

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования

#### высшего образования «РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра метеорологических прогнозов

# ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА

(бакалаврская работа)

На тему: «Особенности стратосферно-тропосферного взаимодействия в

условиях Ла-Нинья»

Исполнитель Добрынина Мария Олеговна (фамилия, имя, отчество)

Руководитель кандидат физико-математических наук, доцент

(ученая степень, ученое звание) Ермакова Татьяна Сергеевна

(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю» заведующий кафедрой

ппись

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

Анискина Ольга Георгиевна

(фамилия, имя, отчество)

« 30 » мая 2023 г.

Санкт-Петербург 2023

# ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ
ГЛАВА 1. Эль-Ниньо – Южное колебание 5
Глава 1.1 Общие сведения 5
Глава 1.2 Взаимодействие тропосферы и стратосферы 8
ГЛАВА 2. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ 11
2.1 Индексы ЭНЮК 11
2.2 Реанализ MERRA-2 13
2.3 Остаточная меридиональная циркуляция15
2.4 Поток волновой активности Элиассена-Пальма16
ГЛАВА З. ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ 18
Глава 3.1 Построение зонально осредненных температуры и зональной
компоненты ветра18
Глава 3.2 Построение и анализ потока волновой активности
Глава 3.3 Построение и анализ остаточной меридиональной циркуляции. 46
ЗАКЛЮЧЕНИЕ
СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

#### ВВЕДЕНИЕ

Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК) – это оказывающие заметное влияние на климат колебания температуры поверхностного слоя воды в экваториальной части Тихого океана, а также колебания давления воздуха в приземном слое атмосферы между водами восточной и западной частей Тихого океана.

Это явление в тропической зоне Тихого океана оказывает значительное воздействие на глобальную циркуляцию атмосферы и океана. Воздействие ЭНЮК также распространяется выше тропосферы, влияя на силу и изменчивость стратосферного полярного вихря в высоких широтах обоих полушарий, а также на состав и циркуляцию тропической стратосферы.

События ЭНЮК вызывают аномальное распространение волновых потоков, которые могут значительно повлиять на погоду на больших территориях земного шара.

Во многих исследованиях была изучена теория взаимодействия тропосфера–стратосфера и показано, как энергетический баланс стратосферы зависит от вертикальных потоков волновой активности. Отмечается, что, усиленный (ослабленный) волновой поток из тропосферы в стратосферу благоприятствует появлению условий для возникновения теплого (холодного) полярного вихря над Арктикой.

Когда волновые потоки проникают в тропосферу Северного полушария, они оказывают существенное влияние на циркуляционные процессы в нижней атмосфере. В некоторых работах указывается, что нисходящая волновая активность, достигающая тропосферы, может повлиять на формирование аномалий давления в определенных регионах: усиление циклогенеза или блокирования.

Именно поэтому расширение исследований динамического взаимодействия стратосферы и тропосферы, способного значительно влиять

на погодные условия и климат всего земного шара, в настоящее время является актуальной задачей.

Целью работы является исследование и анализ тропосферностратосферного взаимодействия в условиях Ла-Нинья.

Задачи работы:

1. Отобрать для анализа холодные периоды в Северном полушарии, когда наблюдались условия фазы Ла-Нинья и нейтральной фазы по значениям индексов ONI и MEI.

2. Рассчитать значения потока волной активности Элиассена-Пальма и остаточной меридиональной циркуляции для выбранных лет с помощью данных реанализа MERRA-2.

3. Сравнить области усиления и ослабления трех компонент потока волновой активности Элиассена-Пальма на разных высотах в разных условиях ЭНЮК и остаточную меридиональную циркуляцию.

# ГЛАВА 1. Эль-Ниньо – Южное колебание

#### Глава 1.1 Общие сведения

Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК) – это естественный климатический процесс, который представляет собой нерегулярные изменения температуры поверхности воды в экваториальной части Тихого океана, а также колебания атмосферного давления между регионом Австралии и Юго-Восточной Азии и восточной частью тропической зоны Тихого океана.

Это явление происходит в тропической части Тихого океана, оказывая воздействие на глобальную циркуляцию атмосферы и океана и достигая стратосферы – слоя атмосферы, начинающегося примерно с 10 км над поверхностью Земли. Различают две фазы ЭНЮК: теплую (Эль-Ниньо) и холодную (Ла-Нинья). События Эль-Ниньо и Ла-Нинья обычно длятся 12-18 месяцев и, как правило, наиболее полно развиваются в зимний сезон в Северном полушарии.

Эль-Ниньо – потепление тропической зоны Тихого океана, которое происходит примерно раз в три-семь лет. Во время Эль-Ниньо пассаты ослабевают вдоль экватора, поскольку атмосферное давление в западной части Тихого океана повышается и понижается в восточной. Ослабление пассатов позволяет теплым поверхностным водам, обычно находящимся в западной части Тихого океана, мигрировать на восток. Ветровой апвеллинг, то есть процесс, при котором холодная вода поднимается к поверхности вдоль экватора и западного побережья Северной и Южной Америки, также значительно уменьшается, что приводит к повышению температуры поверхности моря.

Обычно мощные кучево-дождевые облака и выпадающие из них осадки возникают над теплыми поверхностными водами в западной части Тихого океана, но во время Эль-Ниньо эти воды мигрируют на восток. Конденсация водяного пара приводит к выделению скрытого тепла в средней и верхней

тропосфере. Это тепло служит источником энергии для колебания глобальных полей ветра, которые распространяют влияние Эль-Ниньо на отдаленные части планеты. Изменение циркуляции приводит к засухам, наводнениям, штормам и другим опасным явлениям погоды. Но Эль-Ниньо может иметь и положительные последствия. Например, приносить более мягкие зимы в Северную Америку и препятствовать образованию ураганов в Атлантике [1].

Ла-Нинья – холодная фаза ЭНЮК. Характеризуется более сильными, чем обычно, пассатами и более холодной температурой поверхности моря в тропической части Тихого океана. Для нее также характерно высокое атмосферное давление в восточной части тропической зоны Тихого океана и низкое в западной части. Влияние Ла-Нинья хотя и не совсем, но противоположно влиянию Эль-Ниньо.

ЭНЮК является доминирующим режимом межгодовой изменчивости климатической системы и оказывает достаточно известное влияние на средние широты Северного полушария (СП) через тропосферные дальние связи [2]. В последнее время появилась гипотеза о том, что ЭНЮК оказывает дополнительное влияние на средние широты через стратосферу [3 4; 5]. Считается, что аномально сильные волны планетарного масштаба, связанные с Эль-Ниньо, распространяются вертикально в стратосферу в зимнее время в Северном полушарии, разрушаются в высоких широтах и ослабляют полярный вихрь, а затем воздействуют на тропосферу внизу. Наиболее сильный волновой процесс приводит к событиям, которые называются внезапными стратосферными потеплениями (ВСП). Они связаны с полным разрушением полярного вихря и часто сопровождаются аномалиями, которые распространяются вниз в тропосферу во временных масштабах от недель до месяцев [6].

В ряде исследований изучалось влияние ЭНЮК на среднее состояние зимней стратосферы СП [7; 8; 9]. Хорошо известно, что положительная фаза ЭНЮК приводит к потеплению стратосферы в обоих полушариях, в то время

<sup>6</sup> 

как тропическая стратосфера охлаждается. Эти признаки связаны с усилением стратосферной циркуляции из тропиков в полярные регионы. Эль-Ниньо распространяется благодаря планетарным волнам Россби, воздействуя на атмосферу: например, происходит углубление Алеутского минимума в северной части Тихого океана [10] или сдвиг в сторону отрицательной фазы Североатлантического колебания [11; 12]. Усиленное распространение планетарных волн вверх в стратосферу во время Эль-Ниньо приводит к ослаблению полярного вихря и усилению остаточной циркуляции Брюера-Добсона.

Меньше внимания уделялось стратосферной реакции на холодную фазу ЭНЮК (Ла-Нинья), и пока не ясно, может ли Ла-Нинья влиять на регион Северной Атлантики и Европы через стратосферу. Некоторые исследования, основанные на данных реанализа и наблюдений, показали охлаждение полярной стратосферы во время зим в условиях Ла-Нинья, хотя реакция либо слабая, либо незначительная [13; 14]. Следует отметить, что короткий ряд анализируемых данных (и, следовательно, малое отношение сигнал/шум), возможно, мог быть причиной для отсутствия в наблюдениях и данных реанализа явного устойчивого стратосферного отклика на фазу Ла-Нинья. По этой причине для увеличения числа идентифицированных событий Ла-Нинья иногда используется относительно низкий порог [15; 16; 17]. Различные пороговые значения, используемые для выбора явлений холодной фазы ЭНЮК в литературе, затрудняют прямое сравнение этих исследований. Таким образом, реакция полярной стратосферы и, следовательно, ее распространение вниз в тропосферу во время Ла-Нинья все еще остаются неопределенными.

В некоторых же исследованиях был использован несколько более длинный ряд данных реанализа для оценки реакции полярной стратосферы СП на возникновение Ла-Нинья в зимнее время. При этом сначала использовался относительно высокий порог Ла-Нинья, чтобы исследовать, могут ли зимы Ла-Нинья привести к устойчивому отклику в полярной стратосфере, отличимому

от климатологического состояния, и можно ли обнаружить стратосферный влияния Ла-Нинья В тропосферу. После этого исследовалась путь чувствительность стратосферного сигнала Ла-Нинья к порогу, используемому для идентификации событий. Что касается стратосферного пути влияния Ла-Нинья на тропосферу, то можно вспомнить, что уже была обнаружена тесная связь между зимами Ла-Нинья и регионом Северной Атлантики и Европы. Отрицательные аномалии давления на уровне моря наблюдаются к северу от 50° с.ш. в конце зимы во время событий Ла-Нинья [18], вместе с сильной аномалией осадков над европейским регионом [19]. Эта картина, характеризующаяся увеличением количества осадков над Великобританией и Скандинавией и уменьшением количества осадков над юго-западной частью Средиземноморья, связана с положительной фазой Североатлантического колебания (САК). Однако авторы работы [19] признали, что они не могут дать физического объяснения взаимосвязи между холодными явлениями ЭНЮК и улучшением предсказуемости европейского климата (через положительную осцилляцию, подобную САК).

## Глава 1.2 Взаимодействие тропосферы и стратосферы

Долгое время считалось, что динамические процессы в тропосфере влияют на формирование погодных условий и климата у поверхности, тогда как роль стратосферы во многом определяется протекающими в ней радиационными процессами. Однако в 1980-1990-х годах на основе анализа спутниковых наблюдений, теоретических исследований и численного моделирования учёные пришли к выводу о необходимости расширения исследований динамического взаимодействия стратосферы и тропосферы, способного влиять на погодные условия и климат.

В силу особенностей внетропической стратосферной циркуляции её взаимодействие с тропосферой в Северном полушарии ограничено зимним

сезоном, продолжающимся обычно с ноября по апрель, когда западный зональный ветер в стратосфере благоприятен для вертикального распространения планетарных волн из тропосферы в стратосферу. Влияние планетарных волн на стратосферную зональную циркуляцию и полярный вихрь, а также влияние изменений его интенсивности на динамические процессы в тропосфере являются ключевыми факторами взаимодействия тропосферы и стратосферы.

Наиболее ярким примером динамической связи между тропосферой и стратосферой являются внезапные стратосферные потепления (BCП), сопровождающиеся быстрым повышением полярной температуры стратосферы (иногда до 70 градусов за несколько дней) и наблюдаемые в зимой. Возникновение ВСП Арктике связано с распространением планетарных волн из тропосферы в стратосферу и их дальнейшим взаимодействием с зональной циркуляцией. Однако нерегулярные колебания волновой активности, температуры и зонального ветра в верхней стратосфере также могут приводить возникновению ВСП.

Наиболее сильные ВСП происходят в среднем каждую вторую зиму и приводят к изменению направления зонального ветра и повышению температуры в средней стратосфере (на уровне давления 10 гПа или ~32 км) к северу от 60° с.ш. Формируется аномальный меридиональный градиент температуры. Именно появление ВСП определяет общую активность и обособленность стратосферного полярного вихря в зимний сезон, что, в свою очередь, определяет, интенсивность разрушения озона в полярной стратосфере.

В годы ярко выраженного ВСП стратосферный полярный вихрь ослабевает, удаляется от полюса или в некоторых случаях разделяется на два ядра. При этом температура полярной стратосферы повышается, и иногда зональный ветер, меняющий своё направление с западного на восточное, будет

продолжаться до тех пор, пока весной не начнется перестройка стратосферной циркуляции.

В последние годы изменения стратосферной циркуляции, связанные с ВСП, распространяются не только на средние широты, но и на тропики, где вызванное ВСП усиление меридиональной циркуляции приводит к снижению температуры и влажности нижней стратосферы. Определено, что изменения стратосферного полярного вихря, в том числе вызванные ВСП, влияют на тропосферу, и, следовательно, на погодные условия в средних и высоких широтах Северного полушария на ближайшие два месяца.

Возмущения BCΠ, температурного режима, связанные с распространяются до высот мезосферы и термосферы (на высотах 60–90 км), где состав атмосферы в основном определяется солнечным ультрафиолетовым излучением, кинетикой химических процессов, а также переносом активных газовых компонентов слоёв, ИЗ нижних вызванным различными метеорологическими явлениями, среди которых ВСП являются наиболее значимыми [20].

Таким образом, Эль-Ниньо и Ла-Нинья вместе составляют Эль-Ниньо – Южное колебание – цикл, который из года в год колеблется между теплым, холодным и нейтральным состояниями в тропической части Тихого океана. Поскольку события ЭНЮК оказывают значительное влияние на погоду, особенно в зимнее время, понимание их воздействия на атмосферу важно для улучшения прогнозирования.

#### ГЛАВА 2. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

# 2.1 Индексы ЭНЮК

Эль-Ниньо – Южное колебание – естественно возникающее аномальное состояние тропической части Тихого океана. Оно может сохранятся в течение нескольких сезонов и оказывать значительное влияние на глобальную климатическую систему. Именно поэтому оценка ЭНЮК в реальном времени важна для целого ряда климатических служб. Чтобы охарактеризовать сигнал ЭНЮК, сначала необходимо установить критерий для идентификации его событий.

Океанический индекс (ONI – Oceanic Niño Index) – это основной индекс Национального управления океанических и атмосферных исследований для отслеживания ЭНЮК. Индекс ONI является скользящей трехмесячной средней аномалией температуры (разница от среднего значения) в Тихого вблизи поверхностных водах тропической океана зоны Международной линии перемены дат. Значения индекса +0,5 или выше указывают на Эль-Ниньо. Значения -0,5 или ниже указывают на Ла-Нинья. ONI является одним из основных индикаторов климатических изменений в Тихом океане и используется для прогнозирования погоды и последствий для различных отраслей экономики.

В данной работе для исследования по данному индексу были выбраны три года в условиях нейтральной фазы – 1980, 1993 и 2012 гг. и три года, в которых наблюдалась фаза Ла-Нинья – 1988, 1998 и 2007 гг. (таблица 2.1.1).

Таблица 2.1.1 – Значения индекса ONI для отобранных для исследования лет, где ДФ – декабрь-февраль, ЯМ – январь-март, ФА – февраль-апрель, ММ – март-май, АИ – апрель-июнь, МИ – май-июль, ИА – июнь-август, ИС – июль-

сентябрь, АО – август-октябрь, СН – сентябрь-ноябрь, ОД – октябрь-декабрь,

Год	ДФ	ЯМ	ФА	MM	АИ	МИ	ИА	ИС	AO	СН	ОД	НЯ
1980	0.6	0.5	0.3	0.4	0.5	0.5	0.3	0.0	-0.1	0.0	0.1	0.0
1993	0.1	0.3	0.5	0.7	0.7	0.6	0.3	0.3	0.2	0.1	0.0	0.1
2012	-0.9	-0.7	-0.6	-0.5	-0.3	0.0	0.2	0.4	0.4	0.3	0.1	-0.2
1988	0.8	0.5	0.1	-0.3	-0.9	-1.3	-1.3	-1.1	-1.2	-1.5	-1.8	-1.8
1998	2.2	1.9	1.4	1.0	0.5	-0.1	-0.8	-1.1	-1.3	-1.4	-1.5	-1.6
2007	0.7	0.2	-0.1	-0.3	-0.4	-0.5	-0.6	-0.8	-1.1	-1.3	-1.5	-1.6

НЯ – ноябрь-январь.

Но при дальнейшем исследовании и построении остаточной меридиональной циркуляции стало очевидно, что 1993 год отличается от остальных (см. подробнее в Главе 3.3), поэтому для определения лет, в которых наблюдались условия фазы Ла-Нинья, был использован ещё один индекс – индекс MEI.

Другой индекс для идентификации событий ЭНЮК – многомерный индекс MEI (Multivariate ENSO Index) – индекс ЭНЮК, который используется для оценки состояния океана и атмосферы в тропической зоне Тихого океана. Индекс MEI, который объединяет океанические и атмосферные переменные, облегчает оценку ЭНЮК. Он представляет собой функцию, объединяющую пять различных переменных: давление на уровне моря, температура поверхности моря, зональные и меридиональные компоненты ветра и исходящее длинноволновое излучение над тропическим бассейном Тихого океана (30° ю.ш. – 30° с.ш. и 100° в.д. – 70° з.д.). Индекс рассчитывается для 12 перекрывающихся двухмесячных «периодов» (декабрь-январь, январьфевраль, февраль-март..., ноябрь-декабрь), чтобы учесть сезонность ЭНЮК и уменьшить влияние более высокочастотной внутрисезонной изменчивости.

MEI является одним из наиболее широко используемых индексов для прогнозирования погодных условий и климата в мире.

По индексу МЕІ были отобраны следующие года: 1980, 1990 и 2012 гг. – нейтральная фаза и 1988, 1998 и 2007 гг. – фаза Ла-Нинья. Значения индексов для выбранных лет и исключённого из рассмотрения 1993 г. приведены в таблице 2.1.2.

Таблица 2.1.2 – Значения индекса MEI для отобранных для исследования лет, где ДЯ – декабрь-январь, ЯФ – январь-февраль, ФМ – февраль-март, МА – март-апрель, АМ – апрель-май, МИ – май-июнь, ИИ – июнь-июль, ИА – июль-август, АС – август-сентябрь, СО – сентябрь-октябрь, ОН – октябрь-ноябрь, НД -ноябрь-декабрь.

Год	ДЯ	ФR	ФМ	MA	AM	МИ	ИИ	ИА	AC	CO	OH	НД
1980	0.4	0.3	0.5	0.9	0.7	0.6	0.5	0.1	0.2	0.1	-0.1	-0.1
1990	0.1	0.4	0.5	0.1	0.1	0.2	0.3	0.1	0.3	-0.1	0.1	0.3
1993	0.9	1	0.9	1.1	1.4	1.1	0.7	0.6	0.6	0.9	0.7	0.3
2012	-1.1	-0.7	-0.6	-0.5	-0.4	-0.1	0.4	0	-0.3	-0.2	-0.2	0
1988	0.6	0.4	0.3	-0.1	-0.6	-1.3	-1.8	-1.8	-1.8	-1.5	-1.6	-1.6
1998	2.2	2.4	2.3	2.3	1.7	-0.2	-1.5	-1.8	-1.4	-1.2	-1.3	-1.2
2007	0.6	0.5	-0.1	-0.5	-0.6	-1	-0.6	-0.9	-1.1	-1.2	-1.2	-1.3

#### 2.2 Реанализ MERRA-2

Реанализ – это процесс, при котором неизменная система ассимиляции данных используется для последовательной обработки метеорологических наблюдений, обычно охватывающих длительный период исторической записи данных. Этот процесс опирается на базовую модель прогноза для объединения различных наблюдений физически последовательным образом, что даёт возможность создания наборов данных с привязкой к сетке для широкого спектра переменных, включая те, которые наблюдаются редко или не наблюдаются напрямую.

Ретроспективный анализ современной эпохи для исследований и приложений, версия 2 (MERRA-2) – это новейший атмосферный реанализ современной спутниковой эры, подготовленный Управлением глобального моделирования и ассимиляции (GMAO) Центра космических полетов НАСА. MERRA-2 ассимилирует типы наблюдений, недоступные для его предшественника MERRA, и включает обновления атмосферной модели и схемы анализа GEOS (Системы наблюдения Земли Годдарда), чтобы предоставить приемлемый непрерывный анализ климата вне конечной точки MERRA.

MERRA-2 предоставляет данные, начиная с 1980 года. Реанализ ассимилировать современные гиперспектральные позволяет лучи И микроволновые наблюдения. В ней также используются наблюдения НАСА за озоновым профилем, начатые в конце 2004 года. В отличие от MERRA, все наборы данных MERRA-2 представлены на одной горизонтальной сетке. Эта сетка имеет 576 точек в долготном направлении и 361 точку в широтном 0,625°×0,5°. соответствует разрешению Долготное направлении, что разрешение данных изменено с 0,667° в MERRA, а широтное разрешение остается неизменным  $(0,5^{\circ})$ .

Наряду с усовершенствованием системы ассимиляции метеорологических данных, MERRA-2 делает несколько значительных шагов к цели по созданию реанализа для всей системы взаимодействия Земляатмосфера. MERRA-2 является первым долгосрочным глобальным реанализом, который ассимилирует космические наблюдения за аэрозолями и

представляет их взаимодействие с другими физическими процессами в климатической системе.

#### 2.3 Остаточная меридиональная циркуляция

Основным механизмом глобального переноса атмосферных примесей между тропосферой и стратосферой является меридиональная циркуляция [21, 22], при которой тропосферный воздух попадает в стратосферу в тропиках, затем движется к полюсам и опускается в средних и высоких широтах обоих полушарий. На высотах мезосферы также необходимо учитывать меридиональную циркуляцию, производящую перенос массы из летнего полушария в зимнее [23].

Остаточная меридиональная циркуляция (ОМЦ) представляет собой сложную функцию вихревых и адвективных зонально осредненных потоков. ОМЦ оценивает ту часть среднего потока, которая остается после частичного возмещения эйлеровой зонально осредненной циркуляции волновыми вихревыми потоками массы, импульса и тепла [24]. В своей традиционной форме ОМЦ является двухмерной, и формулы, описывающие её, включают зонально усредненные значения атмосферных параметров.

Остаточная циркуляция в данной работе понимается в контексте преобразованной эйлеровой средней циркуляции [25]. Меридиональные и вертикальные компоненты ОМЦ могут быть рассчитаны по формулам, описанным авторами работы [25]:

$$\overline{v^*} = \overline{v} - \rho^{-1} \frac{\partial}{\partial z} \left( \rho \frac{\overline{v'\theta'}}{\partial \overline{\theta}/\partial z} \right),$$

$$\overline{w^*} = \overline{w} + \frac{1}{a\cos\varphi} \frac{\partial}{\partial\varphi} \left( \frac{\cos\varphi \,\overline{v'\theta'}}{\partial\bar{\theta}/\partial z} \right),$$

где черта сверху обозначает зонально осредненные значения; штрихи указывают на отклонения гидродинамических величин от зонально осредненных значений  $v' = v - \bar{v}, \theta' = \theta - \bar{\theta}; v$  и w – меридиональная и вертикальная компоненты ветра,  $\rho$  – плотность воздуха, z – вертикальная логарифмически-изобарическая координата,  $\theta$  – потенциальная температура,  $\varphi$  – широта, a – радиус Земли.

## 2.4 Поток волновой активности Элиассена-Пальма

Теория взаимодействия тропосфера–стратосфера была представлена в работах [26, 27], где показано, как энергетический баланс стратосферы зависит от вертикальных потоков волновой активности. Указывается, что, например, усиленный (ослабленный) волновой поток вихревой энергии из тропосферы в стратосферу благоприятен для условий теплого (холодного) полярного вихря над Арктикой.

Когда волновые потоки проникают в тропосферу Северного полушария, они оказывают существенное влияние на циркуляционные процессы в нижней атмосфере [28]. Исследования показывают, что изменения характеристик стратосферного полярного вихря влияют на погоду приземного слоя с некоторой задержкой [29, 30]. В работах [31, 32] отмечено, что нисходящая волновая активность, достигающая тропосферы, может повлиять на формирование аномалий давления в определенных регионах: усиление циклогенеза или блокирования.

Для анализа трехмерной волновой активности Элиассена-Пальма в стратосфере и дивергенции ее в горизонтальной плоскости использовался алгоритм Пламба [33]. Алгоритм Пламба позволяет оценить направление распространения волнового пакета Россби на трехмерной плоскости, что очень успешно применяется в изучении вертикального перехода волн Россби между стратосферой и тропосферой. Трехмерный вектор потока волновой активности описывает распространение планетарных волн по долготе (*Fx*), широте (*Fy*) и высоте (*Fz*) и рассчитывается по уравнению

$$\vec{Fs} = \begin{pmatrix} Fx \\ Fy \\ Fz \end{pmatrix} = \frac{p}{p_0} \cos \varphi \begin{pmatrix} v'^2 - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial (v'\varphi')}{\partial \lambda} \\ -u'v' + \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial (u'\varphi')}{\partial \lambda} \\ \frac{2\Omega \sin \varphi}{S} \left[ v'T' - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial (T'\varphi')}{\partial \lambda} \right] \end{pmatrix}, (1)$$

где p – давление;  $p_0$  – давление, равное 1000 гПа;  $\Omega$  – угловая скорость вращения Земли;  $\lambda$  – долгота;  $\varphi$  – широта; a – радиус Земли; S – параметр статической устойчивости; u' – возмущение зональной скорости (отклонение от среднего по долготе значения); v' – возмущение меридиональной скорости; T' – возмущение температуры;  $\varphi'$  – возмущение геопотенциала.

Параметр статической устойчивости рассчитывается следующим образом:

$$S = \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{kT}{H}, \quad (2)$$

где *T* – температура, осредненная по территории Северного полушария от 20° с.ш.; *k* – коэффициент теплопроводности; *H* – высота.

### ГЛАВА З. ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В 3 главе рассмотрен поток волновой активности Элиассена-Пальма, описывающий зональную *fx*, меридиональную *fy* и вертикальную *fz* компоненты в условиях нейтральной фазы и фазы Ла-Нинья на высотах 7, 10, 15, 25 км в ноябре и на высотах 7 и 25 км в декабре; остаточная меридиональная циркуляция в условиях нейтральной фазы и фазы Ла-Нинья; графики зонально осредненной температуры и зональной компоненты ветра с 1 сентября по 30 декабря.

# Глава 3.1 Построение зонально осредненных температуры и зональной компоненты ветра

В этой главе представлены графики зонально осредненных температуры и зональной компоненты ветра с 1 сентября по 31 декабря.

На рисунке 3.1.1 представлены зонально осредненные значения температуры и зональной компоненты ветра с 1 сентября по 31 декабря в условиях фазы Ла-Нинья (для 1988, 1998 и 2007 годов), аналогичное распределение, но для нейтральной фазы (для 1980, 1990 и 2012 годов) – на рисунке 3.1.2.

На верхней панели рисунка 3.1.1 видно, что до середины октября ход температуры во все года примерно одинаковый, ровный, наблюдается плавное понижение температуры от 232 до 210 К, происходит переход на зимний режим. В декабре, наоборот, наблюдаются резкие изменения температуры, например, потепление в середине декабря 1998 года, когда температура поднялась от 208 до 245К за несколько дней. В это же время можно наблюдать обращение зональной компоненты ветра с 45 до -50 м/с (рисунок 3.3.1, нижняя панель). Эти резкие изменения параметров существенно влияют на динамику атмосферы и не дают оценить чистое влияние фазы ЭНЮК.

Согласно рисунку 3.1.2 аналогичная ситуация наблюдается и в 2012 году, где в начале декабря наблюдается скачок температуры с 200 до 207 К и обратно за несколько дней. И в этом же месяце наблюдаются скачки зональной компоненты ветра с 45-40 до 5-10 м/с.

В ноябре складывается наиболее благоприятная ситуация, начинают появляться отличия в ходе температур, которых не было в октябре, и наблюдается переход на зимний режим, но без влияния внезапных стратосферных потеплений, как в декабре, именно поэтому для дальнейших исследований был взят ноябрь.



Рисунок 3.1.1 – Зонально осредненная температура [К] (верхняя панель) и зональная компонента ветра [м/с] (нижняя панель) с 1 сентября по 30 декабря в условиях фазы Ла-Нинья (черный цвет – 1988 год, красный – 1998, зеленый – 2007)



Рисунок 3.1.2 – Аналогично рисунку 3.1.1, но для нейтральной фазы (черный цвет – 1980 год, красный – 1990, зеленый – 2012)

графикам осредненных Таким образом, ПО зонально значений температуры и зональной компоненты ветра видно, что в сентябре и октябре ход параметров плавный, без резких изменений и в условиях фазы Ла-Нинья и в нейтральной. В это время происходит переход на зимний режим. В декабре отличия в значениях параметров наоборот есть, но они резкие, потому что в это время значительное влияние на динамику атмосферы оказывают ВСП. В ноябре изменения в значениях параметров также есть, но без резких изменений как в декабре, так что оценить чистое влияние фазы ЭНЮК легче. Поэтому в дальнейших главах волновой Элиассена-Пальма активности поток И остаточная меридиональная циркуляция рассматриваются именно на примере ноября.

#### Глава 3.2 Построение и анализ потока волновой активности

На рисунках 3.2.1 - 3.2.4 представлена зональная компонента *fx* ПВА в ноябре в условиях фазы Ла-Нинья на высотах 7, 10, 15 и 25 км соответственно, аналогичное распределение компоненты *fx* в условиях нейтральной фазы – на рисунках 3.2.5 - 3.2.8.

На 7, 10 и 15 км в условиях нейтральной фазы и фазы Ла-Нинья осредненное за три года значение компоненты *fx* ПВА (рисунки 3.2.1 – 3.2.3, d и рисунки 3.2.5 – 3.2.7, d) не значительно отличается по территориальному распределению максимальных и минимальных значений, а также по характеру переноса.

На 25 км максимальный *fx* (рисунки 3.2.4 и 3.2.8, d) стягивается ближе к центру, в район Чукотки, Чукотского моря, Берингова пролива и Аляски, в то время как на более низких высотах он приходился на средние широты Тихого и Атлантического океанов. Осредненное за три года при нейтральной фазе значение зональной компоненты ПВА на 25 км имеет форму кольца от 55° до 70° с.ш. и составляет в разных районах от 50 до 80 и более м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup> (рисунок 3.2.8, d). А в условиях фазы Ла-Нинья осредненное за три года значение компоненты *fx* ПВА на 25 км имеет два максимума (рисунок 3.2.4, d): один сразу за Уральскими горами над Западно-Сибирской равниной, Чукоткой, северовосточной частью Якутии, Магаданской областью, Аляской и северной частью Канады со значениями от 70 м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup> и более; второй – над Скандинавией со значениями 60-70 м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>.



Рисунок 3.2.1 – Значения компоненты *fx* потока волновой активности в ноябре в условиях фазы Ла-Нинья (панель а – в 1988 г., панель b – в 1998 г., панель с – в 2007 г., панель d – осредненное за 3 года значение ПВА) для высоты 7 км [м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>]



Рисунок 3.2.2 – Аналогично рисунку 3.2.1, но для высоты 10 км [м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>]



Рисунок 3.2.3 – Аналогично рисунку 3.2.1, но для высоты 15 км [м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>]



Рисунок 3.2.4 – Аналогично рисунку 3.2.1, но для высоты 25 км [ $m^2/c^2$ ]



Рисунок 3.2.5 – Значения компоненты *fx* потока волновой активности в ноябре в условиях нейтральной фазы (панель а – в 1980 г., панель b – в 1990 г., панель с – в 2012 г., панель d – осредненное за 3 года значение ПВА) для высоты 7 км [м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>]



Рисунок 3.2.6 – Аналогично рисунку 3.2.5, но для высоты 10 км  $[m^2/c^2]$ 



Рисунок 3.2.7 – Аналогично рисунку 3.2.5, но для высоты 15 км [м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>]



Рисунок 3.2.8 – Аналогично рисунку 3.2.5, но для высоты 25 км [ $m^2/c^2$ ]

На рисунках 3.2.9 – 3.2.12 представлена меридиональная компонента *fy* ПВА в ноябре в условиях фазы Ла-Нинья на высотах 7, 10, 15 и 25 км соответственно, аналогичное распределение компоненты *fy* в условиях нейтральной фазы – на рисунках 3.2.13 – 3.2.16.

Наблюдается принципиальное отличие между фазами – наличие сильного отрицательного потока в районе Японии, то есть в этом месте ПВА направлен по меридиану с севера на юг. Эти сильно отрицательные значения меридиональной компоненты хорошо прослеживаются на высотах 7, 10 и 15 км во все года в условиях фазы Ла-Нинья (рисунки 3.2.9 - 3.2.11). На высоте 7 км средние значения составляют от -150 до -180 м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup> (рисунок 3.1.9, d), на высоте 10 км – от -200 до -250 м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup> (рисунок 3.2.10, d), на высоте 15 км – от – 50 до -60 м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup> (рисунок 3.2.11, d).

Кроме отрицательного ядра на рисунке 3.2.9 во все анализируемые года на 7 км в условиях фазы Ла-Нинья можно наблюдать положительное ядро со значениями 30-60 м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup> (а в отдельные годы 60-90 и более м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>) в районе Алеутских островов, Аляски и залива Аляска, на 10 км это ядро в целом сохраняется (рисунок 3.2.10). Положительное значение компоненты говорит о том, что поток по меридиану направлен в сторону Арктики, то есть ожидаемый поток на 7 и 10 км в условиях фазы Ла-Нинья будет сильнее именно со стороны океана.

На 15 км положительное значение (10-20 м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>) компоненты *fy* сохраняет свой максимум в районе Аляски, также появляется еще одни центр над Красноярским краем, Южной Сибирью, Якутией и Хабаровским краем (рисунок 3.2.11, d). В нейтральную фазу на данных высотах таких четких максимумов меридиональной компоненты ПВА не наблюдается. Усиление бывает, но оно размытое, без отдельных ядер.

На 25 км (рисунки 3.2.12 и 3.2.16) существенных отличий между фазами нет. Год от года изменчивость меридиональной компоненты ПВА очень

большая: наблюдается либо два центра, один из которых сильно положительный, другой сильно отрицательный, как на рисунке 3.2.12, панели а, с; либо два сильно отрицательных центра, как на рисунке 3.2.16, панель b; либо два центра, но они слабее как на рисунке 3.2.12, панель b. Таким образом, на высоте 25 км нельзя выделить ярко выраженные черты, свойственные конкретной фазе.



Рисунок 3.2.9 – Значения компоненты *fy* потока волновой активности в ноябре в условиях фазы Ла-Нинья (панель а – в 1988 г., панель b – в 1998 г., панель с – в 2007 г., панель d – осредненное за 3 года значение ПВА) для высоты 7 км [м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>]



Рисунок 3.2.10 – Аналогично рисунку 3.2.9, но для высоты 10 км  $[m^2/c^2]$ 



Рисунок 3.2.11 – Аналогично рисунку 3.2.9, но для высоты 15 км  $[m^2/c^2]$ 



Рисунок 3.2.12 – Аналогично рисунку 3.2.9, но для высоты 25 км [м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>]



Рисунок 3.2.13 – Значения компоненты *fy* потока волновой активности в ноябре в условиях нейтральной фазы (панель а – в 1980 г., панель b – в 1990 г., панель с – в 2012 г., панель d – осредненное за 3 года значение ПВА) для высоты 7 км [м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>]



Рисунок 3.2.14 – Аналогично рисунку 3.2.13, но для высоты 10 км  $[m^2/c^2]$ 



Рисунок 3.2.15 – Аналогично рисунку 3.2.13, но для высоты 15 км  $[m^2/c^2]$ 



Рисунок 3.2.16 – Аналогично рисунку 3.1.13, но для высоты 25 км [м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>]

На рисунках 3.2.17 – 3.2.20 представлена вертикальная компонента *fz* ПВА в ноябре в условиях фазы Ла-Нинья на высотах 7, 10, 15 и 25 км соответственно, аналогичное распределение компоненты *fz* в условиях нейтральной фазы – на рисунках 3.2.21 – 3.2.24.

По рисунку 3.2.17 во все анализируемые ноябри в условиях фазы Ла-Нинья на 7 км можно наблюдать положительный вертикальный поток в Тихом океане восточнее берегов Японии и в Атлантическом океане в районе моря Лабрадор со значениями 0,4-0,7 м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>. В нейтральную фазу во все года также наблюдается положительный поток, но он слабее, со значениями 0,2-0,4 м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>, местами до 0,6 м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup> (рисунок 3.2.21). По территориальному распределению поток в нейтральную фазу в Тихом океане примерно там же, а в Атлантическом южнее.

На 10 км поток в районе Японии во все года в условиях Ла-Нинья (рисунок 3.2.18) становится сильнее, значения 0,5-0,6 м<sup>2</sup>/с, местами до 0,7  $M^2/c^2$ , и больше по площади, затрагивая теперь также южную Сибирь,

Монголию, северную часть Китая, Корейский полуостров. В условиях нейтральной фазы (рисунок 3.2.22) поток меньше и слабее по сравнению с фазой Ла-Нинья, но сильнее по сравнению с нейтральной фазой на 7 км, максимальные значения достигают уже 0,3-0,4 м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>. Кроме того, на 10 км во все года в условиях фазы Ла-Нинья и некоторые года в нейтральную фазу можно наблюдать отрицательный поток в районе Черного моря (рисунки 3.2.18 и 3.2.22).

На 15 км в условиях фазы Ла-Нинья все анализируемые года (рисунок 3.2.19) можно проследить также 2 центра максимальных значений, как и на 7 км, но они немного не совпадают по месту. Один центр приходится на Камчатку, Охотское море и восточную часть Дальнего Востока, а второй на западную часть Скандинавии, Северное море и Великобританию с максимальными значениями над обоими центрами от 0,21  $\text{ м}^2/\text{c}^2$  и более. В нейтральную фазу на 15 км во все года (рисунок 3.2.23) прослеживается один центр максимальных значений *fz*, территориально расположенный примерно там же, где и первый центр в условиях фазы Ла-Нинья со значениями компоненты от 0,18  $\text{ м}^2/\text{c}^2$  и более. Кроме того, на этой же высоте можно наблюдать отрицательный нисходящий поток со значениями -0,03  $\text{ м}^2/\text{c}^2$  и менее над западной частью Канадой во все анализируемые года, который есть и в условиях фазы Ла-Нинья (рисунок 3.2.19), но в годы Ла-Нинья поток мигрирует.

На 25 км во все три рассматриваемых года в условиях Ла-Нинья (рисунок 3.2.20), как и на более низких высотах, прослеживаются 2 центра: один – над центральной и северо-восточной частью Якутии, Магаданской областью, Камчаткой, северной частью Хабаровского края и южной частью Чукотки со значениями 0,5-0,6 м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>, второй – над Скандинавией, Северной Европой и Великобританией со значениями 0,3-0,4 м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>, а в некоторые года 0,5-0,6 м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>. В нейтральную фазу только один центр (рисунок 3.2.24) – аналогичный первому центру в условиях фазы Ла-Нинья со значениями 0,4-0,6 м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>.



Рисунок 3.2.17 – Значения компоненты *fz* потока волновой активности в ноябре в условиях фазы Ла-Нинья (панель а – в 1988 г., панель b – в 1998 г., панель с – в 2007 г., панель d – осредненное за 3 года значение ПВА) для высоты 7 км [м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>]



Рисунок 3.2.18 – Аналогично рисунку 3.2.17, но для высоты 10 км  $[m^2/c^2]$ 



Рисунок 3.2.19 – Аналогично рисунку 3.2.17, но для высоты 15 км [м²/с²]



Рисунок 3.2.20 – Аналогично рисунку 3.2.17, но для высоты 25 км [м²/с²]



Рисунок 3.2.21 – Значения компоненты *fz* потока волновой активности в ноябре в условиях нейтральной фазы (панель а – в 1980 г., панель b – в 1990 г., панель с – в 2012 г., панель d – осредненное за 3 года значение ПВА) для высоты 7 км [м²/c²]



Рисунок 3.2.22 – Аналогично рисунку 3.2.21, но для высоты 10 км [м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>]



Рисунок 3.2.23 – Аналогично рисунку 3.2.21, но для высоты 15 км  $[m^2/c^2]$ 



Рисунок 3.2.24 – Аналогично рисунку 3.2.21, но для высоты 25 км [м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>]

Согласно результатам, описанным в главе 3.1, ноябрь менее подвержен ВСП и при этом в этом месяце начинают появляться отличия между фазами. А, например, декабрь сложен для исследования, потому что часто ВСП хоть и наблюдаются не в декабре, но предпосылки для зарождения потепления складываются уже в этом месяце. Для того, чтобы показать, как ведет себя ПВА в декабре были построены следующие рисунки.

На рисунках 3.2.3 - 3.2.5 представлены значения соответственно компонент *fx*, *fy* и *fz* потока волновой активности в декабре в условиях фазы Ла-Нинья для высоты 7 км, на рисунках 3.2.9 - 3.2.11 аналогично, но для нейтральной фазы. На рисунках 3.2.6 - 3.2.8 -значения соответственно компонент *fx*, *fy* и *fz* ПВА в декабре в условиях фазы Ла-Нинья для высоты 25 км, на рисунках 3.2.12 - 3.2.14 -аналогично, но для нейтральной фазы.

Как было показано в главе 3.1, например, 1998 год отличается от других. Согласно рисунку 3.2.7, b в декабре 1998 г. значения компоненты *fy* ПВА на высоте 25 км принципиально другие по сравнению с 1988 и 2007 годами, потому что в декабре этого года есть потепления, на которые поток реагирует.

Похожая ситуация и в 2012 г., например, с распределением компоненты *fy* на высоте 7 км. Поток меридиональной компоненты в 2012 г. без четких максимумов (рисунок 3.2.10, с), а в 1990 и 1980 г. наблюдается сильно положительный поток в Тихом океане (рисунок 3.2.10, а и b).

Кроме того, 2012 г. отличается от 1980 и 1990 гг. распределением компоненты *fy* на 25 км, где в 2012 г. наблюдается два сильно положительных центра (рисунок 3.2.13, с), а в другие года в условиях нейтральной фазы либо два сильно отрицательных центра (рисунок 3.2.13, b), либо поток в целом слабый, без четких максимумов.



Рисунок 3.2.3 – Значения компоненты *fx* потока волновой активности в декабре в условиях фазы Ла-Нинья (панель а – в 1988 г., панель b – в 1998 г., панель с – в 2007 г., панель d – осредненное за 3 года значение ПВА) для высоты 7 км [м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>]



Рисунок 3.2.4 – Аналогично рисунку 3.2.3, но для компоненты fy ПВА [ $m^2/c^2$ ]



Рисунок 3.2.5 – Аналогично рисунку 3.2.3, но для компоненты fz ПВА [м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>]



Рисунок 3.2.6 – Значения компоненты *fx* потока волновой активности в декабре в условиях фазы Ла-Нинья (панель а – в 1988 г., панель b – в 1998 г., панель с – в 2007 г., панель d – осредненное за 3 года значение ПВА) для высоты 25 км [м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>]



Рисунок 3.2.7 – Аналогично рисунку 3.3.6, но для компоненты fy ПВА [м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>]



Рисунок 3.2.8 – Аналогично рисунку 3.2.6, но для компоненты fz ПВА [м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>]



Рисунок 3.2.9 – Значения компоненты *fx* потока волновой активности в декабре в условиях нейтральной фазы (панель а – в 1980 г., панель b – в 1990 г., панель с – в 2012 г., панель d – осредненное за 3 года значение ПВА) для высоты 7 км [м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>]



Рисунок 3.2.10 – Аналогично рисунку 3.2.9, но для компоненты *fy* ПВА [м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>]



Рисунок 3.2.11 – Аналогично рисунку 3.2.9, но для компоненты  $fz \Pi BA [m^2/c^2]$ 



Рисунок 3.2.12 – Значения компоненты *fx* потока волновой активности в декабре в условиях нейтральной фазы (панель а – в 1980 г., панель b – в 1990 г., панель с – в 2012 г., панель d – осредненное за 3 года значение ПВА) для высоты 25 км [м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>]



Рисунок 3.2.13 – Аналогично рисунку 3.3.12, но для компоненты *fy* ПВА [м²/с²]



Рисунок 3.2.14 – Аналогично рисунку 3.3.12, но для компоненты fz ПВА [м²/с²]

Таким образом, проанализировав рассчитанные значения ПВА, можно сделать следующие выводы:

1. fx на 7, 10 и 15 км в условиях обеих фаз не значительно отличается как по территориальному распределению максимумов и минимумов, так и по характеру переноса. На 25 км fx имеет форму кольца от 55° до 70° с.ш., а в условиях фазы Ла-Нинья – два максимума.

2. В Тихом океане в районе Японии в условиях фазы Ла-Нинья во все анализируемые ноябри на 7, 10 и 15 км наблюдается отрицательный *fy*, то есть направленный с севера на юг вдоль меридиана.

3. На 7 и 10 км в условиях Ла-Нинья всегда существует положительное ядро в районе Алеутских островов, Аляски и залива Аляска. В этом районе ожидаемый поток будет направлен от океана в сторону Арктики.

4. На 25 км изменчивость *fy* между фазами очень большая, нельзя выделить специфических черт, характерных фазе.

5. В Тихом океане в районе Японии и в Атлантическом океане в районе моря Лабрадор во все анализируемые ноябри наблюдается восходящий поток компоненты *fz* в обеих фазах на высотах 7 и 10 км, причем в фазу Ла-Нинья поток сильнее.

6. На 10 км также всегда наблюдается нисходящий поток *fz* в районе Черного моря в условиях обеих фаз.

7. На 15 км в условиях фазы Ла-Нинья существует два центра максимальных значений *fz*: один – в районе Камчатки и восточной части Дальнего Востока, второй – над западной Скандинавией и Великобританией. В нейтральную фазу один центр максимума – аналогичный первому центру в условиях фазы Ла-Нинья. На 25 км территориальное распределение центров максимумов примерно такое же.

8. На 10 и 15 км всегда наблюдается нисходящий поток над западной Канадой и Аляской в условиях обеих фаз.

9. Анализ ПВА в декабре показал, что существуют отдельные года, в которых распределение максимумов и минимумов значительно отличается от других лет в условиях одинаковой фазы из-за влияния ВСП, предпосылки для зарождений которых начинают появляться уже в этом месяце. Поскольку декабрь сложен для исследования, различные параметры рассматриваются на примере ноября.

Глава 3.3 Построение и анализ остаточной меридиональной циркуляции

Кроме потока волновой активности Элиассена-Пальма была рассчитана и рассмотрена остаточная меридиональная циркуляция в условиях фазы Ла-Нинья и нейтральной в осенние месяцы и декабре.

На рисунке 3.3.1 представлена ОМЦ в условиях фазы Ла-Нинья, осредненная за 3 года (1988, 1998, 2007 г.) для сентября, октября, ноября и декабря. В сентябре поток ОМЦ слабый (рисунок 3.3.1, а), наблюдается расходимость потока в мезосфере на высоте около 57 км от тропиков к экватору и к более высоким широтам, причем от экватора к 10° ю.ш. и от 40° с.ш. к полюсам поток сильный. В октябре (b) расходимости не наблюдается, поток направлен от экватора к более высоким широтам, причем поток от экватора к 40° с.ш. слабый, далее усиливается. Над полюсом – сильный нисходящий поток. В ноябре (c) происходит значительное усиление потока от экватора к тропикам на высоте 55-65 км и наоборот небольшое ослабление потока от 40° с.ш. к полюсам. В декабре (d) наблюдается усиление потока с высоты 50 км от экватора к средним широтам. Кроме того, усиление потока отмечается на высоте около 40 км от экватора к 35° с.ш.

На рисунке 3.3.2 представлена остаточная меридиональная циркуляция в условиях нейтральной фазы, осредненная за 3 года (1980, 1990, 2012 г.) для сентября, октября, ноября и декабря. На рисунке 3.3.3 – разница ОМЦ осредненных за 3 года значений для сентября, октября, ноября и декабря между фазами Ла-Нинья и нейтральной.

В сентябре на высоте 33-35 км от 10° ю.ш. к тропикам вектор направлен в положительном направлении, что говорит о более сильной циркуляции в этом районе в фазу Ла-Нинья (рисунок 3.3.3, а). Октябрь (b) в целом мало отличается между фазами. В ноябре (c) на высоте около 55 км от 20° с.ш к экватору в условиях фазы Ла-Нинья поток сильнее. На высотах 60-65 км от полюсов к 60° с.ш и в тропиках поток сильнее в нейтральную фазу, поэтому

можно наблюдать расходимость потоков от 40° с.ш к 30° с.ш и 50° с.ш и также сходимость к 55° с.ш. Главное отличие между фазами отмечается в стратосфере на высотах 40-50 км от 60° с.ш к 80° с.ш, в этом месте поток сильнее в условиях Ла-Нинья. В декабре (d) на высотах мезосферы картина в целом похожая между фазами, но на высотах 40-45 км наблюдается усиление потока от экватора к тропикам в фазу Ла-Нинья по сравнению с нейтральной.



Рисунок 3.3.1 – Осредненные за 3 года (1988, 1998 и 2007) значения остаточной меридиональной циркуляции в сентябре, октябре, ноябре и декабре условиях фазы Ла-Нинья. По оси абсцисс представлены изменения по широте от 10° ю.ш. до 90° с.ш., по оси ординат – изменения по высоте от 20 до 65 км.



Рисунок 3.3.2 – Осредненные за 3 года (1980, 1990 и 2012) значения остаточной меридиональной циркуляции в сентябре, октябре, ноябре и декабре условиях нейтральной фазы



Рисунок 3.3.3 – Разница остаточной меридиональной циркуляции осредненных за 3 года значений для сентября, октября, ноября и декабря между фазами Ла-Нинья и нейтральной

Также отдельно были проанализированы ноябри каждого выбранного для исследования года в условиях фазы Ла-Нинья и нейтральной. На рисунке 3.3.4 представлены значения ОМЦ в ноябре 1988, 1998, 2007 года и осредненное за 3 года значение для ноября в условиях фазы Ла-Нинья, аналогичное распределение, но в условиях нейтральной фазы (1980, 1990, 2012 г.) – на рисунке 3.3.5.

При сравнении видно, что в отдельные года в условиях нейтральной фазы на высотах 55-60 км от экватора к тропикам циркуляция усилена (рисунок 3.3.5, панель а). Кроме того, при фазе Ла-Нинья также можно наблюдать отличие от нейтральной фазы в том, что существует более сильный поток в районе 50°с.ш (рисунок 3.2.4, панель b и с). Все это хорошо подтверждается рисунком 3.3.3, панель с, где была представлена разница ОМЦ между двумя фазами в ноябре.



Рисунок 3.3.4 – Значения остаточной меридиональной циркуляции в ноябре 1988, 1998, 2007 года и осредненное за 3 года значение для ноября в условиях фазы Ла-Нинья



Рисунок 3.3.5 – Значения остаточной меридиональной циркуляции в ноябре 1980, 1990, 2012 года и осредненное за 3 года значение для ноября в условиях нейтральной фазы

Также в главе 2.1 упоминалось, что изначально по индексу ONI были отобраны 3 года в нейтральной фазе, а именно 1980, 1993 и 2012 гг. и по ним построена ОМЦ в сентябре, октябре, ноябре, декабре (рисунки 3.3.6 – 3.3.8). На рисунке 3.3.9 – аналогичное распределение, но для 1990 г., который был отобран по индексу MEI взамен 1993 г.

Согласно рисункам 3.3.6 – 3.3.9 с октября по декабрь ОМЦ в 1993 г. не похожа на распределение в 1980, 1990 и 2012 гг. Например, в октябре 1980 и 2012 гг. (рисунки 3.3.6 и 3.3.8, верхняя правая панель) циркуляция усилена с высоты 53-55 км от экватора к тропикам, в 1990 г. циркуляция максимально сильная от средних широт к полюсам (рисунок 3.3.9, верхняя правая панель), а в 1993 г. нет каких-то отличительных особенностей и циркуляция усилена с высоты 60 км.

В ноябре 1993 г. (рисунок 3.3.7, нижняя левая панель) циркуляция также равномерная, без каких-либо исключительных черт, таких как очень сильная ОМЦ в 1980 и 1990 г. на высотах мезосферы в районе тропиков (рисунок 3.3.6 и 3.3.9, нижняя левая панель) или куполообразная в 2012 г. (рисунок 3.3.8, нижняя левая панель).

Таким образом несмотря на то, что в основе ЭНЮК в первую очередь лежит именно разница в приземном давлении и температуре поверхности воды, индекс ONI, учитывающий один параметр, а именно эту самую разницу от среднего значения температуры поверхности моря, может использоваться для определения фазы ЭНЮК. Но важно понимать, что для атмосферных процессов результат может получиться существенно отличающийся для лет с аналогичной фазой или для лет, выбранных по значениям другого индекса. В связи с тем, что индекс MEI учитывает большее количество приземных характеристик (температуру поверхности, длинноволновую радиацию, зональную и меридиональную компоненты ветра), вероятно, он наиболее полно отражает изменения в атмосфере, свойственной той или иной фазе ЭНЮК. С учетом второго индекса для определения годов с условиями фазы Ла-Нинья и нейтральной фазы картина получилась принципиально другая.



Рисунок 3.3.6 – Значения остаточной меридиональной циркуляции в сентябре, октябре, ноябре и декабре 1980 г. в условиях нейтральной фазы



Рисунок 3.3.7 – Аналогично рисунку 3.3.6, но для 1993 г.



Рисунок 3.3.8 – Аналогично рисунку 3.3.6, но для 2012 г.



Рисунок 3.3.9 – Аналогично рисунку 3.3.6, но для 1990 г.

Таким образом, проанализировав рассчитанную и построенную ОМЦ можно сделать следующие выводы:

1. В сентябре в мезосфере на высотах 60-65 км от экватора к 10° ю.ш. циркуляция более сильная в условиях нейтральной фазы. А в стратосфере на высотах 30-35 км от 10° ю.ш. к экватору наоборот сильнее в условиях фазы Ла-Нинья.

2. В ноябре ОМЦ на высоте 55 км от 20° с.ш. к экватору усилена в условиях нейтральной фазы.

3. В тропиках высоко в мезосфере (60-65 км) наблюдается расходимость потока. От 35° до 20° с.ш. поток сильнее в условиях нейтральной фазы, а от 45° до 55° в условиях фазы Ла-Нинья.

4. От 80° до 55° с.ш. поток отрицательный, то есть усилен в нейтральную фазу.

5. В декабре в диапазоне высот от 40 до 45 км наблюдается усиление ОМЦ в условиях фазы Ла-Нинья от экватора к тропикам.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе был проведен анализ стратосферно-тропосферного взаимодействия во время отрицательной фазы ЭНЮК через построение трех компонент потока волновой активности, а также остаточной меридиональной циркуляции.

На первом этапе работы по индексам ЭНЮК, таким как ONI и MEI, были отобраны холодные периоды 1988, 1998 и 2007 гг. – в условиях Ла-Нинья, и 1980, 1990 и 2012 гг. – в условиях нейтральной фазы.

На втором этапе работы на основе данных реанализа MERRA-2 рассчитаны меридиональные и вертикальные компоненты ОМЦ, а также трехмерный поток Элиассена-Пальма.

На третьем этапе работы был проведен анализ поведения трех компонент потока волновой активности в условиях холодной и нейтральной фаз ЭНЮК на разных высотах, а также ОМЦ.

По итогам проделанной работы, можно сделать следующие выводы:

1. Анализ графиков зонально осредненной температуры и зональной компоненты ветра показал, что

a) В сентябре и октябре ход значений зональной осредненной температуры и зональной компоненты ветра ровный, без значительный изменений в условиях обеих фаз. Отмечается плавное понижение температуры от 232 до 210 К в течение нескольких месяцев. В это время происходит переход на зимний режим.

б) В декабре наоборот наблюдаются отличия в значениях параметров, но они чаще резкие, поскольку в это время ВСП оказывают существенное влияние на динамику атмосферы. В середине декабря 1998 года отмечалось потепление. Температура поднялась от 208 до 245К и наблюдалось обращение зональной компоненты ветра с 45 до -50 м/с за несколько дней. Аналогичная

ситуация была и в 2012 году, где в начале декабря отмечался скачок температуры с 200 до 207 К и обратно за несколько дней. И в этом же месяце наблюдаются скачки зональной компоненты ветра с 45-40 до 5-10 м/с.

в) В ноябре также есть изменения значений параметров, но не такие резкие, как в декабре, что облегчает оценку чистого влияния фазы ЭНЮК.

2. Анализ потока волновой активности Элиассена-Пальма показал, что

а) Для ноября зональная компонента fx на 7, 10 и 15 км в условиях обеих фаз не значительно отличается как по территориальному распределению максимумов и минимумов, так и по характеру переноса. На 25 км fx в условиях нейтральной фазы имеет форму кольца между 55° и 70° параллелями с.ш., а в условиях фазы Ла-Нинья – два максимума: один сразу за Уральскими горами над Западно-Сибирской равниной, Чукоткой, северо-восточной частью Якутии, Магаданской областью, Аляской и северной частью Канады, а второй – над Скандинавией со средними значениями над обоими центрами 60-70 м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>.

б) На 7 и 10 км во все анализируемые ноябри проявляются восходящие потоки в Тихом океане в районе Японии в условия обеих фаз. Средние значения в условиях Ла-Нинья составляют 0,4-0,7 м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>. В нейтральную фазу поток слабее, со значениями 0,3-0,6 м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>.

Во время таких случаев в этом же месте в тропосфере и нижней стратосфере на высотах 7, 10 и 15 км в условиях Ла-Нинья всегда ярко выражена отрицательная fy, то есть направленная с севера на юг вдоль меридиана. На высоте 7 км средние значения fy составляют от -150 до -180 м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>, на высоте 10 км – от -200 до -250 м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>, на высоте 15 км – от -50 до -60 м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>.

в) Восходящие потоки также наблюдаются над северной частью Атлантического океана в условиях обеих на всех рассматриваемых высотах.

г) На 7, 10 км в условиях Ла-Нинья наблюдается положительное ядро компоненты *fy* в районе Алеутских островов и Аляски. В то же время на 10 и 15 км в условиях обеих фаз прослеживаются сильные нисходящие потоки над западной Канадой и Аляской. Ослабленный волновой поток из тропосферы в стратосферу благоприятен для условий холодного полярного вихря над Арктикой.

д) Нисходящие потоки также наблюдаются на 10 км в условиях обеих фаз в районе Черного моря. Нисходящая волновая активность, достигающая тропосферы, может быть причиной усиления циклогенеза и процессов блокирования.

3. Анализ остаточной меридиональной циркуляции показал, что

а) В сентябре в мезосфере на высотах 60-65 км от экватора к 10° ю.ш. циркуляция более сильная в условиях нейтральной фазы. А в стратосфере на высотах 30-35 км в обратном направлении от 10° ю.ш. к экватору наоборот сильнее в условиях фазы Ла-Нинья.

б) В ноябре на высоте 55 км от 20° с.ш. к экватору циркуляция усилена в условиях нейтральной фазы.

в) В ноябре в тропиках в мезосфере (60-65 км) наблюдается расходимость потока в районе 40 параллели с.ш.: от 35° до 20° с.ш. поток сильнее в условиях нейтральной фазы, а от 45° до 55° в условиях Ла-Нинья. И в тоже время около 55 параллели прослеживается сходимость потока: от полюса к 55° с.ш. поток отрицательный, то есть усилен в нейтральную фазу.

г) В ноябре наблюдается усиленная циркуляция в условиях Ла-Нинья от средних широт к полюсу в стратосфере на высотах 40-50 км. Это значит, что вероятность развития аномальных явлений (например, ВСП) в нейтральную фазу будет меньше, так как стратосфера над полюсом более спокойна.

д) В декабре в диапазоне высот от 40 до 45 км наблюдается усиление ОМЦ в условиях фазы Ла-Нинья от экватора к тропикам.

е) Индекс ONI, учитывающий один параметр – разницу от среднего значения температуры поверхности моря, может использоваться для определения фазы ЭНЮК. Но важно понимать, что для атмосферных процессов результат может получиться существенно отличающийся для лет с аналогичной фазой или для лет, выбранных по значениям другого индекса. Поскольку индекс MEI учитывает больше приземных характеристик (температуру поверхности, длинноволновую радиацию, зональную и меридиональную компоненты ветра), он может наилучшим образом отражать изменения атмосферных характеристик во время конкретной фазы ЭНЮК.

# СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- McPhaden, M.J., 2002: El Niño and La Niña: Causes and Global Consequences. In: Encyclopedia of Global Environmental Change, Vol 1, John Wiley and Sons, LTD., Chichester, UK, p. 353-370.
- Horel, J. D., and J. M. Wallace (1981), Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation, Mon. Weather Rev., 109, 813–829, doi:10.1175/1520-0493(1981)109<0813:PSAPAW>2.0.CO;2
- Brönnimann, S., J. Luterbacher, J. Staehelin, T. M. Svendby, G. Hansen, and T. Svenøe (2004), Extreme climate of the global troposphere and stratosphere in 1940–42 related to El Niño, Science, 294, 581–584.
- Bell, C. J., L. J. Gray, A. J. Charlton-Perez, and M. M. Joshi (2009), Stratospheric communication of El Niño teleconnections to European winter, J. Clim., 22, 4083–4096, doi:10.1175/2009JCLI2717.1.
- Ineson, S., and A. A. Scaife (2009), The role of the stratosphere in the European climate response to El Niño, Nat. Geosci., 2, 32–36, doi:10.1038/ngeo381.
- Baldwin, M., and T. Dunkerton (2001), Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes, Science, 294, 581–584, doi:10.1126/science.1063315.
- Camp, C. D., and K. K. Tung (2007), Stratospheric polar warming by ENSO in winter: A statistical study, Geophys. Res. Lett., 34, L04809, doi:10.1029/2006GL028521.
- Garfinkel, C. I., and D. L. Hartmann (2007), Effects of the El Niño–Southern Oscillation and the quasi-biennial oscillation on polar temperatures in the stratosphere, J. Geophys. Res., 112, D19112, doi:10.1029/2007JD008481.
- Free, M., and D. J. Seidel (2009), Observed El Niño–Southern Oscillation temperature signal in the stratosphere, J. Geophys. Res., 114, D23108, doi:10.1029/2009JD012420.

- Mo, K. C., & Livezey, R. E. (1986). Tropical-extratropical geopotential height teleconnections during the Northern Hemisphere winter.Monthly Weather Review,114(12), 2488–2515.
- 11. Brönnimann, S. (2007). Impact of El Niño –Southern Oscillation on European climate. Reviews of Geophysics,45, RG3003.https://doi.org10.1029/2006RG000199
- Fraedrich, K., & Müller, K. (1992). Climate anomalies in Europe associated with ENSO extremes, Internat. Journal of Climate, 12(1), 25 – 31
- Mitchell, D. M., L. J. Gray, and A. J. Charlton-Perez, 2011: The structure and evolution of the stratospheric vortex in response to natural forcings. J. Geophys. Res., 116, D15110, doi:10.1029/2011JD015788.
- Free, M., and D. J. Seidel, 2009: Observed El Niño–Southern Oscillation temperature signal in the stratosphere. J. Geophys. Res., 114, D23108, doi:10.1029/2009JD012420.
- Butler, A. H., and L. M. Polvani, 2011: El Niño, La Niña, and stratospheric sudden warmings: A reevaluation in light of the observational record. Geophys. Res. Lett., 38, L13807, doi:10.1029/2011GL048084.
- Barriopedro, D., and N. Calvo, 2014: On the relationship between ENSO, stratospheric sudden warmings, and blocking. J. Climate, 27, 4704–4720, doi:10.1175/JCLI-D-13-00770.1.
- Domeisen, D. I. V., A. H. Butler, K. Fröhlich, M. Bittner, W. A. Müller, and J. Baehr, 2015: Seasonal predictability over Europe arising from El
- Moron, V., and I. Gouirand, 2003: Seasonal modulation of the El Niño– Southern Oscillation relationship with sea level pressure anomalies over the North Atlantic in October–March 1873–1996. Int. J. Climatol., 23, 143–155, doi:10.1002/joc.868.
- Pozo-Vázquez, D., S. R. Gámiz-Fortis, J. Tovar-Pescador, M. J. Esteban-Parra, and Y. Castro-Díez, 2005: El Niño–Southern Oscillation events and associated European winter precipitation anomalies. Int. J. Climatol., 25, 17– 31, doi:10.1002/joc.1097.

- 20. Погорельцев А.И., Варгин П.Н., Карпечко А.Ю., Володин Е.М. О стратосферно-тропосферных взаимодействиях. Вестник российской академии наук, 2015, том 85, №1, с.39–46, doi: 10.7868/S0869587315010181
- Dobson G.M.B., Harrison D.N., Lawrence J. Measurements of the amount of ozone in the Earth's atmosphere and its relation to other geophysical conditions. Proc. R. Soc., 1929. A122. 456–486.
- Brewer A.W. Evidence for a world circulation provided by measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere. Q. J. R. Meteorol. Soc., 1949. V. 75. 351–363, doi: 10.1002/qj.49707532603
- 23. Коваль А.В., Гаврилов Н.М., Погорельцев А.И., Ефимов М.М. Моделирование остаточной меридиональной циркуляции в разные фазы квазидвухлетнего колебания. Редакция «Известия PAH. Физика 58, атмосферы И океана», том N⁰ 1, c. 1–9. 2022. doi: 10.31857/S0002351522010059
- 24. Shepherd T.G. Transport in the middle atmosphere. J. Meteor. Soc. Japan. 2007. 85B. P. 165–191.
- Andrews D.G., McIntyre M.E. Planetary waves in horizontal and vertical shear: The generalized EliassenPalm relation and the mean zonal acceleration. J. Atmos. Sci. 1976. V. 33. P. 2031–2048.
- 26. Jadin E.A. Stratospheric "wave hole" and interannual variations of the stratospheric circulation in late winter. Natural Science, 2011, vol. 3, no. 4, pp. 259–267.
- Zyulyaeva Yu.A., Zhadin E.A. Analysis of Three-dimensional Eliassen-Palm Fluxes in the Lower Stratosphere. Russian Meteorology and Hydrology, 2009, vol. 34, no. 8, pp. 483–490.
- 28. Гечайте И., Погорельцев А.И., Угрюмов А.И. Волновое взаимодействие стратосфера-тропосфера как предвестник аномальных похолоданий восточной части Балтийского региона. Ученые записки Российского

государственного гидрометеорологического университета. 2016. № 43. С. 129-139.

- 29. Perlwitz J., Harnik N. Downward coupling between the stratosphere and troposphere: The relative roles of wave and zonal mean processes. Journal of Climate, 2004, vol. 17, no. 24, pp. 4902–4909.
- Baldwin M.P., Dunkerton T.J. Propagation of the arctic oscillation from the stratosphere to the troposphere. Journal of Geophysical Research, 1999, vol. 104(D24), pp. 30937–30946.
- 31. Bierly G.D. The role of stratospheric intrusions in Colorado cyclogenesis. Physical Geography, 1997, vol. 18, iss. 4, pp. 346–362.
- 32. Nishii K., Nakamura H. Upward and downward injection of Rossby wave activity across the tropopause: A new aspect of the troposphere-stratosphere dynamical linkage. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2005, vol. 131, pp. 545–564.
- 33. Plumb R.A. On the Tree-Dimensional Propagation of stationary waves. Journal of the Atmospheric Sciences, 1985, vol. 42, no. 3, pp. 217–229.