанных с образованием и распадом в солнечной атмосфере сильных магнитных полей.

Солнечные вспышки, корональные выбросы массы, высокоскоростной солнечный ветер и частицы солнечной энергии - все это формы солнечной активности.

Солнечный цикл описывает приблизительно 11-летний цикл солнечной активности, который определяется магнитным полем Солнца и определяется частотой и интенсивностью солнечных пятен, видимых на поверхности.

Солнечные циклы повторяются, но их трудно предсказать. Цикл может длиться от восьми до 14 лет и сильно различаться по интенсивности.

Хотя за последние десятилетия было получено множество доказательств реальности солнечно-климатических связей, физические механизмы влияния солнечной активности на циркуляцию в нижних слоях атмосферы остаются не совсем понятными, что обусловлено несколькими

причинами. Первая проблема заключается в том, что существует ряд факторов, связанных с солнечной активностью, которые могут влиять на атмосферу, таких как общая солнечная радиация, ультрафиолетовое излучение и рентгеновские лучи, возмущения солнечного ветра и межпланетных магнитных полей, солнечные и галактические космические лучи, а также осадки из полярных сияний и электронов из радиационных поясов. Эти факторы различаются по количеству энергии, передаваемой в атмосферу Земли, а также по механизму их воздействия на атмосферные процессы. Часто они воздействуют на атмосферу одновременно, поэтому довольно сложно определить вклад каждого фактора в общую реакцию атмосферы.

Другой серьезной проблемой, связанной с солнечно–атмосферными связями, является выраженная пространственная и временная изменчивость. Реакция атмосферы (изменения давления, температуры, облачного покрова и т.д.) на явления, связанные с солнечной активностью, может заметно отличаться в зависимости от исследуемого региона. Более того, корреляционные связи, наблюдаемые между характеристиками атмосферы и факторами солнечной активности, обнаруживают временную изменчивость, т.е. они могут усиливаться, ослабевать, исчезать и даже менять знак в зависимости от периода времени. В результате наблюдаемая временная изменчивость корреляционных связей часто дает основание сомневаться в реальности влияния солнечной активности на атмосферу.

11–летний солнечный цикл все-таки может являться источником изменчивости, которая может влиять на динамику средней атмосферы в десятилетнем масштабе времени посредством сложного механизма обратной связи между радиацией, химическим составом и взаимодействием среднего волнового потока. Основываясь на данных реанализа Национального центра экологического прогнозирования (NCEP) за относительно короткий период (1979-1998 гг.), наблюдалось повышение температуры в тропической стратопause (на ≈ 50 км) во время солнечного максимума. Предполагается,

что, это повышение температуры приводит к усилению меридионального градиента температуры и усилению полярной ночной струи в зимней стратосфере. Более сильные западные ветры создают барьер для восходящих планетарных волн, которые, в свою очередь, отклоняются к полюсу и разбиваются на более низких высотах. Возникающее в результате этого расхождение в потоке Элиассена–Палма позволяет положительной ветровой аномалии перемещаться вниз и к полюсу в течение зимнего сезона. Утверждается, что вызванные солнцем аномалии ветра могут распространяться в тропосферу, где они создают сигнал в метеорологических переменных, имитирующий положительную фазу Североатлантического колебания (NAO). Предложенный механизм “сверху вниз” с помощью идеализированного моделирования с использованием ранней трехмерной модели общей циркуляции средней атмосферы (GCM) изучили и, анализируя средние показатели за месяц и за его пределы, обнаружено, что во время максимума солнечной активности полярный вихрь, по-видимому, усиливается, особенно в ноябре и декабре, и связали это с положительным арктическим колебанием, которое обнаружили на более низких высотах и в некоторой степени на поверхности. Наблюдаемая закономерность ослабевает в январе и меняет знак начиная с февраля. Однако точное время прохождения сигналов от средних слоев атмосферы к поверхности зависит от конкретного исследования и варьируется с декабря по февраль. Ранние исследования часто цитируются как убедительное доказательство нисходящего влияния 11-летнего солнечного цикла как на среднюю атмосферу, так и на тропосферу. В дополнение к этому было обнаружено, что наиболее сильные NAO-подобные сигналы, вызванные Солнцем в Северной Атлантике (т.е. положительная фаза NAO), на самом деле, по-видимому, появляются с временной задержкой в 3-4 года после солнечного максимума в соответствующем сезонном зимнем среднем. Однако наблюдаемые задержки не удалось воспроизвести в ходе совместного моделирования атмосферы и океана, проведенного одной и той же группой. В модели постулируемая реакция на солнечный цикл в Северной

Атлантике проявляется почти синхронно с солнечным воздействием (максимальная реакция между годами задержки 0 и 1). Это несоответствие между наблюдаемым и смоделированным запаздыванием в реакции в NAO было подтверждено в последующих исследованиях [19]. Предполагается, что приповерхностные отпечатки солнечного цикла могут проявляться только в периоды очень активной солнечной активности с большими амплитудами 11-летнего солнечного цикла.

1.6 Переход стратосферы в летний режим

Весной солнечная радиация начинает нагревать полярную стратосферную область, вызывая «взрыв» полярного вихря [20] и установление летнего полярного антициклона, окруженного восточными ветрами. Переход от западной циркуляции к восточной, называемый заключительным стратосферным потеплением (ЗСП) можно классифицировать на две группы:

1. Радиационный переход – это естественный переход, происходящий за счет нагрева солнцем стратосферы, вихрь разрушается и происходит плавный переход зональной компоненты ветра и температуры.
2. Динамический переход. Такой переход происходит очень резко и ему предшествует усиление планетарных волн и сильный температурный пик, подобный внезапному стратосферному потеплению (ВСП) в середине зимы [21]. После того, как случается резкое потепление стратосферы, зональная компонента ветра меняет свое направление на восточное и уже более не возвращается к западному.

Одно из главных различий этих переходов является то, что динамический переход случается всегда раньше – в марте или начале апреля, а радиационный переход происходит с середины апреля по май.

Сроки возникновения ЗСП связаны с возникновением ВСП. Ранние ЗСП происходят преимущественно в годы без ВСП, и существует более высокая вероятность позднего ЗСП, если ВСП происходит в январе-феврале [22]. Ранние ЗСП в большей степени обусловлены воздействием волн и менее предсказуемы, чем поздние ЗСП.

ГЛАВА 2. ИСХОДНЫЙ МАТЕРИАЛ И ЕГО ОБРАБОТКА

2.1 Реанализ MERRA-2

Реанализ – это последовательная повторная обработка архивных наблюдений за погодой с использованием современной системы прогнозирования. Реанализ создает наборы данных с координатной сеткой за несколько десятилетий, которые оценивают большое разнообразие параметров атмосферы, состояния моря и поверхности суши, в том числе многие из тех, которые не наблюдаются непосредственно. Такие наборы данных стали основополагающими для исследований и образования в области наук о Земле.

Реанализ отличается от традиционных методов обработки наблюдений полезностью информационных продуктов. Он опирается на модели для интерпретации, сопоставления и объединения множества различных наблюдений из нескольких источников. Виды наблюдения, которые могут быть усвоены, ограничиваются лишь условием их точного моделирования. При усвоении данных используется априорная информация о неопределенностях в моделях и наблюдениях для проверки качества, получения поправок на погрешность и присвоения данных пропорциональных весов. Уравнения движения и физических процессов, представленные в модели прогноза, используются для создания продуктов данных, которые являются пространственно полными и физически непротиворечивыми. По сути, цель реанализа состоит в том, чтобы получить всестороннее описание наблюдаемой атмосферной циркуляции с использованием как можно большего количества информации.

Современный ретроспективный анализ для научных исследований и прикладных программ, версия 2 (MERRA-2), представляет собой новейший атмосферный анализ современной спутниковой эры, подготовленный Управлением глобального моделирования и ассимиляции (GMAO) в NASA. MERRA-2 использует типы наблюдений, недоступные для ее предшественницы, MERRA, и включает в себя обновления модели и схемы анализа системы наблюдения Земли Годдарда (GEOS), чтобы обеспечить эффективный текущий анализ климата за пределами терминала MERRA. Несмотря на известные недостатки MERRA, MERRA-2 также призвана стать важной вехой в разработке будущего комплексного системного анализа Земли (IESA), который в настоящее время разрабатывается в GMAO. Среди достижений MERRA-2, имеющих отношение к IESA - обобщение данных наблюдений за аэрозолями, несколько улучшений в представлении стратосферы, включая озон, и улучшенное представление криосферных процессов. Производство MERRA-2 началось в июне 2014 года в четырех технологических потоках и в середине 2015 года было объединено в единый поток, работающий практически в режиме реального времени. Продукты MERRA-2 доступны онлайн через Центр информационных услуг по наукам о Земле имени Годдарда НАСА (GES DISC).

Современный ретроспективный анализ для научных исследований и приложений, версия 2 (MERRA-2), был разработан для своевременной замены MERRA и поддержания приверженности GMAO проведению постоянного анализа климата в режиме, близком к реальному времени. MERRA-2 задуман как промежуточный повторный анализ, который использует последние разработки GMAO в области моделирования и ассимиляции данных для устранения некоторых известных ограничений MERRA, но также является отправной точкой для достижения долгосрочной цели GMAO - разработки возможностей комплексного анализа земной системы (IESA), которые объединяют системы ассимиляции для атмосферы,

океан, суша и химический состав. Для достижения последней цели MERRA-2 включает в себя ассимиляцию аэрозольных данных, обеспечивая тем самым повторный анализ на протяжении нескольких десятилетий, при котором аэрозольные и метеорологические наблюдения совместно обрабатываются в рамках глобальной системы ассимиляции данных. Другие новые разработки в MERRA-2, имеющие отношение к IESA, сосредоточены на аспектах криосферы и стратосферы, включая представление об озоновом слое, а также на использовании данных наблюдений за осадками для оценки состояния поверхности суши. В то же время основные аспекты системы MERRA-2, такие как алгоритм вариационного анализа и обработка наблюдений, практически не изменились со времен MERRA. Также неизменной остается подготовка большинства традиционных источников данных, первоначально использовавшихся в MERRA.

MERRA-2 выпускается с использованием версии 5.12.4 системы усвоения атмосферных данных GEOS. Ключевыми компонентами системы являются атмосферная модель GEOS. Модель включает в себя конечнообъемное динамическое ядро Путмана и Лина [23], которое использует горизонтальную дискретизацию в виде кубической сферы с приблизительным разрешением $0,5^\circ \times 0,625^\circ$ и 72 гибридными уровнями η от поверхности до 0,01 гПа. Анализ рассчитывается на основе сетки широты и долготы с тем же пространственным разрешением, что и для модели атмосферы, с использованием алгоритма 3DVAR, основанного на GSI, с 6-часовым циклом обновления и так называемой процедурой FGAT для вычисления временных отклонений с точностью до наблюдений за вычетом фонового фона. Анализ применяется в качестве коррекции фонового состояния с использованием процедуры IAU [24].

2.2 Технологии Аисори

Технологии Аисори – это общее название семейства программных продуктов, предназначенных для эффективной работы с архивами Государственного фонда данных о состоянии природной среды (Госфонд). Госфонд содержит десятки архивов по различным разделам изучения природной среды (метеорология, гидрология, аэрология, океанография, загрязнения сред и т.п.) за период с 1874 г. по настоящее время. Объем данных в большинстве архивов составляет от 1 до 20 Гбайт.

Все технологии Аисори имеют в своей основе две общие черты:

1. Структура архивов описывается средствами Языка описания гидрометеорологических данных (ЯОД), который реализует иерархическую модель данных. Этот язык принят в качестве отраслевого стандарта Гидрометеослужбы в 1978 г.
2. В качестве средства управления данными в технологиях используется ядро Аисори – специализированный пакет программного обеспечения, включающий Транслятор ЯОД, Компилятор запросов и Процессор запросов.

Семейство технологий Аисори состоит из пяти программных продуктов:

- “Аисори – Вепрь” – локальное приложение, часто называемое системой управления данными АИСОРИ, реализующее основные операции над ЯОД-архивами: выборку данных по запросу (с отбором по условиям и преобразованием форматов элементов), общий контроль (тестирование), сортировку, преобразование структуры, просмотр через экранные формы, получение справок о составе архивов и т.п. Приложение имеет интерактивные средства подготовки запросов, экранных форм и заказов на тестирование.
- “Аисори – Удаленный доступ к ЯОД-архивам” – Web технология в среде Байконура, обеспечивающая удаленный

доступ пользователей к ЯОД-архивам для получения из них любых выборок табличной структуры. Доступ к ЯОД-архивам осуществляется по сетям Интернет или Интранет. Пользователь обращается за выборкой данных, используя обычный браузер. Таким образом, это клиент серверная технология, в которой пользователем является тонкий клиент.

- “Аисори – АРМ ЯОД-архив” – локальное приложение, использующееся в процессе переноса архивных данных с носителей ЭВМ ЕС на носители персональных компьютеров для контроля структуры данных, кондиционирования ЯОД-архивов и создания нового поколения архивов Госфонда – Нормализованных архивов.
- “Аисори – Интерактивная выборка из ЯОД-архивов” – локальное приложение, реализующее выборку данных из ЯОД-архивов с удобным для пользователей непрофессионалов интерактивным интерфейсом, включающим средства картографического отображения пунктов наблюдений.
- “Аисори – Интерактивная оболочка для табличных данных” – локальное приложение, предназначенное для представления различных расчетов, результаты которых имеют табличную форму (например, справочник по климату, сведения о полноте и пропусках в архивах и т.п.). Имеет удобный для пользователей непрофессионалов интерактивный интерфейс, в том числе средства картографического отображения пунктов наблюдений.

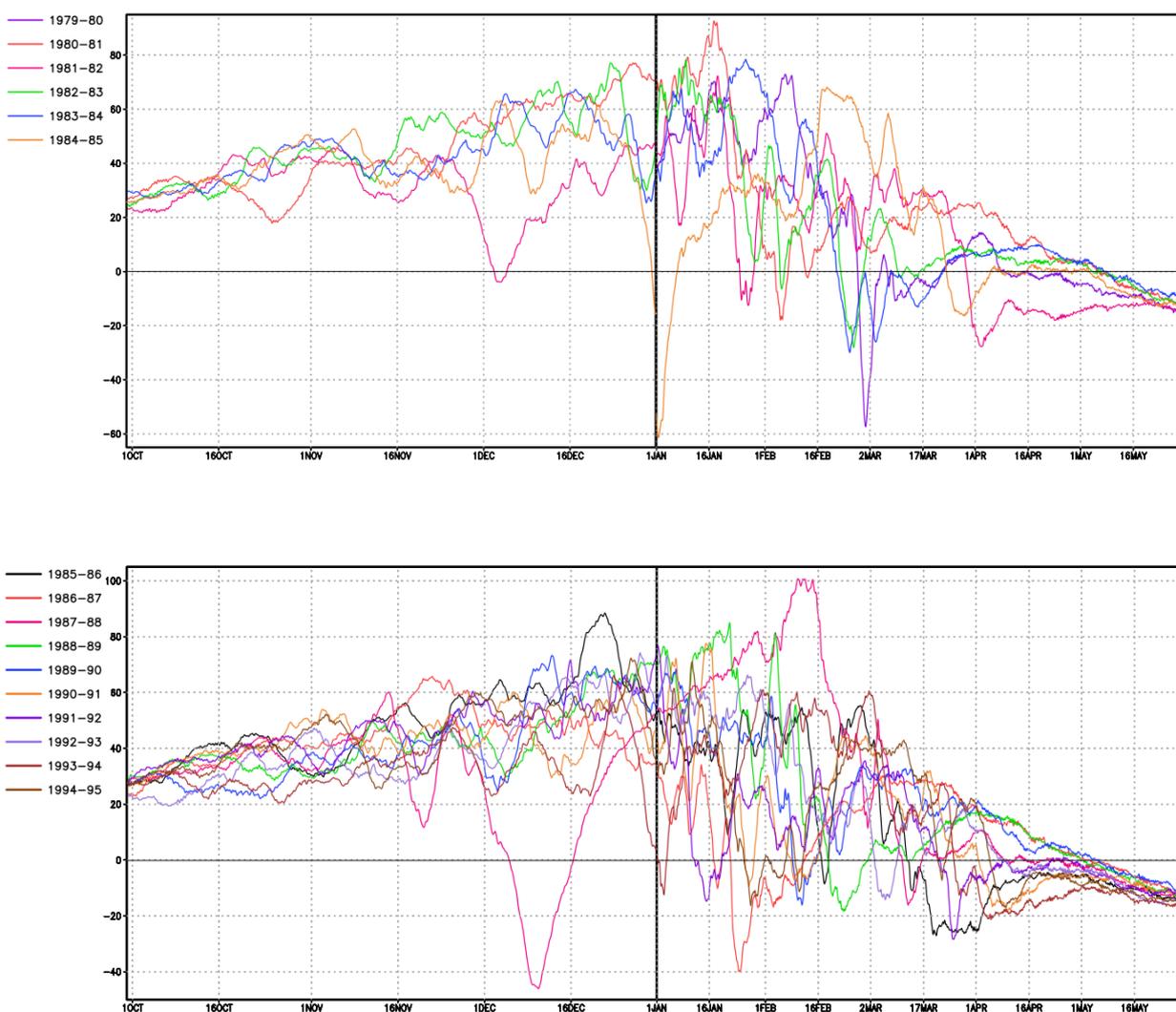
Технологии Аисори разработаны в Лаборатории автоматизированной информационной системы ФГБУ "ВНИИГМИ-МЦД" Росгидромета (г. Обнинск Калужской области)

ГЛАВА 3. ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

3.1 Определение типа перехода стратосферы в летний режим

Для исследования были взяты данные американского реанализа MERRA-2 с 1980 по 2022 гг. Одно из важных его качеств, из-за которого он был выбран, это наличие данных в тропосфере и стратосфере и выше (выше 60 км).

Типа перехода стратосферы в летний режим был определен визуально по построенным графикам (рис. 3.1.1).



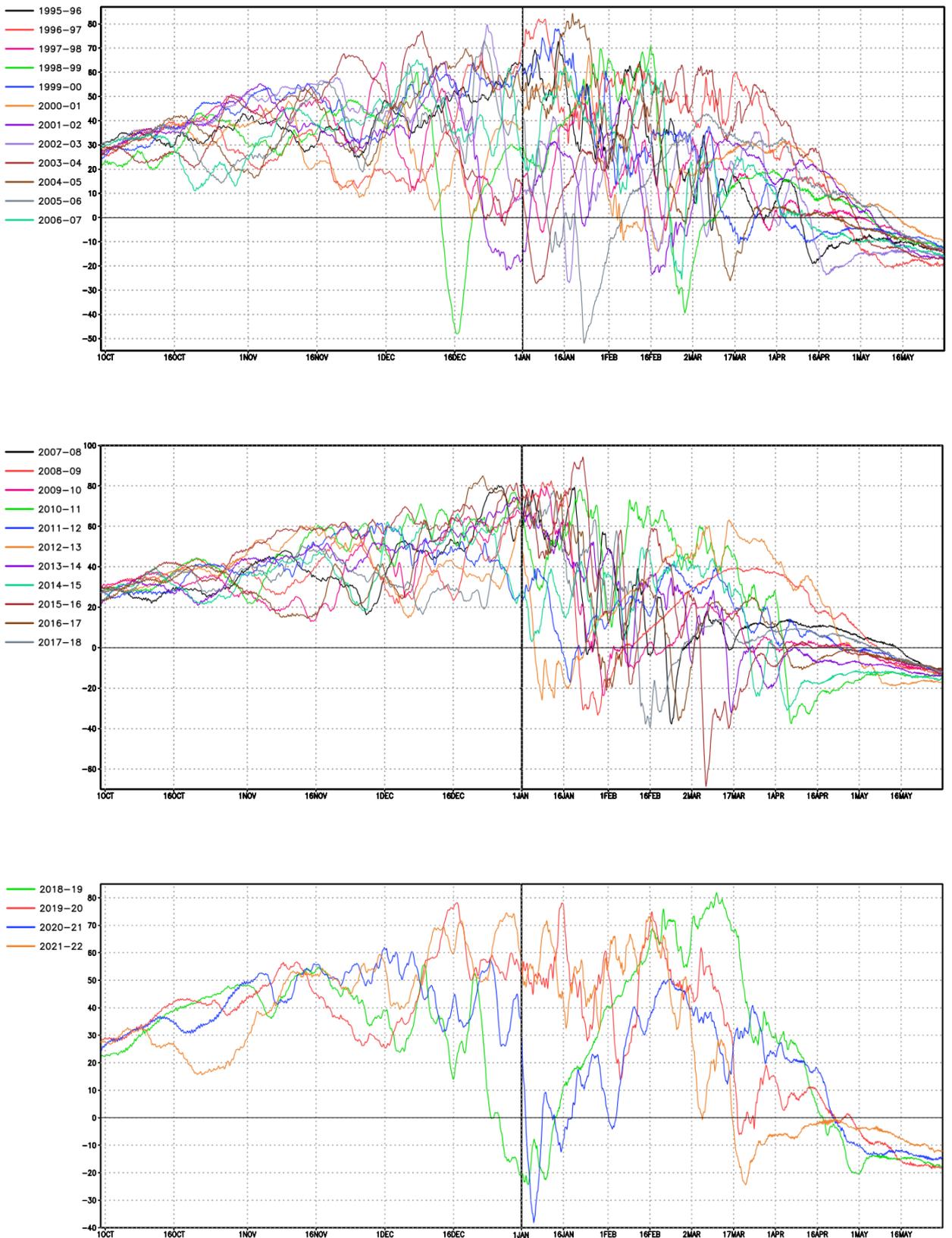


Рис. 3.1.1 – Распределение среднезональной компоненты скорости ветра на высоте 40 км (62.5° с.ш.), м/с

На рисунке 3.1.1 представлено распределение среднезональной компоненты скорости ветра на высоте 40 км (62.5° с.ш.) с октября по июнь. Года были разделены на группы по солнечным циклам (начало цикла считается от года с самой низкой солнечной активностью). Первая группа – с 1980 по 1985гг., вторая – с 1986 по 1995гг., третья – с 1996 по 2007гг., четвертая с 2008 по 2018 и пятая – с 2019 по 2022г. Можно заметить, что в годах с минимальной солнечной активностью в зимние месяцы при внезапных стратосферных потеплениях ветра имеют самые большие скорости при восточных направлениях, так в 1985, 1987, 1988, 2006, 2016, 2019 и 2021гг. скорость восточных ветров достигала 60, 40, 45, 52, 65,25 и 40м/с соответственно.

Переходы стратосферы в летний режим были разделены на три типа: динамический, радиационный и ранний радиационный (табл. 3.1.1).

Таблица 3.1.1

Типы переходов стратосферы в летний режим по годам

	Динамический переход	Радиационный переход	Ранний радиационный переход
1	1982	1981	1980
2	1985	1983	1988
3	1986	1984	1993
4	1991	1987	1998
5	1992	1989	2007
6	1994	1990	2010
7	1995	1997	
8	1996	1999	
9	2000	2001	
10	2003	2002	
11	2005	2004	
12	2011	2006	
13	2014	2008	
14	2015	2009	
15	2016	2012	
16	2017	2013	
17	2022	2018	
18		2019	

19		2020	
20		2021	

Чаще всего происходил радиационный переход (20 случаев), динамических было чуть меньше, но не сильно – 17 случаев. Реже всего наблюдался ранний радиационный переход (6 случаев) и отсутствовал в последние 10 лет.

Сопоставляя таблицу 3.1.1 и рисунок 3.1.1 можно заметить, что в 1980-1999 гг. в года с минимальной солнечной активностью (1985, 1986, 1995 и 1996 гг.) наблюдался динамический переход, а в года с максимальной солнечной активностью (1980 и 1989 гг.) – ранний радиационный и радиационный переходы.

В 2000-2022 гг. прослеживается зеркальная ситуация. В года с минимальной солнечной активностью (2007, 2008, 2018 и 2019 гг.) – происходит радиационный переход, а в года с максимальной солнечной активностью (2000 и 2014 гг.) – динамический.

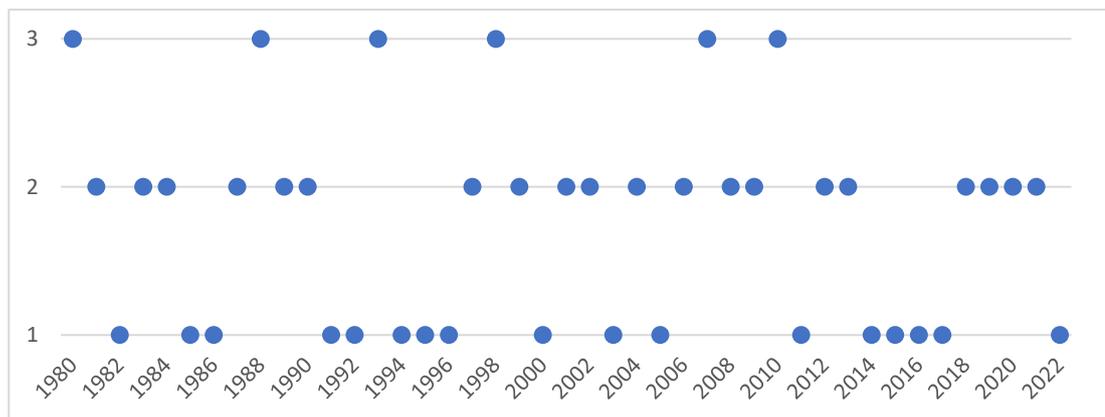


Рис. 3.1.2 – Типы переходов стратосферы в летний режим по годам (1 – динамический, 2 – радиационный, 3 – ранний радиационный)

По рисунку 3.1.2 можно увидеть, что динамический и радиационные переходы чередуются не каждый год, а группам по несколько лет. Например, динамический переход наблюдался с 1991 по 1996 гг., а потом в основном

происходил радиационный переход с 1997 по 2013гг., но в течение этого периода иногда все-таки случались ранние радиационные и динамические переходы. Потом с 2014 по 2017 гг. наблюдался динамический переход, а с 2017 по 2021 гг. – радиационный.

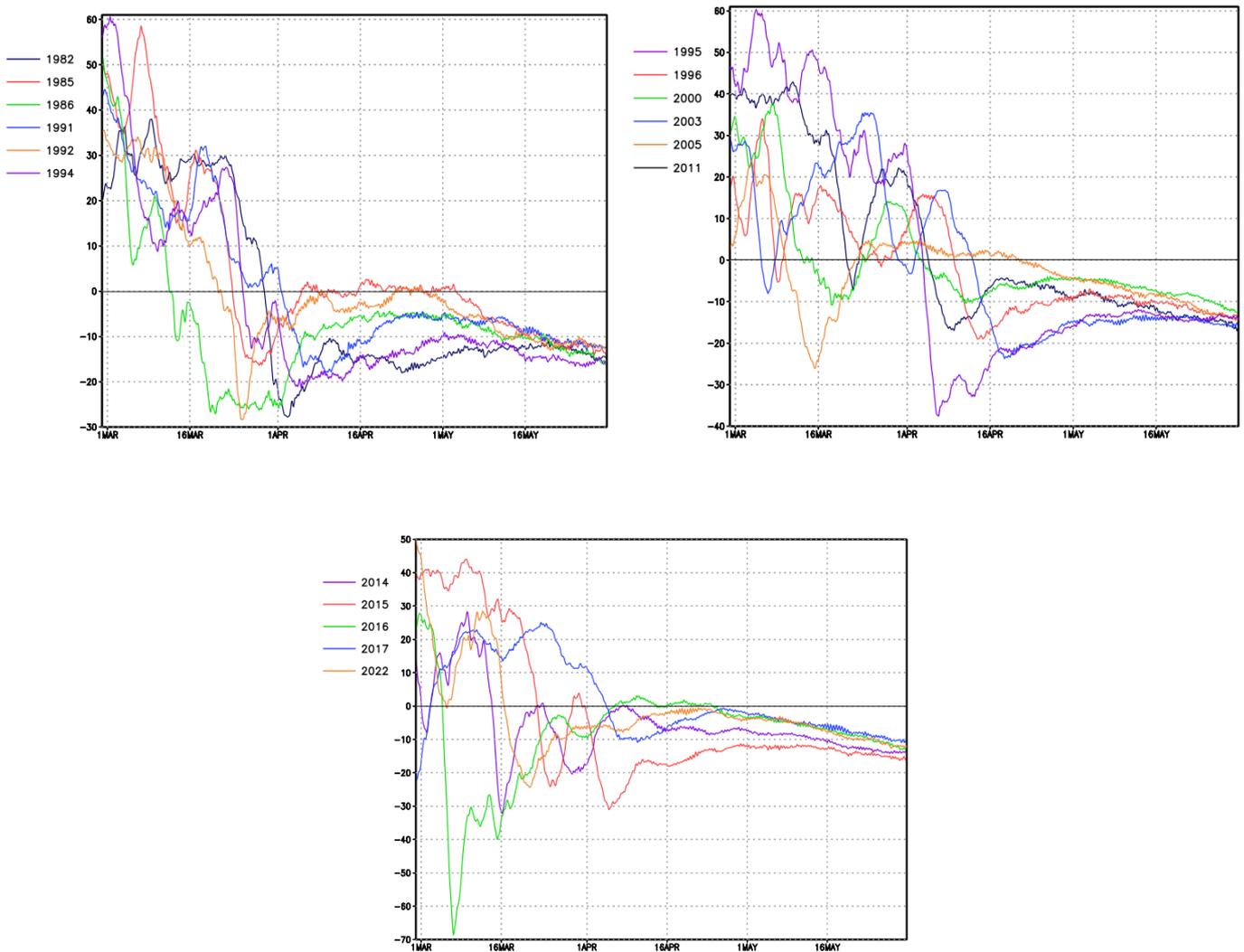


Рис. 3.1.3 – Распределение среднезональной компоненты скорости ветра на высоте 40 км (62.5° с.ш.) в года с динамическим переходом, м/с

На рис.3.1.3 представлены года с динамическим переходом стратосферы в летний режим. Для всех них характерно резкое изменение направление ветра с западного на восточное в течение 4-8 дней, потом ветер

пытается вернуться к западному направлению, но безуспешно, так как становится слабым (0-10 м/с), и остается восточных направлений до следующей зимы. В среднем переход происходит во второй половине марта и первой половине апреля. Самый ранний переход наблюдался, примерно, в 7-11 марта в 1986 и 2016 гг., самый поздний – 12 апреля в 2003 г.

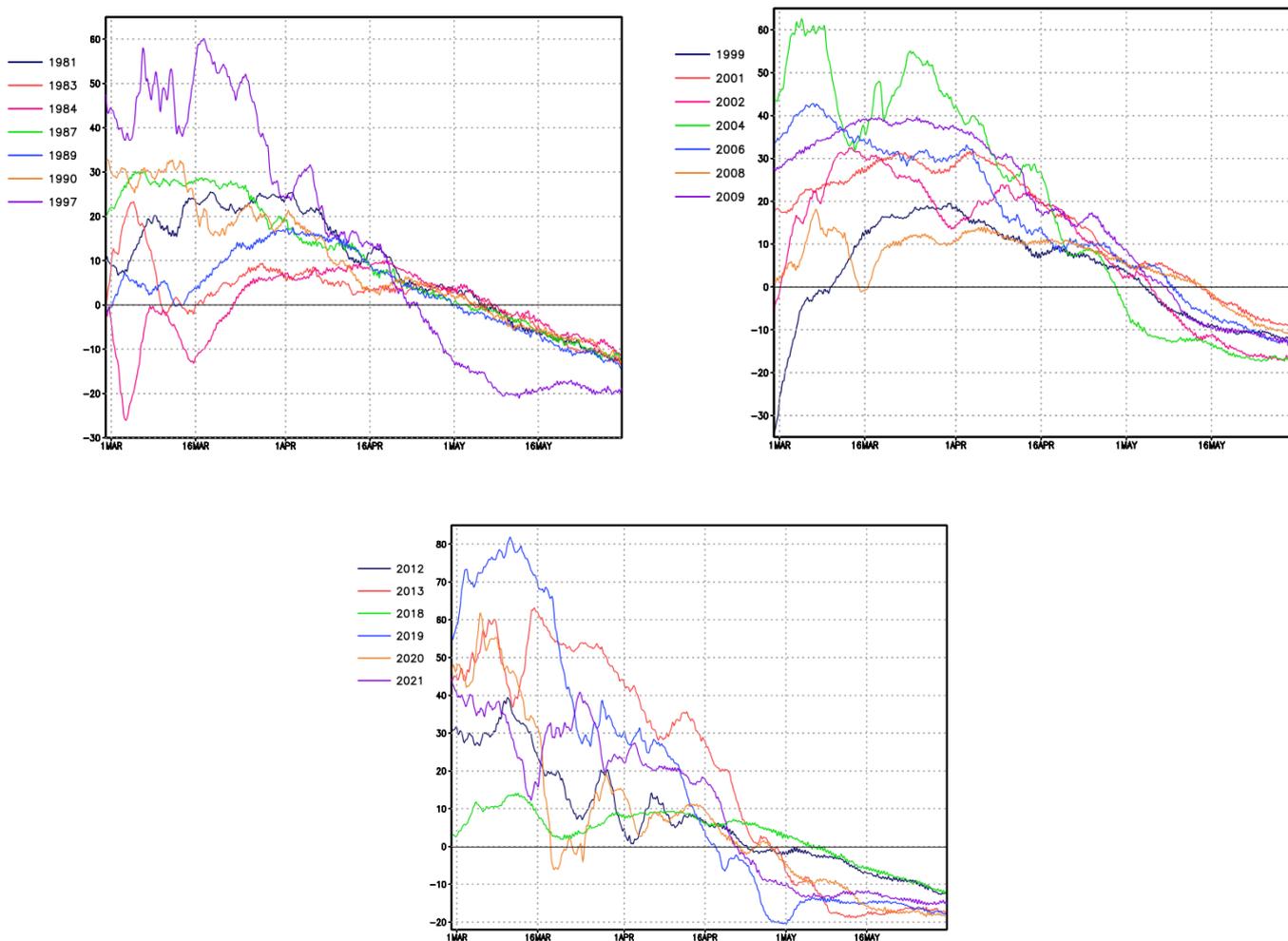


Рис. 3.1.4 – Распределение среднезональной компоненты скорости ветра на высоте 40 км (62.5° с.ш.) в года с радиационным переходом, м/с

На рис.3.1.4 представлены года с радиационным переходом стратосферы в летний режим. Для всех них характерно плавное изменение направление ветра с западного на восточное в течение продолжительного

времени. Ветер меняет свое направление на восточное без попыток вернуться обратно к западным. В среднем переход происходит во второй половине апреля и первой половине мая. Самый ранний переход наблюдался, примерно, в 18 апреля в 2019 г., самый поздний – 14 мая в 2001 и 2008 гг.

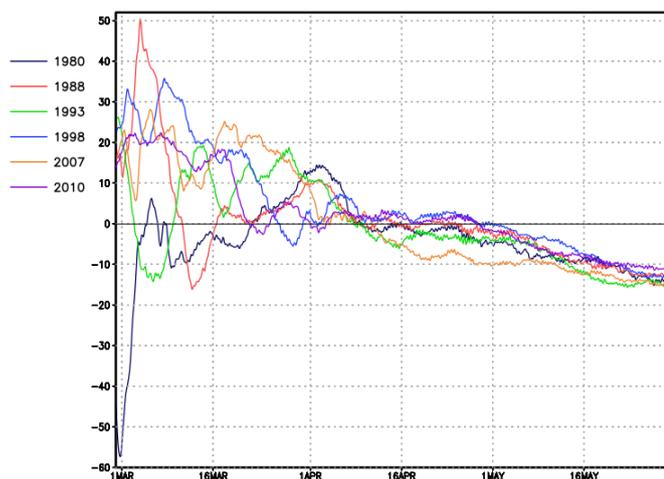


Рис. 3.1.5 – Распределение среднезональной компоненты скорости ветра на высоте 40 км (62.5° с.ш.) в года с ранним радиационным переходом, м/с

На рис.3.1.5 представлены года с ранним радиационным переходом стратосферы в летний режим. Этот переход происходит так же, как и радиационный, плавно. Отличие заключается в том, что ранний радиационный переход осуществляется в первую половину апреля. Ветер во всех шести годах ровным ходом достигает скоростей ветра 0-5 м/с 4-12 апреля, потом либо становится восточных направлений, либо остается слабым, близким к 0 м/с.

Так как ранний радиационный переход является нестандартным случаем радиационного перехода, то рассмотрим явления, такие как El Nino/La Nino, квази-двухлетнее колебание и стадию солнечного цикла, происходившие в эти года, которые могли оказать влияние на стратосферу.

Таблица 3.1.2

Фаза явлений, наблюдавшихся в года с ранним радиационным переходом

Фаза / Год	1980	1988	1993	1998	2007	2010
El Nino/La Nino	Нейтральная фаза	El Nino	El Nino	El Nino	El Nino	El Nino
КДК	Западная	Переход с западной на восточную	Переход с западной на восточную	Восточная	Восточная	Восточная
Солнечной активности	Максимальная	Увеличение	Уменьшение	Увеличение	Уменьшение	Увеличение

По таблице 3.1.2 видно, что осенью-зимой, после которых стратосфера переходила в летний режим ранним радиационным переходом, наблюдалось явление El-Nino, кроме 1980 г., в котором была нейтральная фаза. Фаза квази-двухлетнего колебания в зимние месяцы была либо восточной (1998, 2007 и 2010 гг.), либо была в моменте перехода с западной на восточную (1988, 1993 гг.). Только в 1980 году наблюдалась западная фаза. В 1988, 1998 и 2010 гг. наблюдался рост солнечной активности, в 1993 и 2007 гг. – спад, в 1980 – максимальная солнечная активность. Можно сделать вывод, что, если зима будет сопровождаться El Nino и восточной фазой квази-двухлетнего колебания, либо переходом с западной на восточную, то возможно весной будет ранний радиационный переход стратосферы в летний режим.

В 1980 год сильно отличается от остальных шести. На это может сказываться то, что это первый год в реанализе, и недостаток спутниковой информации в те года.

3.2 Аномалии метеорологических характеристик относительно среднеклиматических значений

Для рассмотрения различия распределения среднезональной компоненты скорости ветра и температуры по высоте для каждого типа перехода выбрано четыре года с динамическим переходом (1982, 1994, 2011,

2015 г.), радиационным (1984, 1999, 2012 и 2018 г.) и ранним радиационным (1980, 1988, 1993 и 2007 г.). Года были отобраны так, чтобы было захвачено каждое десятилетие. Из данных по каждому году было вычтено среднеклиматическое значение и получено значение аномалии для данного года, которую вывели на графиках (рис 3.2.1 – 3.2.6). По вертикали высота от земли до 65 км, по горизонтали время от января до сентября. Для температуры воздуха получено значение аномалии осредненное по широте 75 – 85 с.ш., а среднезональная компонента скорости ветра – 55 – 65 с.ш.

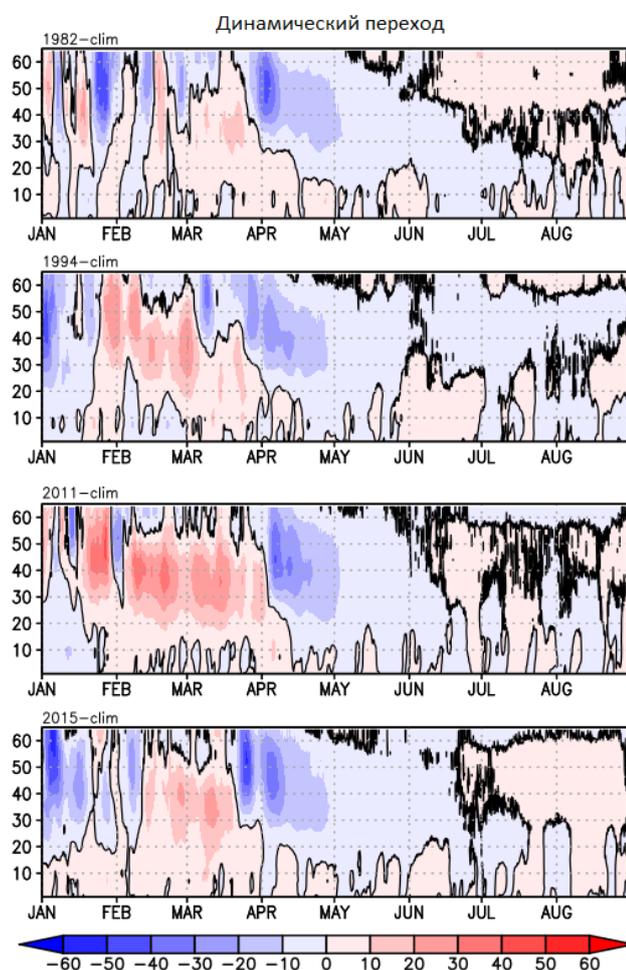


Рис. 3.2.1 Распределение аномалии среднезональной компоненты скорости ветра при динамическом переходе, м/с

На рисунке 3.2.1 представлено распределение аномалии среднезональной компоненты скорости ветра при динамическом переходе. Для всех четырех годов характерно в первую половину января отрицательная аномалия с редкой незначительной положительной либо у земли, либо на высотах. С середины января по апрель наблюдается во всей толще сильные положительные аномалии. С апреля (для 1994 г. года с середины марта) на высоте 60 км образовывается сильная отрицательная аномалия, которая опускается до слоев тропосферы и сохраняется до июня. Но в весенние месяцы у тропосферы присутствуют «островки» слабopоложительной аномалии. С июля до сентября в слое от земли до 60 км наблюдается смешанная картина, слабopоложительные аномалии сменяются слабо отрицательными, но можно заметить, что в тропосфере чаще присутствует положительные аномалии (кроме 1994 г.).

Это означает, что до середины января скорости ветра ниже на 40-50 м/с, чем среднеклиматические, весной при переходе на летний режим ветры усиливаются и имеют значения больше на 30-40 м/с, чем среднеклиматические. Со второй половины апреля после перехода ветры становятся снова слабыми, ниже среднеклиматических значений на 30-40 м/с. В летние месяцы разница между среднеклиматическим значением и значением в определенный год не больше 0-10 м/с.

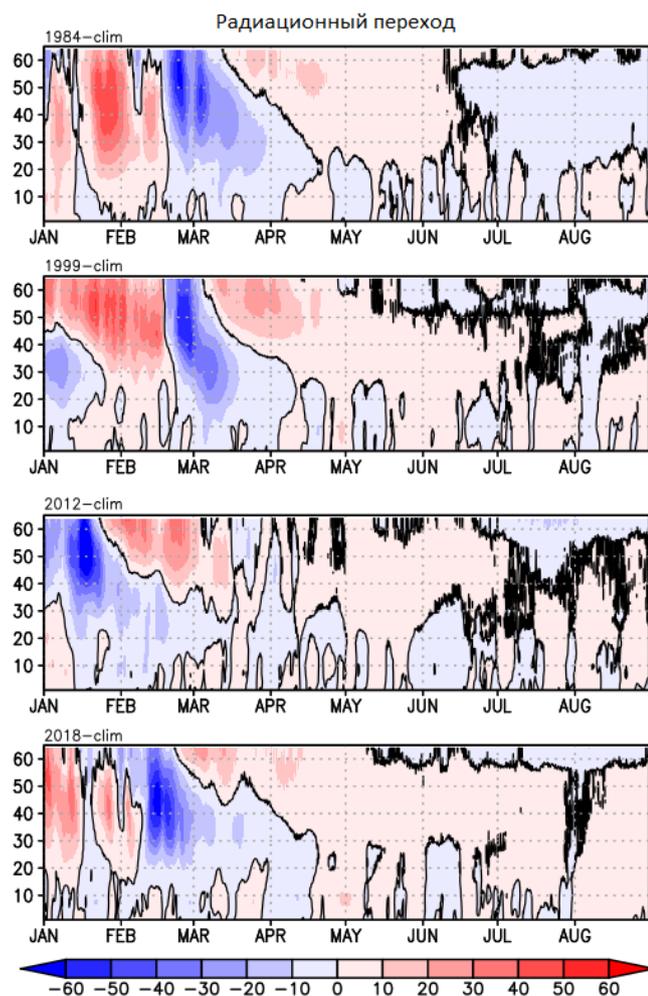


Рис. 3.2.2 Распределение аномалии среднезональной компоненты скорости ветра при радиационном переходе, м/с

На рисунке 3.2.2 представлено распределение аномалии среднезональной компоненты скорости ветра при радиационном переходе. В 1984, 1999 и 2018 гг. с января по середину февраля присутствовала большая положительная аномалия от земли до 60 км (в 1999 г. в первые 10 дней она была только на высотах 45-60 км, а потом стала опускаться в нижние слои). С середины февраля по середину марта по всей толще распространилась сильная отрицательная аномалия и до мая отрицательная аномалия сохранялась в слое от 10 до 30-40 км. С середины марта с 65 км стала опускаться положительная аномалия, до мая она распространилась до 30-40 км, после мая стала преобладать от земли до 65 км. В 2012 году в январе наблюдалась слабая положительная аномалия в первую половину месяца в

слое от земли до 30 км. В отличие от трех других годов в 2012 г. сильная отрицательная аномалия стала спускаться с 65 км вниз уже с января и наблюдалась по март. А с февраля стала опускаться сильная положительная аномалия до 30-40 км. То есть в 2012 году чуть раньше образовались отрицательные аномалии и положительные их чуть раньше сменили. В 1999, 2012 и 2018 гг., с мая по сентябрь преобладают слабые положительные аномалии, слабые отрицательные бывают только в слое от земли до 20-30 км и выше 60 км. 1984 год отличается тем, что с июля по сентябрь в слое 20-60 км преобладают слабые отрицательные аномалии.

Это означает, что в зимние месяцы скорости ветра выше на 40-50 м/с, чем среднеклиматические, весной при переходе на летний режим ветры ослабевают и имеют значения меньше на 50-60 м/с, чем среднеклиматические. С марта сначала в слое 40-60 км, а с апреля почти во всей толще после перехода ветры становятся снова сильнее, выше среднеклиматических значений, но не значительно, на 10-20 м/с. Так же, как и при динамическом переходе, в летние месяцы разница между среднеклиматическим значением и значением в определенный год не больше 0-10 м/с.

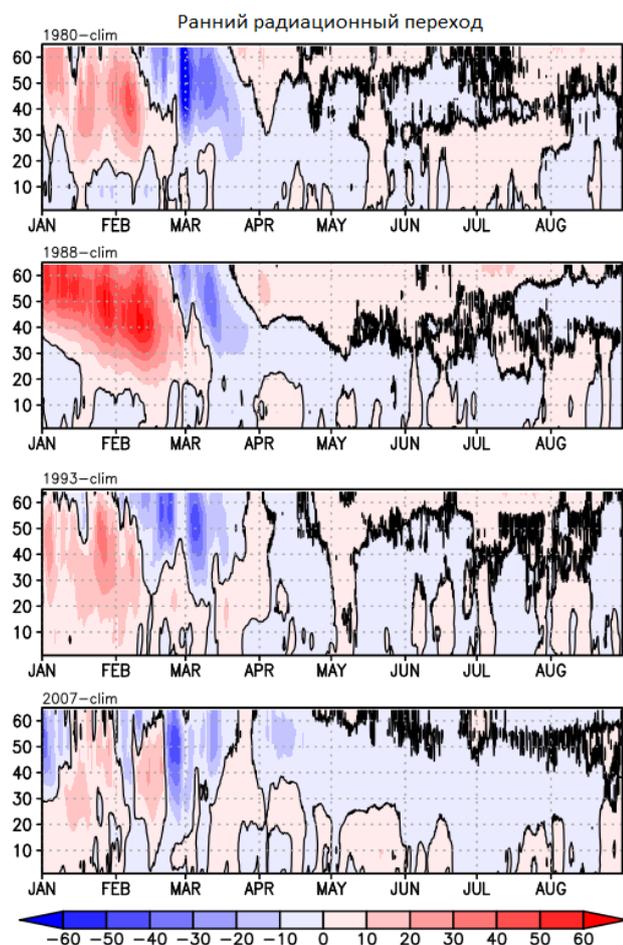


Рис. 3.2.3 Распределение аномалии среднезональной компоненты скорости ветра при раннем радиационном переходе, м/с

На рисунке 3.2.3 представлено распределение аномалии среднезональной компоненты скорости ветра при раннем радиационном переходе. Для всех четырех годов характерно с января по март значительная положительная аномалия на высотах 15-60 км. С середины февраля (для 1993 года с начала февраля) опускается отрицательная аномалия. В 1980 и 1988 годах она достигает поверхности земли в апреле, а в 1993 и 2007 годах останавливается на высоте 20 км в середине марта. С апреля по июнь во всех четырех годах наблюдается сложная картина, общее только то, что на высоте 50-60 км присутствует слабая положительная аномалия.

Это означает, что до марта скорости ветра выше, чем среднеклиматические, на 30-40 м/с, а в 1988 г. – на 50-60 м/с, с марта по

апрель при переходе на летний режим ветры ослабевают и имеют значения меньше, чем среднеклиматические, на 40-50 м/с. Как и при остальных переходах, в летние месяцы разница между среднеклиматическим значением и значением в определенный год не больше 0-10 м/с, иногда на высотах 50-60 км присутствует аномалии на 10-20 м/с.

Ранний радиационный переход похож на динамический тем, что при переходе стратосферы на летний режим положительные аномалии сменяются отрицательными, но при раннем радиационном переходе после апреля не наблюдается единого поведения метеорологической величины.

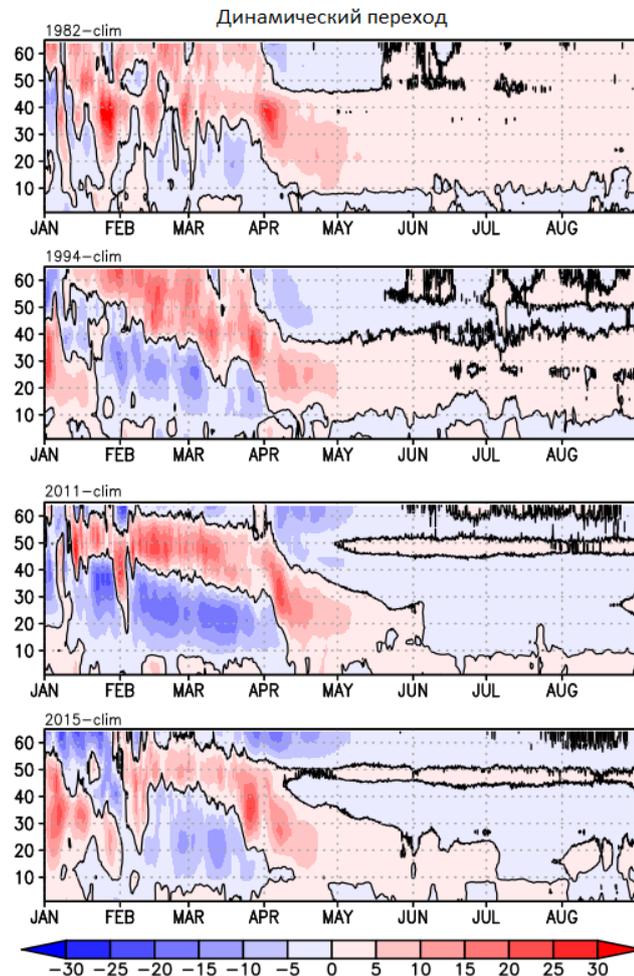


Рис. 3.2.4 Распределение аномалии среднезональной температуры при динамическом переходе, °С

На рисунке 3.2.4 представлено распределение аномалии среднезональной компоненты температуры при динамическом переходе. Распределение температуры зимой и весной 1982 г. немного отличается от трех других годов. В 1982 г. с января по апрель от поверхности земли до 25 км преобладает незначительная отрицательная аномалия с небольшими очагами положительной аномалии, а на высотах 25-65 км преобладает большая положительная аномалия, которая в апреле спускается до 10 км. В 1994, 2011 и 2015 гг. в первую половину января наблюдается сильная положительная аномалия от земли до 45-55 км для 1994 и 2015 годов и до 20 км для 2011 года. С января с высоты 65 км опускается значительная отрицательная аномалия и с февраля по апрель присутствует от поверхности земли до 30-40 км, в слое 0-10 км присутствуют очаги слабой положительной аномалии. С середины января – начала февраля на высотах 40-60 км наблюдается сильная положительная аномалия, которая с середины марта опускается в нижние слои до тропосферы. С мая по сентябрь во всех четырех годах наблюдается послойное распределение температуры с высотой. В 1982 и 1994 гг. от поверхности земли до 10-20 км присутствует слабая отрицательная аномалия с редкими очагами положительной, от 20 до 40-45 км – слабая положительная, выше 45 км вперемешку отрицательная с положительной. В 2011 и 2015 гг. наблюдается от уровня земли до 10-15 км слабая положительная аномалия с редкими очагами отрицательной аномалии. Выше 15 км наблюдается слабая отрицательная аномалия, на фоне которой выделяется полоса положительной аномалии в слое 45-55 км – стратопауза.

Это означает, что в первую половину января температура воздуха выше на 10-20 °С, чем среднеклиматические. С середины января по апрель в тропосфере и нижней стратосфере температура ниже средних климатических значений на 15-20 °С, а в верхней стратосфере – на 20-25 °С. В летние месяцы разница между среднеклиматическим значением и значением в определенный год не больше 0-5 °С.

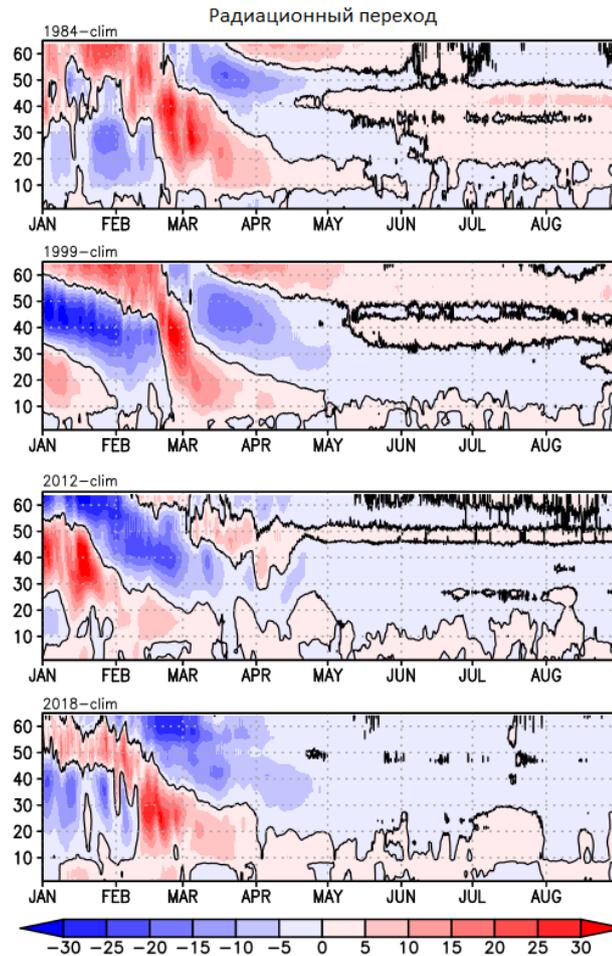


Рис. 3.2.5 Распределение аномалии среднезональной температуры при радиационном переходе, °С

На рисунке 3.2.5 представлено распределение аномалии среднезональной компоненты температуры при радиационном переходе. Во всех четырех годах опускание положительной аномалии с января с 65 км и достигает поверхности земли в марте в 1984 и 1999 гг., в феврале – в 2012 и 2018 гг. Эта аномалия спускается узким слоем. С обеих сторон она зажата сильными отрицательными аномалиями – с января по середину февраля в стратосфере с 20 до 40 км. С января по середину февраля в тропосфере наблюдается чаще слабая положительная аномалия, чем слабая отрицательная аномалия. С марта (для 2012 г. с января) с 65 км опускается сильная отрицательная аномалия и до апреля достигает до высоты 20 км –

ниже уже не опускается. С мая по сентябрь во всех четырех годах наблюдается послойное распределение температуры с высотой. В тропосфере и нижней стратосфере (от поверхности земли до 15-20 км) преобладает слабая положительная аномалия. В слое с 15-20 до 65 км можно заметить тенденцию, что со временем в стратосфере начинает преобладать слабая отрицательная аномалия. В 1984 году в слое 10-20 км и 50-65 км – отрицательная аномалия, между этими слоями слабopоложительная. В 1999 году в стратосфере слой отрицательной аномалии стал толще – с 15 до 30 км. В 2012 и 2018 гг. в слое выше 20 км осталась слабopоложительная температура только в слое стратопauзы – на 50 км. В летние месяцы в тропосфере во все года преобладает слабая положительная аномалия с редкими очагами отрицательной.

Это означает, что до спуска положительной аномалии температура воздуха в стратосфере ниже на 15-20 °C для 1984, 2012 и 2018 гг. и на 25-30 °C для 1999 г., чем среднеклиматические. Во все четыре года во время положительной аномалии температура на 25-30 °C была выше средних климатических значений. С марта стратосфера в эти года холоднее на 15-20 °C для 1984 и 1999 гг. и на 20-25 °C для 2012 и 2018 гг. В летние месяцы разница между среднеклиматическим значением и значением в определенный год не больше 0-5 °C.

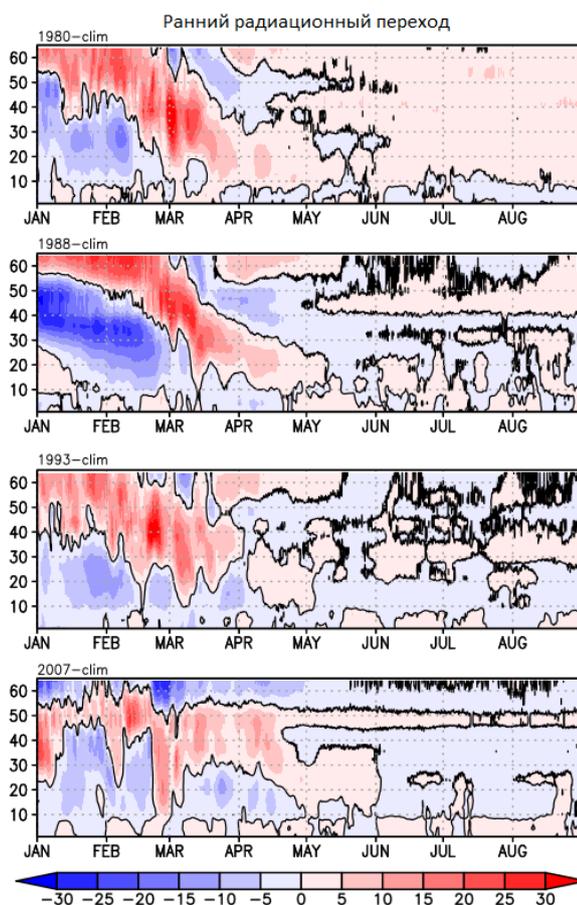


Рис. 3.2.6 Распределение аномалии среднезональной температуры при раннем радиационном переходе, °С

На рисунке 3.2.6 представлено распределение аномалии среднезональной компоненты температуры при раннем радиационном переходе. Во всех случаях в слое от земли до 40-50 км с января по март в 1980г., по апрель в 1988 и 1993 гг. и по май в 2007 г. присутствует сильная отрицательная аномалия. С января до середины февраля на высоте с 40-50 км до 60-65 км наблюдается большая положительная аномалия, которая с середины февраля опускается вниз и достигает тропосферы в 1980 г., высоты 10-20 км в середине марта в 1988 и 1993 гг., а в 2007 г. достигает поверхности земли в начале марта, потом поднимается до 30 км во второй половине марта и опускается снова до 10 км в мае. Общее в этих распределениях температуры то, что положительная аномалия, спускаясь вниз, сменяет отрицательную. С мая по сентябрь наблюдается сложная,

смешанная картина. В 1980 г. с 10 до 65 км присутствует слабая положительная аномалия. С каждым последующим годом на этих высотах появляется слабая отрицательная аномалия и занимает все большую площадь. Так в 2007 г. во всей толще наблюдается слабая отрицательная аномалия и только от уровня земли до 10 км, два раза от 10 км до 25 км – на второй неделе июля и последней неделе августа, и на уровне стратопauзы – приблизительно 50 км – наблюдается слабая положительная аномалия.

Это означает, что до спуска положительной аномалии температура воздуха в стратосфере ниже на 10-15 °С для 1980, 1993 и 2007 гг. и на 25-30 °С для 1988 г., чем среднеклиматические. Во все четыре года во время положительной аномалии температура на 25-30 °С была выше средних климатических значений. В летние месяцы разница между среднеклиматическим значением и значением в определенный год не больше 0-5 °С, только в 1980 г. местами наблюдается разница на 5-10 °С на высотах 40-60 км – в 1980 г. температура была выше, чем среднеклиматическое значение.

3.3 Разница между типами переходов

Для расчета статистической значимости между типами перехода стратосферы на летний режим было выбрано шесть лет для каждого перехода:

- Для динамического переходом – 1982, 1985, 1992, 1994, 2005, 2016 гг.;
- Для радиационного – 1984, 1989, 1999, 2002, 2009 и 2018 гг.;
- Для раннего радиационного – 1980, 1988, 1993, 1998, 2007 и 2010 гг.

Статистическая значимость рассчитана для двух метеорологических характеристик – среднезональной компоненты скорости ветра и среднезональной температуры воздуха, для месяцев март, апрель, май и июнь. Полученные значения представлены на рисунках 3.3.1 – 3.3.6.

Цветовой палитрой обозначена статистическая значимость, значимым мы считаем от 75. Черные линии обозначают разницу средних значений за шесть лет между разными типами переходов. По горизонтальной оси выведена сетка по широте (от 30° с.ш. до 90° с.ш.), по вертикальной оси – высота от земли до 65 км.

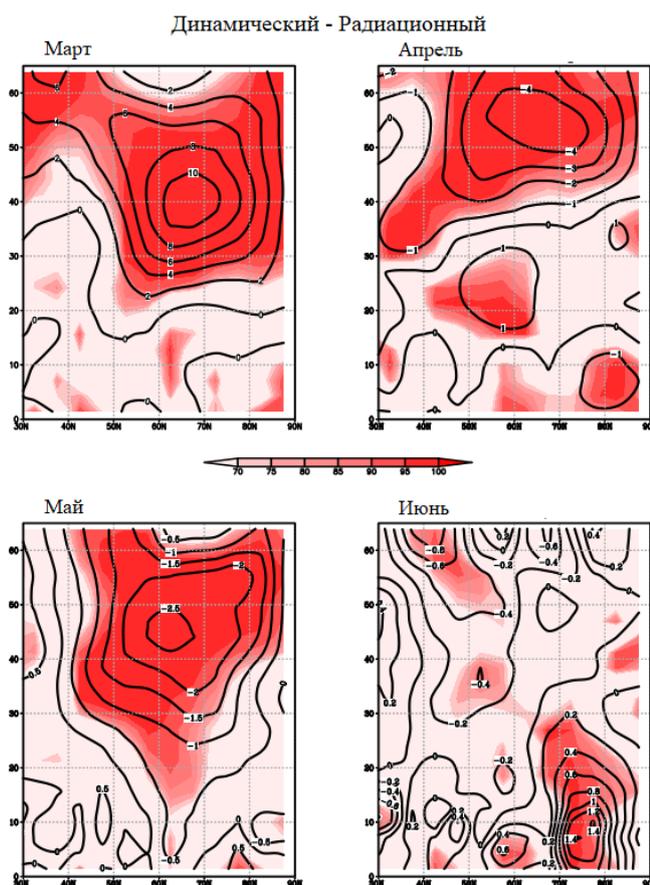


Рис. 3.3.1 Разница между динамическим и радиационным переходами (изолинии – скорость ветра, заливка – статистическая значимость)

На рисунке 3.3.1 представлена статистическая значимость между значениями среднезональной компоненты скорости ветра при динамическом переходе и радиационном. В марте наблюдается сильная статистическая значимость в стратосфере (от 25 км) в 50-90 с.ш. Скорость ветра при динамическом переходе выше на 10 м/с, чем при радиационном. В апреле на высотах от 30-35 км и в тропосфере (0-10 км) прослеживается высокая

статистическая значимость, скорость ветра сильнее при радиационном переходе на 4 м/с и 1 м/с соответственно. Также в апреле на средних широтах (40-60 с.ш.) в слое 15-30 км наблюдается статистическая значимость, ветер сильнее при динамическом переходе на 1 м/с. В мае на высотах наблюдается также высокая статистическая значимость, при радиационном переходе скорость ветра выше на 2.5 м/с. В июне на широтах 70-85 с.ш. от земли до 30 км отмечается высокая статистическая значимость и разница между скоростями ветра 1,4 м/с, при динамическом переходе скорость выше.

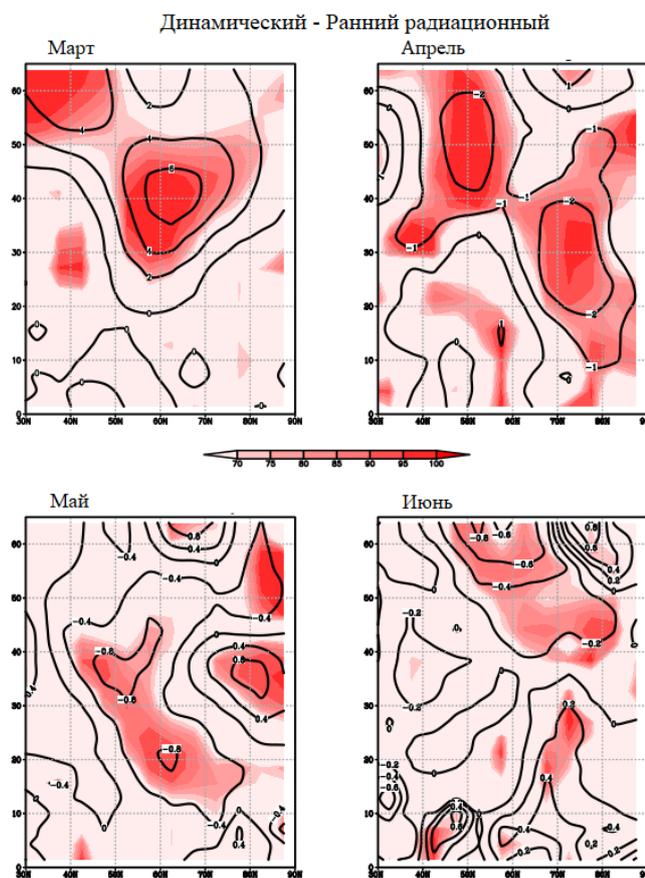


Рис. 3.3.2 Разница между динамическим и ранним радиационным переходами (изолинии – скорость ветра, заливка – статистическая значимость)

На рисунке 3.3.2 представлена разница между динамическим переходом и ранним радиационным, в марте наблюдается сильная статистическая значимость в стратосфере (от 25 км) в 50-80 с.ш. Скорость

ветра при динамическом переходе выше на 6 м/с, чем при раннем радиационном. В апреле на высотах от земли до 60 км в северных широтах прослеживается высокая статистическая значимость, скорость ветра сильнее при раннем радиационном переходе на 2 м/с. В мае в стратосфере наблюдается незначительная статистическая значимость, в средних широтах ветер сильнее при раннем радиационном переходе на 0,5 м/с, а в высоких широтах сильнее при динамическом переходе на 0,5 м/с. В июне в тропосфере на всех широтах ветер при динамическом переходе сильнее на 0,4 м/с.

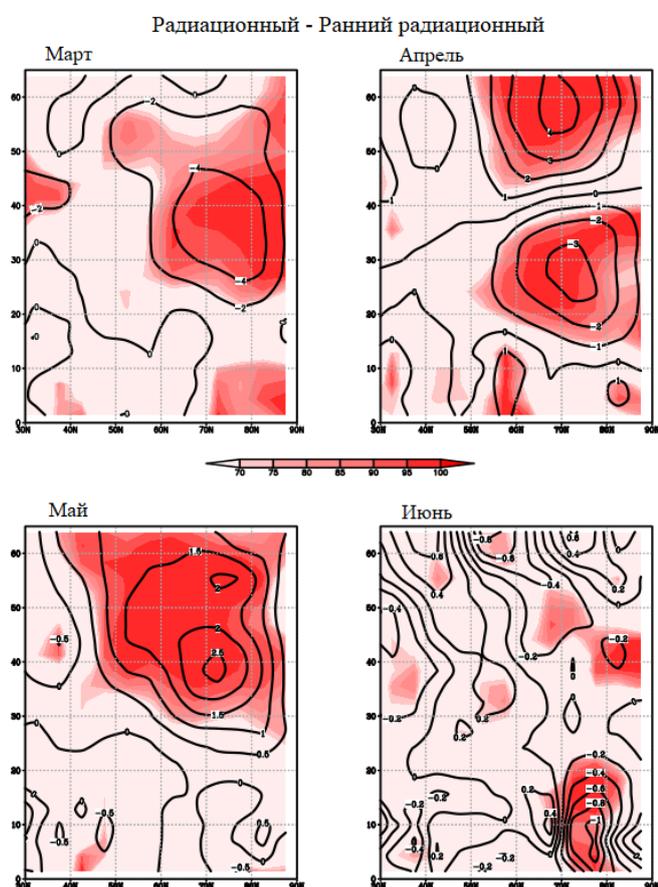


Рис. 3.3.3 Разница между радиационным и ранним радиационным переходами (изолинии – скорость ветра, заливка – статистическая значимость)

На рисунке 3.3.3 представлена разница между радиационным переходом и ранним радиационным, в марте и апреле наблюдается сильная статистическая значимость в стратосфере (от 15 км) в 50-90 с.ш. Скорость ветра при раннем радиационном переходе выше на 3-4 м/с, чем при радиационном. В мае на высотах от 30 до 60 км на широтах 45-85 с.ш. прослеживается высокая статистическая значимость, скорость ветра сильнее при радиационном переходе на 2,5 м/с. В июне в стратосфере не найдена статистическая значимость, но в тропосфере на широтах 70-80 с.ш. присутствует незначительная статистическая значимость, ветер при раннем радиационном переходе сильнее на 1 м/с.

Можно сделать вывод, что в стратосфере в марте самые высокие скорости ветра наблюдаются при динамическом переходе, в апреле – при раннем радиационном, в мае – при радиационном переходе, в июне значительной разницы не отмечается. В тропосфере в марте и мае значительной разницы не отмечается, в апреле сильнее ветра при радиационном переходе, а в июне – при динамическом.

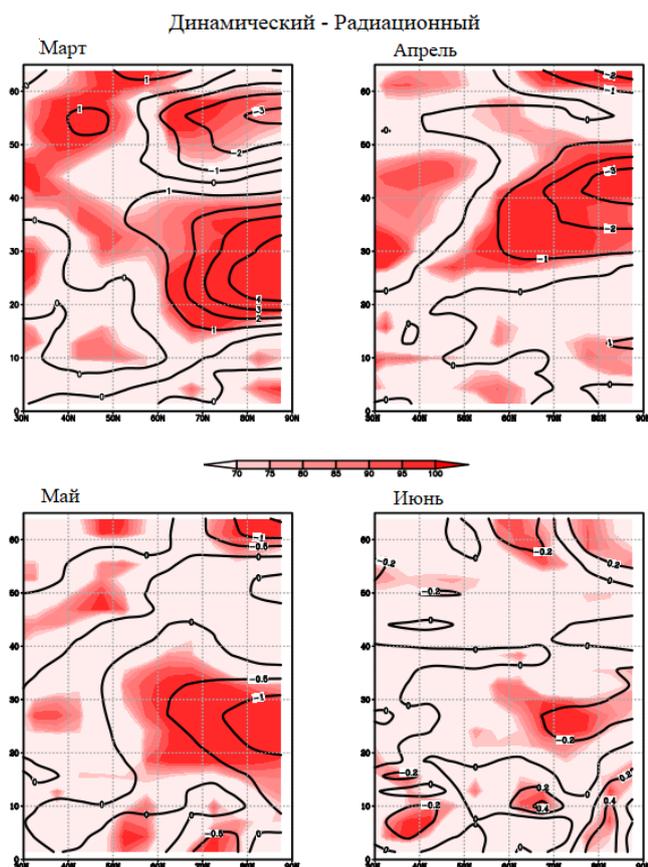


Рис. 3.3.4 Разница между динамическим и радиационным переходами (изолинии – температура, заливка – статистическая значимость)

На рисунке 3.3.4 представлена разница между динамическим переходом и радиационным, можно заметить сильную статистическую значимость в стратосфере (от 15 км до 40 км в марте и мае и от 25 км до 60 км в апреле) в высоких широтах. В июне наблюдается незначительная статистическая значимость в слое высот 20 - 30 км на широтах 70 – 80 с.ш. В марте разница температур составила до 4 градусов – в динамические года температура выше. В апреле, мае и июне до 3, 1 и 0.5 градусов соответственно – радиационный переход имеет более высокие температуры. В тропосфере наблюдается статистическая значимость в апреле примерно на 60 с.ш. и в мае на 70-80 с.ш.

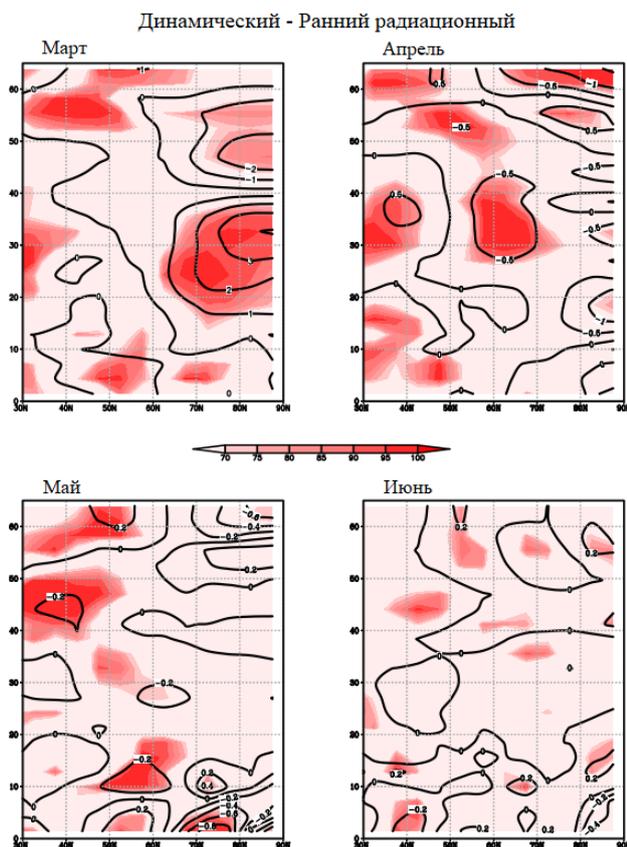


Рис. 3.3.5 Разница между динамическим и ранним радиационным переходами (изолинии – температура, заливка – статистическая значимость)

На рисунке 3.3.5 представлена разница между динамическим переходом и ранним радиационным. Наблюдается сильная статистическую значимость в стратосфере от 20 км до 40 км в марте и от 30 км до 40 км в апреле в высоких широтах. В мае и июне в стратосфере на северных широтах статистической значимости не выслеживается. В марте разница температур составила до 3 градусов – в динамические года температура выше. В апреле, 0.5 градусов – ранний радиационный переход имеет более высокие температуры. В тропосфере наблюдается статистическая значимость только в мае на 70-80 с.ш. – в ранний радиационный переход тропосфера теплее в среднем на 0.6 градусов.

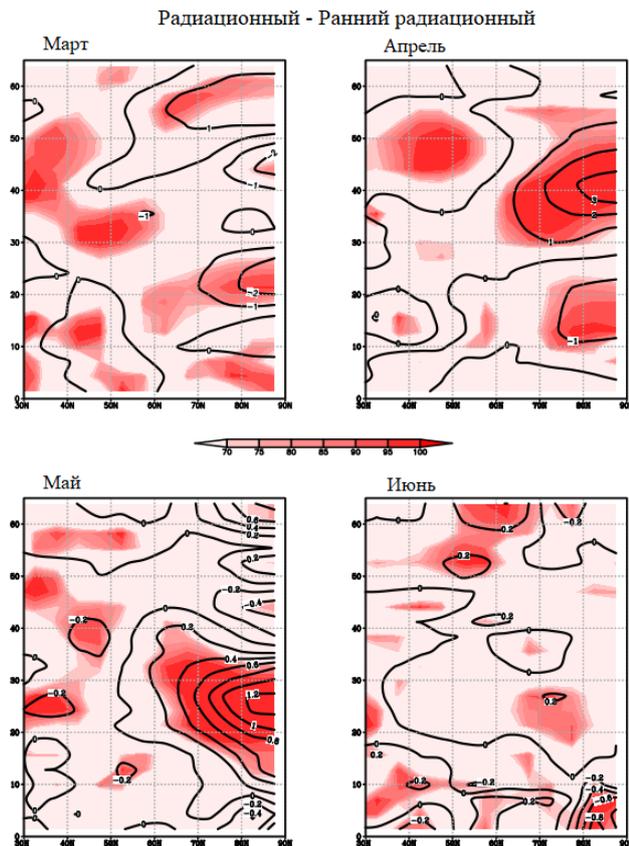


Рис. 3.3.6 Разница между радиационным и ранним радиационным переходами (изолинии – температура, заливка – статистическая значимость)

На рисунке 3.1.в построена разница между радиационным переходом и ранним радиационным. В марте и апреле наблюдается незначительная зависимость в стратосфере (20-30 км) и тропосфере (0-10 км) в высоких широтах, при раннем радиационном переходе температуры выше на 2 и 1 градуса соответственно, чем при раннем, но в марте также присутствует незначительная зависимость в тропосфере (0-10 км) в высоких широтах. В мае в стратосфере в высоких широтах наблюдается высокая значимость, температура при раннем переходе выше на 1.2 градуса, чем при раннем радиационном. В июне на 80-90 с.ш. в тропосфере присутствует высокая статистическая зависимость, при раннем радиационном переходе температура выше на 0.8 градусов, чем при радиационном.

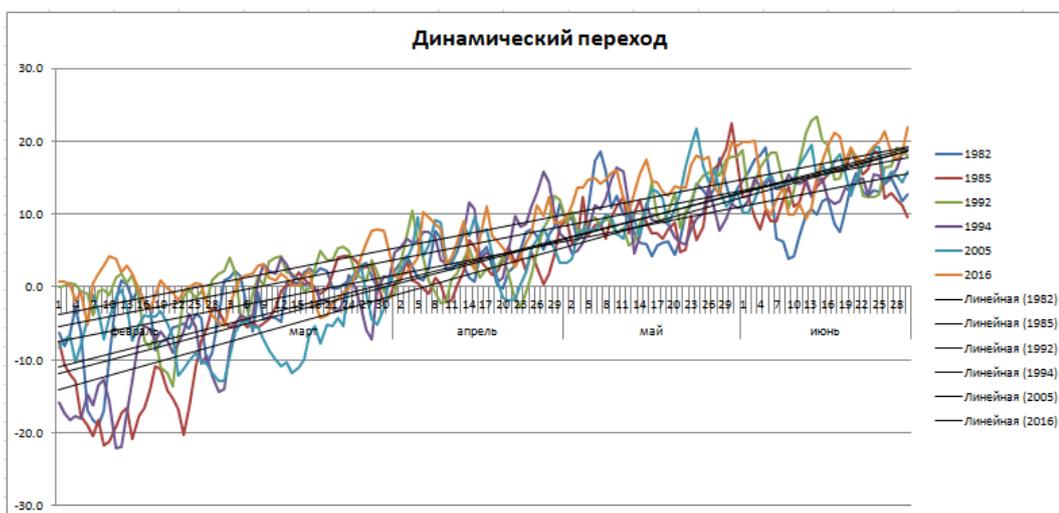
Можно сделать вывод, что в марте самые высокие температуры при динамическом переходе, в апреле и мае – при радиационном переходе. В июне большой разницы температуры при разных переходах не наблюдается.

3.4 Сравнение приземной среднесуточной температуры при разных типах переходах

Сравним распределение приземной температуры воздуха на нескольких метеостанциях в высоких широтах при динамическом, радиационном и раннем радиационном переходах стратосферы на летний режим для того, чтобы оценить влияние типов переходов на тропосферу. Для этого выбрано 5 метеостанций в следующих координатах:

- Санкт-Петербург – 60 с.ш. 30.3 в.д.
- Калевала – 65.2 с.ш. 31.2 в.д.
- Мурманск – 69 с.ш. 33.1 в.д.
- Тикси – 71.6 с.ш. 128.9 в.д.
- Усть-Мома – 66.4 с.ш. 143.2 в.д.

Для шести годов для каждого типа перехода, по которым находилась статистическая значимость, построим распределение приземной температуры и линейный тренд.



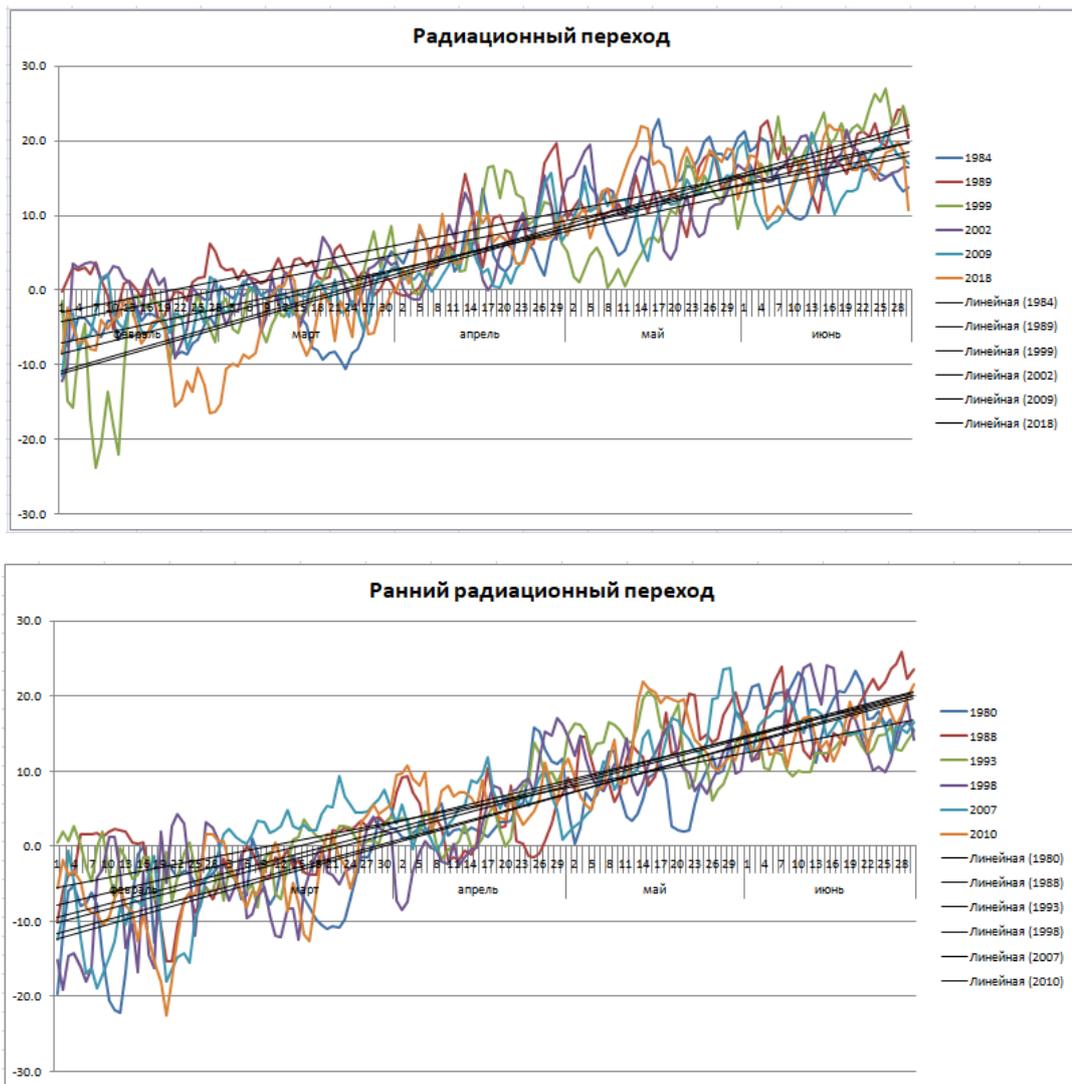
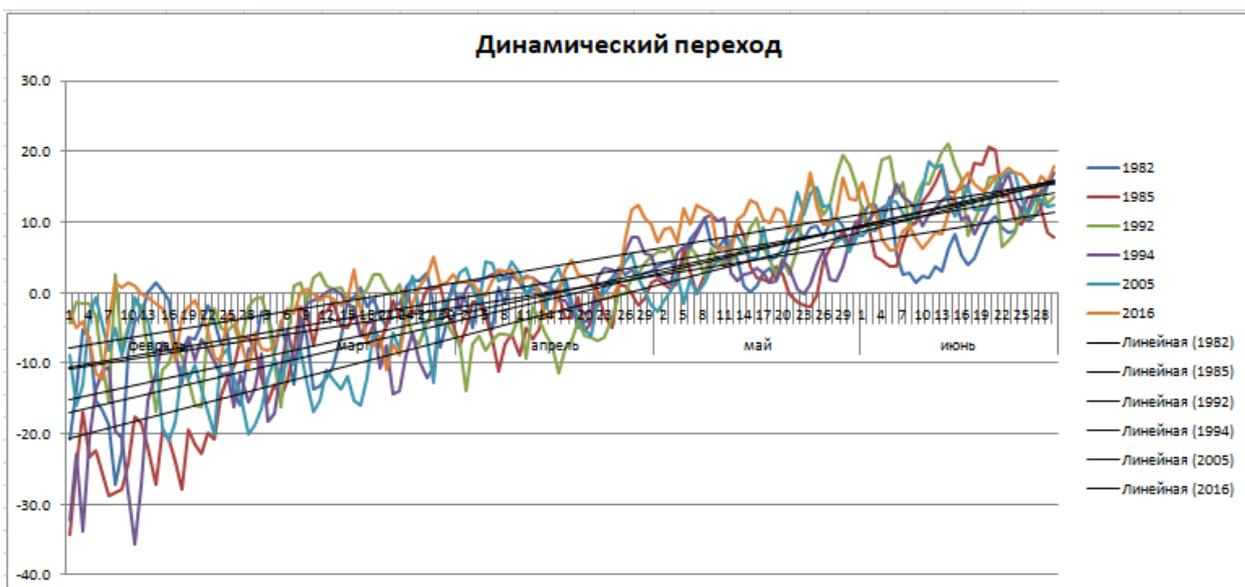


Рис. 3.4.1 Распределение приземной температуры в г. Санкт-Петербург

На рисунке 3.4.1 представлены графики распределения приземной температуры в городе Санкт-Петербург с февраля по июль. При динамическом переходе в среднем температура переходит через ноль к положительным значениям в конце марта. В апреле три года (1985, 1992 и 2005 гг.) все еще возвращаются к отрицательным значениям до -3°C , но на непродолжительное время – на 2-3 дня, в десятых и двадцатых числах, а максимальные значения достигают до $10-11^{\circ}\text{C}$ в середине месяца и 17°C 25-27 апреля. При перестройке радиационного типа переход через ноль наблюдается также в конце марта, но в апреле к отрицательным значениям температура уже почти не возвращается, только до 5 апреля в двух годах

(1989 и 2002 гг.) среднесуточная температура составила -1°C , а максимальные значения достигают до 17°C в середине месяца и 20°C в конце. При ранней радиационной перестройке переход через ноль происходит тоже в конце марта, выбивается только один год (1998г.), когда среднесуточная температура окончательно приняла положительные значения в середине апреля. В апреле самое низкое значение -8°C в первых числах месяца (1998 г.), в середине месяца также присутствуют отрицательные значения (-2°C) в 1988, 1993 и 1998 гг. В мае при динамическом переходе среднесуточные температуры располагаются в диапазоне от $+5$ до $+22^{\circ}\text{C}$, при радиационном - от 0 до $+23^{\circ}\text{C}$, при раннем радиационном - от $+2$ до $+24^{\circ}\text{C}$. В июне при динамическом переходе среднесуточные температуры располагаются в диапазоне от $+5$ до $+24^{\circ}\text{C}$, при радиационном - от $+10$ до $+27^{\circ}\text{C}$, при раннем радиационном - от $+10$ до $+25^{\circ}\text{C}$.

По линейному тренду в конце июня можно заметить, что при динамическом переходе в среднем в диапазоне - от $+15$ до $+19^{\circ}\text{C}$, при радиационном - от $+17$ до $+22^{\circ}\text{C}$, при раннем радиационном - от $+16$ до $+20^{\circ}\text{C}$.



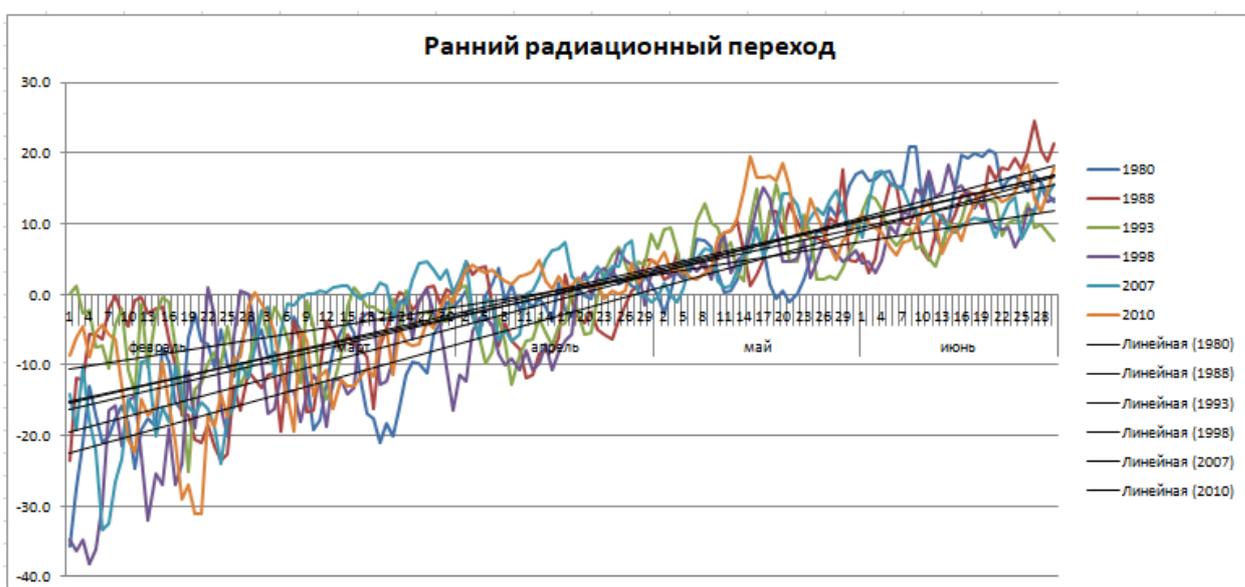
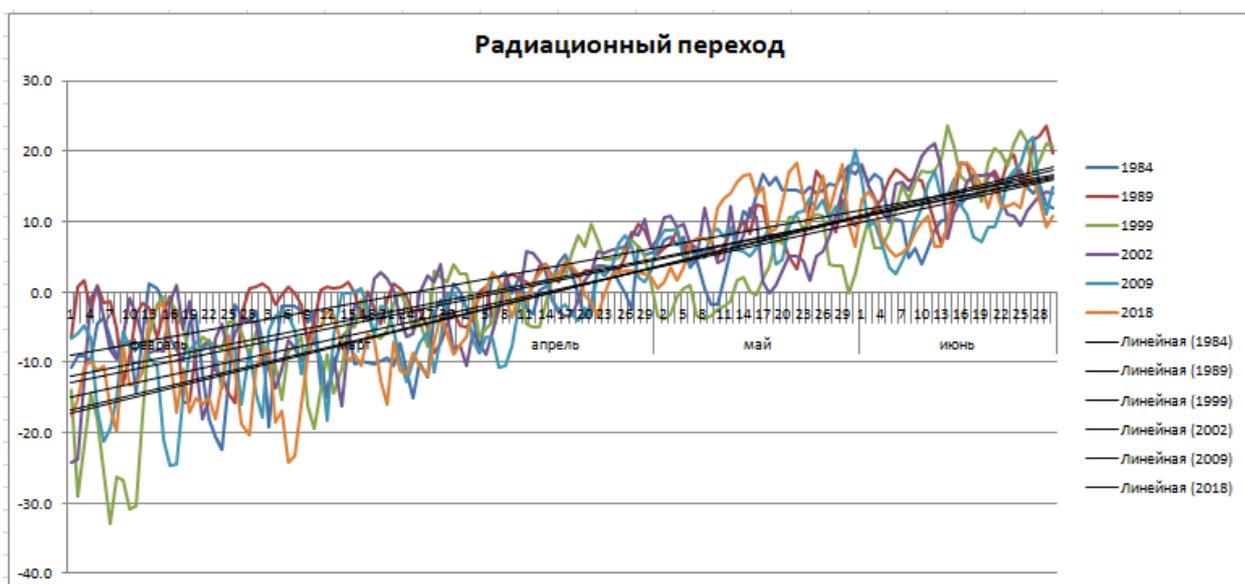
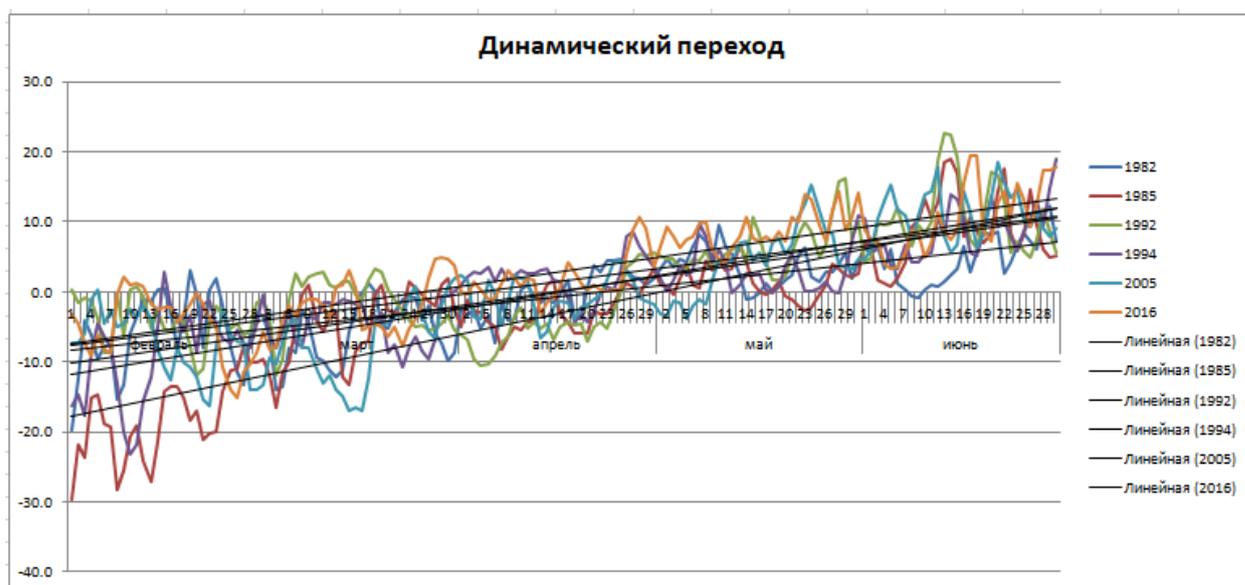


Рис. 3.4.2 Распределение приземной температуры в п.г.т. Калевала

На рисунке 3.4.2 представлены графики распределения приземной температуры в п.г.т. Калевала с февраля по июль. При динамическом переходе в марте среднесуточная температура наблюдается в диапазоне от -20°C до $+5^{\circ}\text{C}$. В среднем температура переходит через ноль к положительным значениям во второй половине апреля. В мае два года (1985 и 2005 гг.) все еще возвращаются в начале месяца и в двадцатых числах к отрицательным значениям до -2°C , но на непродолжительное время – на 2-3 дня. И в июне наблюдается минимальное значение среднесуточной

температуры $+2^{\circ}\text{C}$, а максимальное – $+21^{\circ}\text{C}$. При перестройке радиационного типа в марте температуры колеблются в диапазоне от -24°C до $+4^{\circ}\text{C}$. Переход через ноль наблюдается со второй недели апреля. В мае температура колеблется в диапазоне от -4°C до $+20^{\circ}\text{C}$, от всех годов отличается 1999 г., с 1 по 12 мая в этот год температура опускалась до -4°C . В июне наблюдается минимальное значение среднесуточной температуры $+4^{\circ}\text{C}$, а максимальное – $+24^{\circ}\text{C}$. При ранней радиационной перестройке в марте температуры колеблются в диапазоне от -21°C до $+2^{\circ}\text{C}$. Переход через ноль происходит со второй недели апреля до мая. В мае температура колеблется в диапазоне от -3°C до $+20^{\circ}\text{C}$. В июне среднесуточные температуры располагаются в диапазоне от $+4$ до $+25^{\circ}\text{C}$.

По линейному тренду в конце июня можно заметить, что при динамическом переходе в среднем в диапазоне - от $+11$ до $+16^{\circ}\text{C}$, при радиационном - от $+16$ до $+18^{\circ}\text{C}$, при раннем радиационном - от $+12$ до $+18^{\circ}\text{C}$.



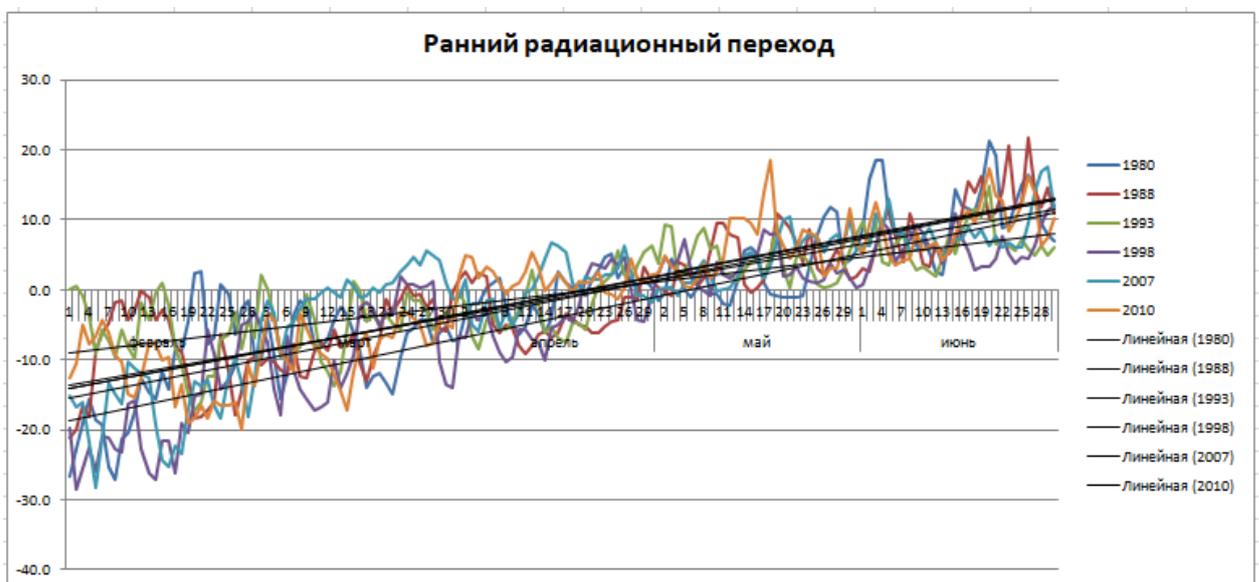
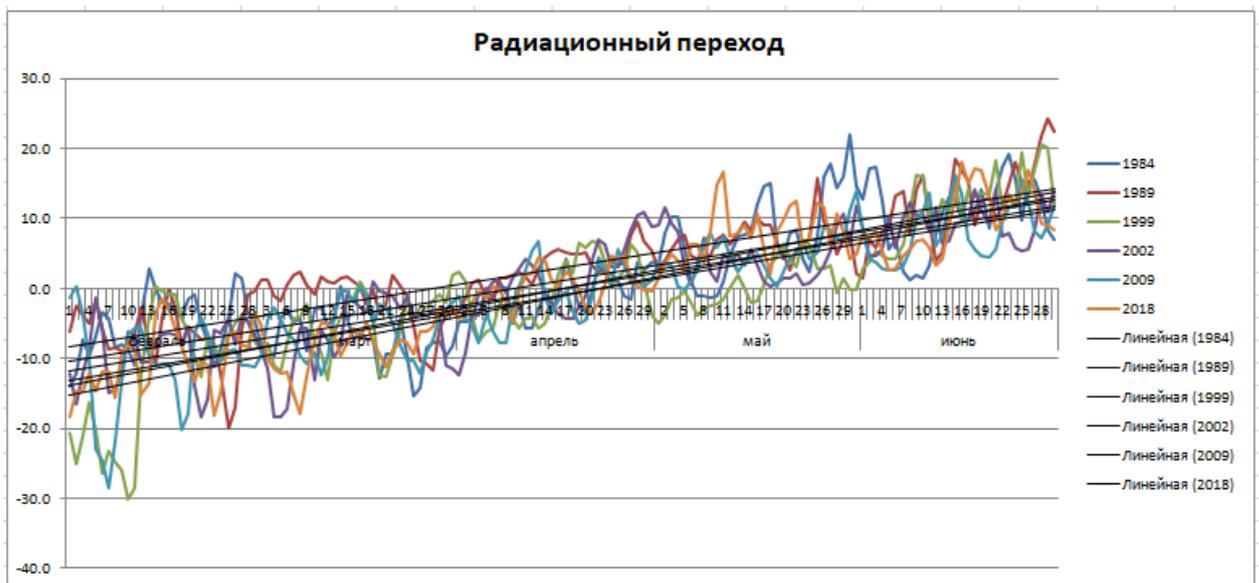
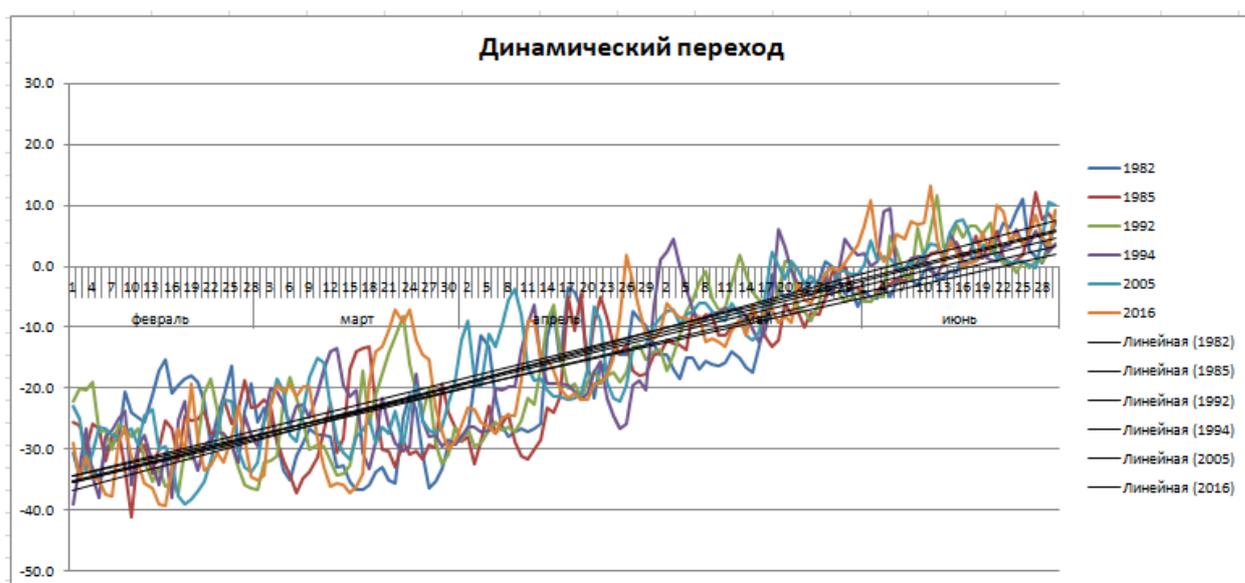


Рис. 3.4.3 Распределение приземной температуры в г. Мурманск

На рисунке 3.4.3 представлены графики распределения приземной температуры в г. Мурманск с февраля по июль. При динамическом переходе в марте среднесуточная температура наблюдается в диапазоне от -16°C до $+4^{\circ}\text{C}$. В среднем температура переходит через ноль к положительным значениям во второй половине апреля. В мае два года все еще возвращаются – в 2005 г. в начале месяца и в 1985 г. в двадцатых числах к отрицательным значениям до -3°C на 5-7 дней. Максимальные температуры наблюдаются в конце месяца и достигают $+16^{\circ}\text{C}$. И в июне наблюдается минимальное

значение среднесуточной температуры -1°C , а максимальное – $+22^{\circ}\text{C}$. При перестройке радиационного типа в марте температуры колеблются в диапазоне от -19°C до $+2^{\circ}\text{C}$. Переход через ноль наблюдается на второй и третьей неделе апреля. В мае температура колеблется в диапазоне от -5°C до $+22^{\circ}\text{C}$, от всех годов отличается 1999 г., с 1 по 12 мая в этот год температура опускалась до -5°C , также отличается 1984 г., который в конце мая имеет самый высокий максимум – 22°C . В июне наблюдается минимальное значение среднесуточной температуры $+1^{\circ}\text{C}$, а максимальное – $+24^{\circ}\text{C}$. При ранней радиационной перестройке в марте температуры колеблются в диапазоне от -19°C до $+5^{\circ}\text{C}$. Переход через ноль происходит со второй недели апреля до мая. В мае среднесуточные температуры колеблются в диапазоне от -2°C до $+19^{\circ}\text{C}$, а в июне – от $+2$ до $+21^{\circ}\text{C}$.

По линейному тренду в конце июня можно заметить, что при динамическом переходе в среднем в диапазоне – от $+6$ до $+14^{\circ}\text{C}$, при радиационном - от $+11$ до $+15^{\circ}\text{C}$, при раннем радиационном – от $+7$ до $+13^{\circ}\text{C}$.



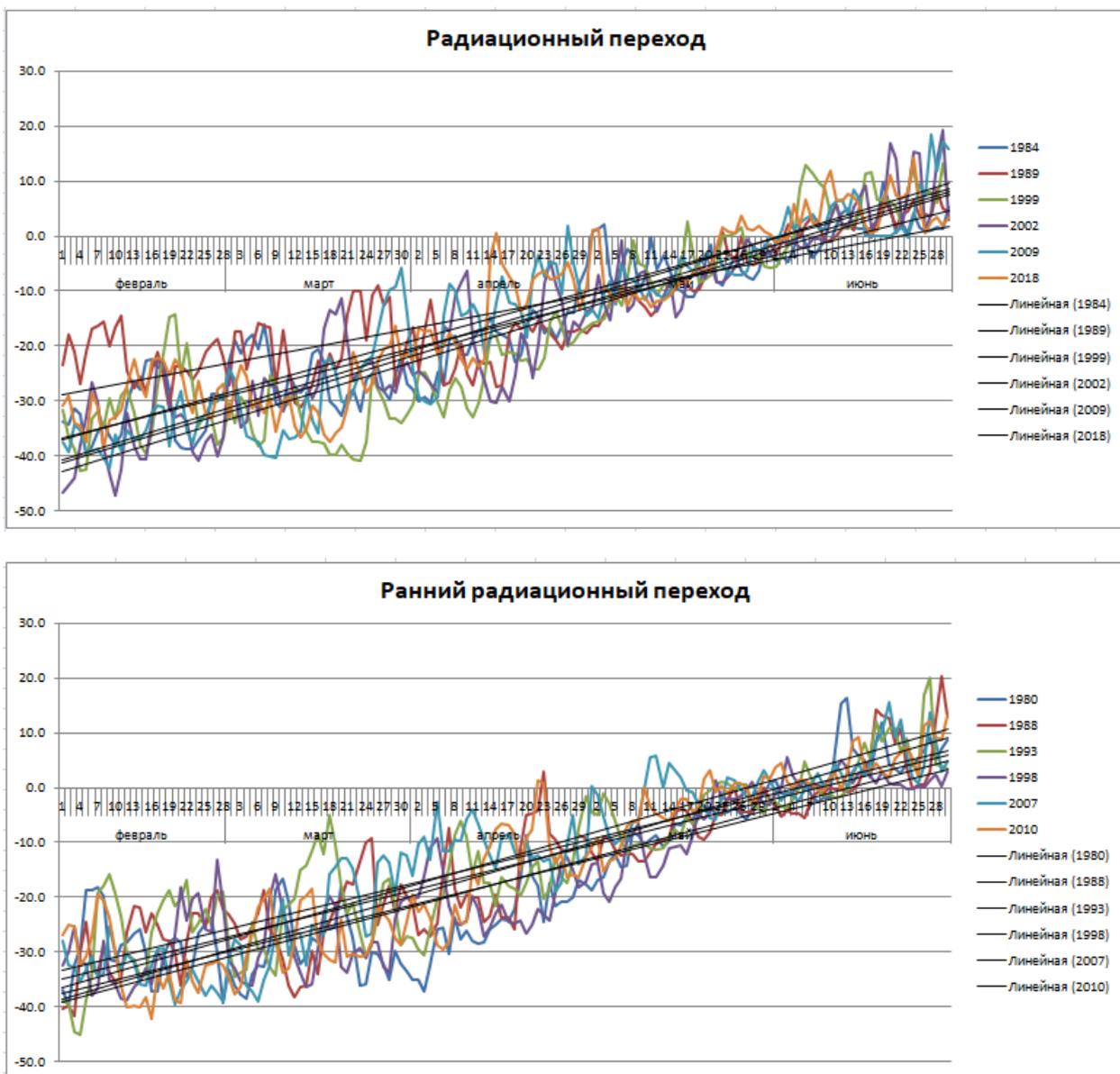
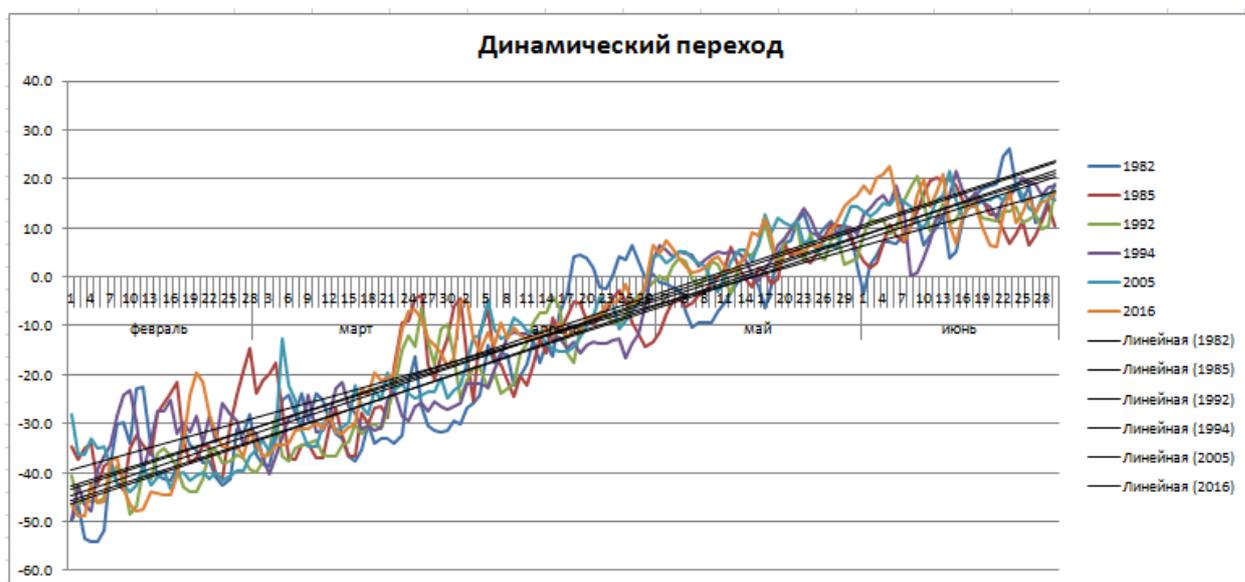


Рис. 3.4.4 Распределение приземной температуры в п.г.т. Тикси

На рисунке 3.4.4 представлены графики распределения приземной температуры в п.г.т. Тикси с февраля по июль. При динамическом переходе в марте среднесуточная температура наблюдается в диапазоне от -36°C до -6°C , в апреле – от -32 до $+2^{\circ}\text{C}$, в мае – от -18 до $+6^{\circ}\text{C}$. В среднем температура переходит через ноль к положительным значениям в первые две недели июня. И в июне наблюдается минимальное значение среднесуточной температуры -5°C , а максимальное – $+13^{\circ}\text{C}$. При перестройке радиационного типа в марте температуры колеблются в диапазоне от -41°C до -5°C , в апреле

– от -33 до $+2^{\circ}\text{C}$, в мае – от -15 до $+4^{\circ}\text{C}$. Переход через ноль наблюдается на первой неделе июня. В июне наблюдается минимальное значение среднесуточной температуры -5°C , а максимальное – $+20^{\circ}\text{C}$. При ранней радиационной перестройке в марте температуры колеблются в диапазоне от -39°C до -5°C , в апреле – от -37 до $+3^{\circ}\text{C}$, в мае – от -21 до $+6^{\circ}\text{C}$. Переход через ноль происходит так же, как и при динамическом переходе, в течение первых двух недель июня. В июне среднесуточные температуры колеблются в диапазоне от -5°C до $+20^{\circ}\text{C}$.

По линейному тренду в конце июня можно заметить, что при динамическом переходе в среднем в диапазоне – от $+0$ до $+8^{\circ}\text{C}$, при радиационном - от $+2$ до $+10^{\circ}\text{C}$, при раннем радиационном – от $+4$ до $+11^{\circ}\text{C}$.



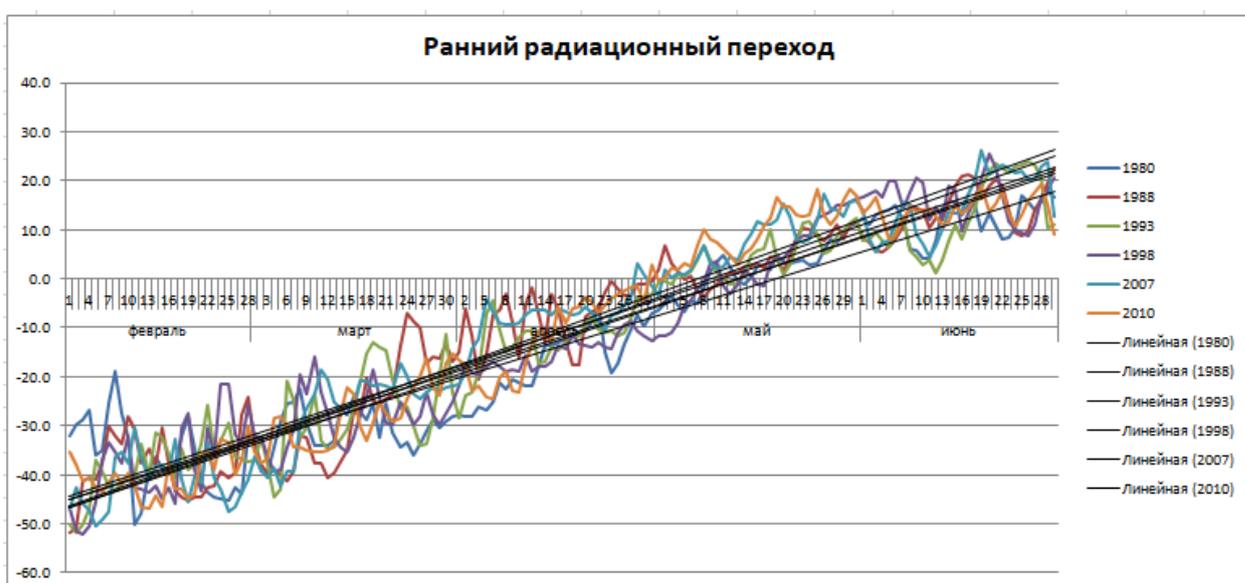
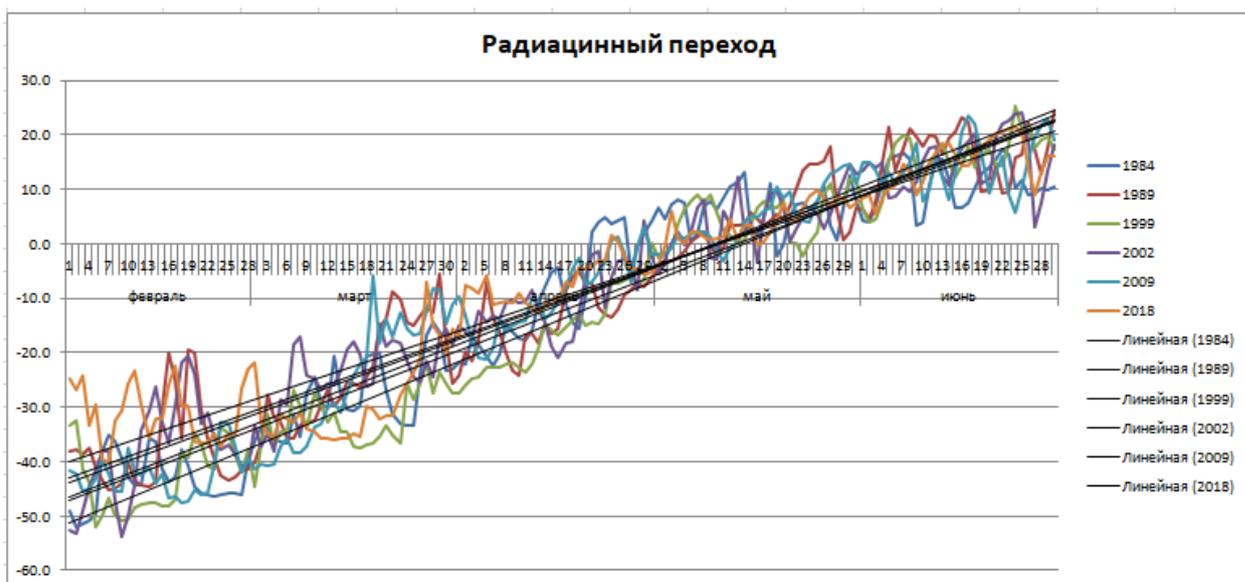


Рис. 3.4.5 Распределение приземной температуры в н.п. Усть-Мома

На рисунке 3.4.5 представлены графики распределения приземной температуры в н.п. Усть-Мома с февраля по июль. При динамическом переходе в марте среднесуточная температура наблюдается в диапазоне от -40°C до -3°C , в апреле – от -30°C до $+7^{\circ}\text{C}$. В среднем температура переходит через ноль к положительным значениям в течение первых двух недель мая. Максимальные температуры наблюдаются в конце месяца и достигают $+18^{\circ}\text{C}$, а минимальные на второй неделе – -10°C . И в июне наблюдается минимальное значение среднесуточной температуры 0°C , а максимальное –

+25°C. При перестройке радиационного типа в марте температуры колеблются в диапазоне от -41°C до -5°C, в апреле – от -25°C до +5°C. Переход через ноль наблюдается на последней неделе апреля – первой неделе мая. В мае температура колеблется в диапазоне от -4°C до +18°C. В июне наблюдается минимальное значение среднесуточной температуры +4°C, а максимальное – +25°C. При ранней радиационной перестройке в марте температуры колеблются в диапазоне от -45°C до -5°C, в апреле – от 29°C до +2°C. Переход через ноль происходит на первых двух неделях мая. В мае среднесуточные температуры колеблются в диапазоне от -11°C до +19°C, а в июне – от +1 до +27 °C.

По линейному тренду в конце июня можно заметить, что при динамическом переходе в среднем в диапазоне – от +18 до +23 °C, при радиационном - от +21 до +24 °C, при раннем радиационном – от +18 до +27 °C.

Опираясь на данные, полученные из рисунков 3.4.1-3.4.5, можно сделать вывод, что в марте экстремумы минимальных значений среднесуточной температуры воздуха наблюдаются при радиационных переходах для всех пяти метеорологических станций. Максимальные значения чаще бывают при ранних радиационных переходах, отличаются пункты Калевала и Усть-Мома, где они наблюдались при радиационном и динамическом переходах соответственно. Также по средним значениям март холоднее при радиационных переходах.

В апреле экстремумы минимальных и максимальных значений происходили примерно одинаково для всех типов переходов. Можно обратить внимание, что, если минимальное значение наблюдалось при одном типе перестройки, то максимальное значение будет при этом же типе. Так в Калевале экстремумы были при динамическом переходе, в Мурманске – при радиационном, в Тикси – при раннем радиационном, в Усть-Моме – при динамическом, отличается только Санкт-Петербург, где минимум произошел

при раннем радиационном переходе, а максимум при радиационном. Апрель является переходным месяцем, когда только происходит перестройка, возможно, поэтому в этот месяц не наблюдаются определенных зависимостей от типа перехода.

В мае в Санкт-Петербурге, Тикси и Усть-Моме все экстремумы происходят при раннем радиационном переходе, в Калевале и Мурманске – при радиационном. Несмотря на это, по средним значениям май холоднее при динамическом переходе.

В июне минимальные значения наблюдаются при динамическом переходе, кроме Калевалы, где оно произошло при раннем радиационном переходе. Максимальные значения во всех пунктах наблюдаются при раннем радиационном и радиационном переходах. По средним значениям при динамическом переходе июнь имеет более холодные температуры, чем при двух других переходах.

Также стоит отметить, что на всех пяти станциях переход среднесуточной температуры через 0°C к положительным значениям происходит раньше при радиационном переходе. При динамическом и раннем радиационном переходах происходит в одинаковое время.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате анализа распределения метеорологических характеристик (среднезональной компоненты скорости ветра и температуры) по времени и вертикали, а также по приземным среднесуточным температурам, были сделаны следующие выводы:

1. С 1980 по 2022 гг. каждый год был классифицирован по типу перехода стратосферы на летний режим. Из 43 годов выявлено 20 случаев радиационных переходов, 17 – динамических и 6 – ранних радиационных. Радиационные и динамические переходы чередуются через несколько лет.
2. Динамический переход происходит независимо от фазы ЭНЮК, при этом фаза КДК находится в восточной фазе либо только переходит на нее. Радиационный переход происходит чаще при La-Niña и нейтральной фазе, а КДК при этом в западной фазе, но очень редко встречается при El-Niño и восточной КДК. Ранний радиационный переход чаще случается при совпадении фаз El-Niño и восточной КДК. Влияние солнечной активности не обнаружено.
3. При динамическом переходе с февраля по май положительные аномалии среднезональной компоненты скорости ветра сменяются отрицательными аномалиями, спускающимися с мезосферы. При радиационном переходе зеркальная картина – отрицательные аномалии сменяются положительными. При раннем радиационном переходе картина похожа на радиационный переход, но выглядит более размытой. С июня по сентябрь аномалии ветров во всех трех переходах имеют смешанную картину и слабые аномалии.
4. При динамическом переходе с февраля по май отрицательные аномалии среднезональной температуры сменяются

положительными аномалиями, спускающимися с мезосферы. При радиационном переходе положительная аномалия спускается к тропосфере резче и зажата с обеих сторон сильными отрицательными аномалиями. При раннем радиационном переходе картина похожа на динамический переход, но выглядит более размыто.

5. В стратосфере в марте самые высокие скорости ветра наблюдаются при динамическом переходе (на 10 м/с и 5 м/с больше, чем при радиационном и раннем радиационном переходах соответственно), в апреле – при раннем радиационном (на 1-2 м/с), в мае – при радиационном переходе (на 2.5 м/с), в июне значительной разницы не отмечается. В тропосфере в марте и мае значительной разницы не отмечается, в апреле сильнее ветра при радиационном переходе (на 1 м/с), а в июне – при динамическом (примерно на 1-1.5 м/с).
6. В стратосфере в марте самые высокие температуры при динамическом переходе выше радиационного и раннего радиационного переходов на 3 и 4 °С соответственно, в апреле и мае выше на 3 и 1 °С – при радиационном переходе. В июне большой разницы температуры при разных переходах не наблюдается.
7. Тропосфера в марте холоднее при радиационном переходе, в апреле не обнаружена зависимость от типа перехода, в мае и июне холоднее при перестройке динамического типа. Переход среднесуточной температуры через 0°С к положительным значениям происходит раньше при радиационном переходе. При динамическом и раннем радиационном переходах происходит в одинаковое время.

СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ravishankara AR, Liu S (2003) Highlights from the Joint SPARC-IGAC Workshop on ClimateChemistry Interactions, held at Giens, France, during April 02–06, 2003
2. Baldwin MP, Stephenson DB, Thompson DWJ, Dunkerton J, Charlton AJ, ONeil A (2003) Stratospheric memory and skill of extended range weather forecasts, *Science*, 301: 636–640
3. Liu, Z., & Alexander, M. (2007). Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climatic teleconnections. *Reviews of Geophysics*, 45, RG2005. <https://doi.org/10.1029/2005RG000172>
4. Brönnimann, S. (2007). Impact of El Niño–Southern Oscillation on European climate. *Reviews of Geophysics*, 45, RG3003. <https://doi.org/10.1029/2006RG000199>
5. L'Heureux, M., & Thompson, D. (2006). Observed relationships between the El Niño–Southern Oscillation and the extratropical zonal-mean circulation. *Journal of Climate*, 19, 276–287.
6. Calvo, N., García-Herrera, R., & Garcia, R. R. (2008). The ENSO signal in the stratosphere. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1146, 16–31. <https://doi.org/10.1196/annals.1446.008>
7. Polvani, L. M., Sun, L., Butler, A. H., Richter, J. H., & Deser, C. (2017). Distinguishing stratospheric sudden warmings from ENSO as key drivers of wintertime climate variability over the North Atlantic and Eurasia. *Journal of Climate*, 30(6), 1959–1969. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0277.1>
8. Richter, J. H., A. Solomon, and J. T. Bacmeister, 2014a: On the simulation of the quasi-biennial oscillation in the Community Atmosphere Model, version 5. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 3045–3062, <https://doi.org/10.1002/2013JD021122>.

9. Holt, L. A., M. J. Alexander, L. Coy, A. Molod, W. Putman, and S. Pawson, 2016: Tropical waves and the quasi-biennial oscillation in a 7-km global climate simulation. *J. Atmos. Sci.*, 73, 3771–3783, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-15-0350.1>.
10. Baldwin, M. P., and Coauthors, 2001: The quasi-biennial oscillation. *Rev. Geophys.*, 39, 179–229, <https://doi.org/10.1029/1999RG000073>.
11. Holton, J. R., and H. C. Tan, 1980: The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb. *J. Atmos. Sci.*, 37, 2200–2208, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1980\)037<2200:TIOTEQ>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<2200:TIOTEQ>2.0.CO;2).
12. Anstey, J. A., and T. G. Shepherd, 2014: High-latitude influence of the quasi-biennial oscillation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 140, 1–21, <https://doi.org/10.1002/qj.2132>.
13. Rao, J., Y. Yu, D. Guo, C. Shi, D. Chen, and D. Hu, 2019a: Evaluating the Brewer–Dobson circulation and its responses to ENSO, QBO, and the solar cycle in different reanalyses. *Earth Planet. Phys.*, 3, 166–181, <https://doi.org/10.26464/epp2019012>.
14. Yamashita, Y., Akiyoshi, H. and Takahashi, M.: Dynamical response in the Northern Hemisphere midlatitude and high- latitude winter to the QBO simulated by CCSR/NIES CCM, *J. Geophys. Res.*, 116, D06118, <https://doi.org/10.1029/2010JD015016>, 2011.
15. Lu, H., Bracegirdle, T. J., Phillips, T., Bushell, A., and Gray, L.: Mechanisms for the Holton-Tan relationship and its decadal variation, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 119, 2811 – 2830 , <https://doi.org/10.1002/2013JD021352>, 2014.
16. Gong, D.-Y., S.-W. Wang, and J.-H. Zhu, 2001: East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2073–2076, <https://doi.org/10.1029/2000GL012311>.
17. Marshall, A. G., and A. A. Scaife, 2009: Impact of the QBO on surface winter climate. *J. Geophys. Res.*, 114, D18110, <https://doi.org/10.1029/2009JD011737>.

18. Naito, Y., 2002: Planetary wave diagnostics on the QBO effects on the deceleration of the polar-night jet in the Southern Hemisphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, 80, 985–995, <https://doi.org/10.2151/jmsj.80.985>.
19. Andrews, M. B., Knight, J. R., and Gray, L. J.: A simulated lagged response of the North Atlantic Oscillation to the solar cycle over the period 1960–2009, *Environ. Res. Lett.*, 10, 054022, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/5/054022>, 2015.
20. Rao, J. & Garfinkel, C. I. Projected changes of stratospheric final warmings in the Northern and Southern Hemispheres by CMIP5/6 models. *Clim. Dyn.* 56, 3353–3371 (2021)
21. Maury, P., Claud, C., Manzini, E., Hauchecorne, A. & Keckhut, P. Characteristics of stratospheric warming events during Northern winter. *J. Geophys. Res. Atmos.* 121, 5368–5380 (2016).
22. Hu, J. G., Ren, R. C. & Xu, H. M. Occurrence of winter stratospheric sudden warming events and the seasonal timing of spring stratospheric final warming. *J. Atmos. Sci.* 71, 2319–2334 (2014)
23. Putman, W., and S.-J. Lin, 2007: Finite-volume transport on various cubed-sphere grids. *J. Comput. Phys.*, 227, 55–78, doi:10.1016/j.jcp.2007.07.022.
24. Bloom, S., L. Takacs, A. DaSilva, and D. Ledvina, 1996: Data assimilation using incremental analysis updates. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 1256–1271, doi:10.1175/1520-0493(1996)124<1256:DAUIAU>2.0.CO;2.