



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

Кафедра метеорологических прогнозов

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(бакалаврская работа)

На тему «Влияние фаз КДК на внетропическую стратосферу северного
полушария в зимний период»

Исполнитель Куряков Михаил Александрович
(фамилия, имя, отчество)

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

Погорельцев Александр Иванович
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»
Заведующий кафедрой


(подпись)

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

Дробжева Яна Викторовна
(фамилия, имя, отчество)

24 мая 2018 г.

Санкт-Петербург
2018

СОДЕРЖАНИЕ

Обозначения и сокращения	3
Введение	4
1 История открытия квазидвухлетних колебаний	5
1.1 Объяснение квазидвухлетней цикличности	6
1.2 Квазидвухлетняя модуляция высоты и температуры тропопаузы северного полушария	11
2 Японский метеорологический реанализ JRA55	14
2.1 Весенняя перестройка циркуляции стратосферы	15
2.2 Стационарные планетарные волны	16
2.3 Внезапные стратосферные потепления	18
2.4 Аппарат естественных ортогональных функций	19
3 Данные используемые в работе	26
3.1 Взаимодействие КДК со стационарными планетарными волнами	29
3.2 Связь КДК с датами весенних перестроек	35
Заключение	40
Список используемых источников	41

ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

КДК- Квазидвухлетние колебания

JMA- Японское метеорологическое агенство

JRA-55- Японский атмосферный реанализ

ВСП- Внезапные стратосферные потепления

СПВ- Стационарные планетарные волны

NCEP-NCAR - National Centers for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research

МСВА- Модель средней и верхней атмосферы

ЕОФ- Естественные ортогональные функции

ГК- Анализ главных компонент

ВВЕДЕНИЕ

Квазидвухлетние колебания доминирующая изменчивость в экваториальной стратосфере (16-50 км), которая представляется собой нисходящий, распространяющиеся восточные и западные ветровые режимы, с переменным периодом в среднем около 28 месяцев. Хотя КДК тропическое явление, оно влияет на стратосферную от полюса к полюсу путем модулировать влияния внетропических волн. Действительно, изучение КДК тесно связано с изучением атмосферных волновых движений, которые управляют им и модулируются им. КДК влияет на изменчивость в мезосфере около 85 км, выборочно фильтруя волны, которые распространяются вверх через экваториальную стратосферу, а также может повлиять на силу Атлантических ураганов. Эффекты КДК не ограничиваются атмосферной динамикой. Химические вещества, такие как озон, водяной пар, и метан, подвержены изменениями циркуляции КДК. Благодаря модуляции распространения внетропических волн, КДК оказывает влияние на разрушение зимних стратосферных полярных вихрей. Полярный вихрь в стратосфере влияет на приземные погодные условия. По мере появления большего числа источников данных (например, измерений ветра и температуры как с наземных систем, так и со спутников) можно более точно оценивать влияние КДК.

Актуальность работы - фазы КДК оказывают влияние на формирование погодных условий внетропических широт северного полушария.

Цель - определение максимального влияния КДК на внетропическую стратосферу

1 ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ КВАЗИДВУХЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ

Первые наблюдения ветра в экваториальной стратосфере были сделаны, при обнаружении, что пепел от извержения Кракатау (1883 год) примерно 2 недели кружил по планете с востока на запад. Эти ветры стали известны как «Восточные ветры Кракатау». В 1908 году немецкий метеоролог А. Берсон запустил воздушные шары из тропической Африки и обнаружил ветры, дующие с запада на восток примерно в 15 км от тропопаузы, которые стали известны как «Западные ветры Берсона». Почти 50 лет спорадические наблюдения за воздушным шаром [1] противоречат существованию экваториальных стратосферных восточных ветров, покрывающие западные ветры. (Метеорологический термин «восточные ветры» описывает ветры, которые дуют с востока, а «западные ветры» ветры с запада. К сожалению, термины на восток и на запад обычно используются при описании волны распространения и потока и имеют противоположное значение восточный и западный.) Для изучения последствий ядерных испытаний на Маршалловых островах, использовались данные зондирования атмосферы, которые позволили обнаружить, что переход между западными ветрами Берсона и Кракатаутскими восточными ветрами варьировался от месяца к месяцу год за годом[2].

Однако данных было недостаточно для демонстрации любой периодичности. Используя двухлетние наблюдения с Острова Рождества автор работы [3] контурно изобразил скорости ветра в плоскости время-высота, которые показали постепенное ослабление восточных и западных ветровых режимов. Открытие КДК принадлежит независимой работе Р. Дж. Рида в Соединенных Штатах и Р. А. Эбдона в Великобритании. В документе «Циркуляция стратосферы», представленном на сороковом юбилейном заседании Американского метеорологического Общества в Бостоне в январе 1960 года, Рид объявил обнаружение «альтернативных полос восточного и

западного ветра, которые находятся выше 30 км и которые движутся вниз по стратосфере со скоростью около 1 км в месяц», используя данные радиозонда на острове Кантон. Он также отметил, что полосы «Появляются с интервалами примерно 13 месяцев, а 26 месяцев требуется для полного цикла». Эта работа была позже опубликована [4]. Также использовались данные с острова Кантон, охватывающие 1954-1995 годы, чтобы показать, что колебания ветра имели очевидный двухлетний период [5]. Авторы работы [6] использовали дополнительные данные с острова Кантон (с января 1954 г. по январь 1960 г.) на высоте 50 гПа, чтобы показать, что ветер колеблется с периодом 25-27 месяцев, а не ровно 2 года. Они учли предыдущее исследование и включили другие экваториальные станции и сделали вывод, что колебания ветра происходили одновременно вокруг экваториального пояса и оценили, что ветру (когда экваториальные ветры восточные или западные) потребовалось около года, чтобы спуститься с 10 до 60 гПа. Авторы работы [7] расширили это исследование, чтобы найти доминирующий период в 26 месяцев и наблюдать аналогичные колебания температуры.

С учетом более длительного периода цикла в 1963 году авторы работы [8] ввели термин «Квазидвухлетние колебания», который получил признание и был сокращен до КДК.

1.1 ОБЪЯСНЕНИЕ КВАЗИДВУХЛЕТНЕЙ ЦИКЛИЧНОСТИ

Во время открытия КДК не было наблюдений за тропическими атмосферными волнами и не было теории, предсказывающей их существование. Поиск объяснения для КДК первоначально включал множество других причин: некоторый механизм внутренней обратной связи, естественный период атмосферных колебаний, внешний процесс, или некая

комбинация этих механизмов. Все эти попытки не смогли объяснить такие свойства КДК, как нисходящее распространение и сохранение амплитуды КДК (и, следовательно, увеличение плотности энергии) при его спуске. По-видимому, форсирование по зонально асимметричным волнам требует объяснения максимального экваториального ветра. Ученые [11] попытались вводить КДК в численную модель через источники тепла или через волны планетарного масштаба, распространяющиеся в направлении экватора. Они довольно убедительно показали, что горизонтальная передача импульса планетарными волнами не могла объяснить нисходящее распространение КДК без потери амплитуды. Они сделали вывод о том, что единственный способ воспроизвести наблюдения состоял в том, чтобы иметь движущую силу (источник импульса), который фактически распространяется вниз со средним экваториальным ветром.

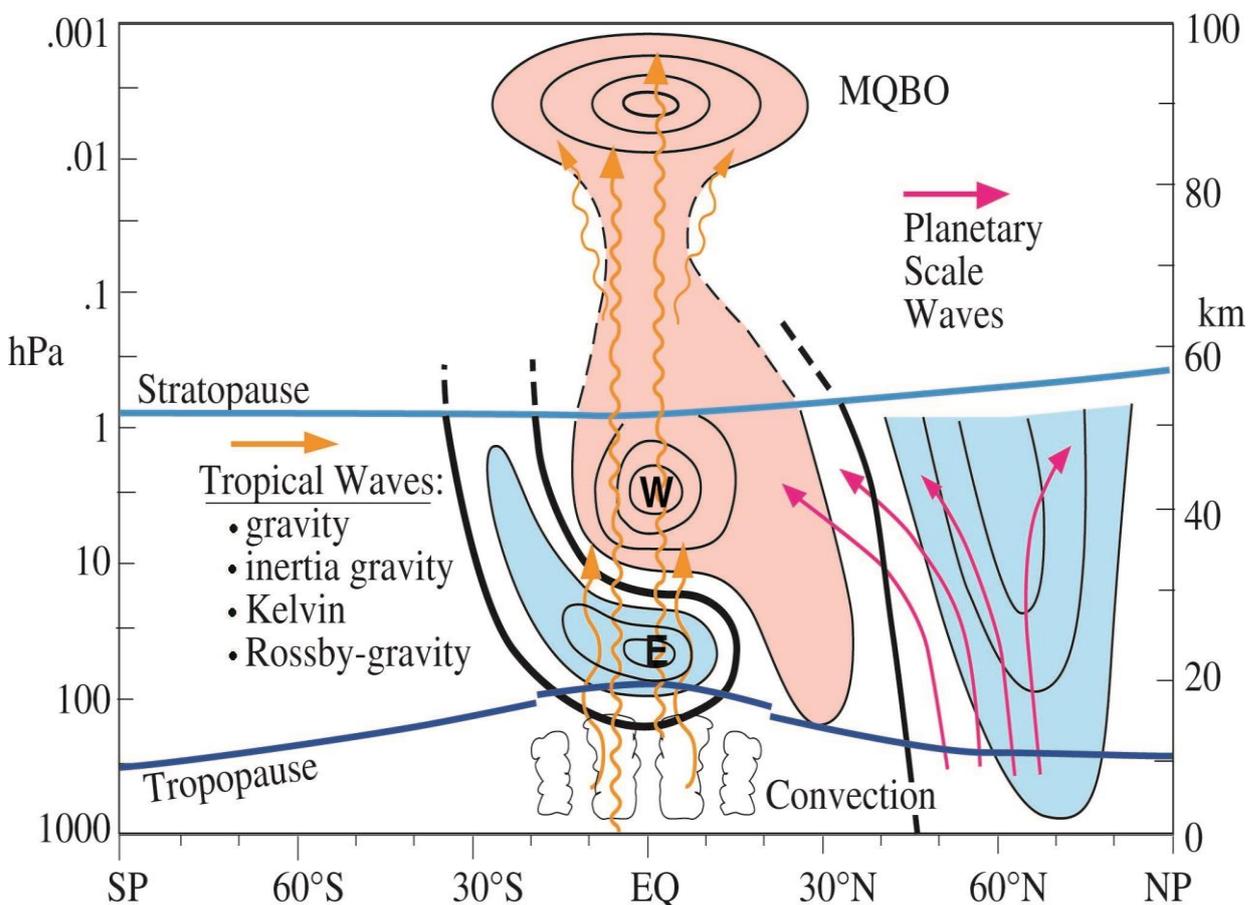


Рисунок 1.2.1. Динамика КДК. Оранжевыми стрелками изображено распределение тропических волн (гравитационных, инерционно-гравитационных, волн Кельвина, Россби-гравитационных). Распределение волн планетарного масштаба в средних и высоких широтах обозначены стрелками фиолетового цвета. Черные контуры указывают на разницу зонально-средних зональных ветров между Восточной и Западной фазами КДК.

Рисунок 1.1.1 показывает динамику КДК, и их источники. Схема охватывает тропосферу, стратосферу. В высоких широтах, наблюдается ярко выраженный годовой цикл, с сильными западными ветрами в зимний период. К северу от экватора в нижней стратосфере тропические ветры изменяют волновод восходящих экваториальных потоков планетарного масштаба (изогнутые фиолетовые стрелки). Влияние зональной ветровой структуры в Восточной фазе КДК заключается в фокусировании волновой активности в направлении к полюсу, где волны сходятся и замедляют зональное среднее течение. Таким образом Полярный вихрь (севернее 45°) показывает более слабые западные ветры (или восточную аномалию, показанную светло-синим цветом). Высокоширотные аномалии ветра проникают в тропосферу и обеспечивают механизм, позволяющий КДК оказывать небольшое влияние на тропосферные погодные условия.

Работа [12], посвящена поглощению гравитационных волн на критическом уровне, с целью понимания того, как КДК управляется. Это было, своего рода, достижение Линдзена в понимании того, что вертикально распространяющиеся гравитационные волны могут обеспечить необходимую волну форсирования КДК. Авторы другой работы [13] показали с использованием двумерной модели, как КДК могут быть обусловлены широким спектром вертикально распространяющихся гравитационных волн и что колебание возникло через внутренний механизм, включающий двустороннюю обратную связь между волнами и фоновым течением. Первая составляющая обратной связи – это воздействие фонового потока на распространение волн. Вторая составляющая обратной связи – влияние

дивергенции волнового потока импульса на фоновый ветер. Модель Линдзена и Холтона демонстрировала поведение волн и их влияние на фоновый поток через простую параметризацию. Моделируемое колебание имело форму нисходящего распространения восточных и западных ветров. Важным следствием работы Линдзена и Холтона было то, что период колебаний контролировался, частично, потоками импульсов и, следовательно, был возможен диапазон периода импульса. Тот факт, что наблюдаемые колебания имели период близкий к субгармонике годового цикла, был чистым совпадением.

Было смелым решением приписывать форсирование КДК на восток и на запад за счет распространения экваториальной гравитационной волны, учитывая, что большинство волновых наблюдений было еще впереди. Теория экваториальных волн была впервые разработана в конце 1960-х годов, параллельно с теорией КДК. Возникновение КДК объяснялось чередованием режимов Россби (обеспечивающих западное ускорение среднего потока) и Кельвина, при котором наблюдаются восточные ускорения. Работа [14] отображает наблюдения, согласующиеся с распространением на запад Россби-гравитационного режима. Авторы [15] сначала показали наблюдения экваториальных волн Кельвина в нижней стратосфере, и отметили, что волна восходящего потока направленного на восток импульса, которая могла бы учитываться для восточного ускорения, связана с КДК. Некое восточное ускорение волны обеспечивается Россби-гравитацией [16]. Авторы [17] уточнили работу [13] путем моделирования в 1-D модели КДК, управляемых вертикально распространяющимися волнами Кельвина, которые вносят вклад в восточную составляющую ускорения, и Россби-гравитационными волнами, которые несут западный характер. Наблюдаемые амплитуды этих волн, хотя и небольшие, были (учитывая малочисленность экваториальных волновых наблюдений) достаточно велики, чтобы обеспечить возникновение КДК.

Механизм Холтона и Линдзена по-прежнему считаются принятой парадигмой для КДК уже более двух десятилетий.

Концептуальная модель КДК, которая сформировала основную модель Линдзена и Холтона [13], подтвердилась гениальным лабораторным экспериментом ученых [18], в котором использовали соляную жидкость, содержащуюся в большом кольце. Основание границы кольцевого пространства состояло из гибкой мембраны, которая колебалось вверх и вниз, чтобы создать вертикально распространяющиеся гравитационные волны, движущиеся по часовой стрелке и против часовой стрелки вокруг кольцевого пространства. Для волн достаточной амплитуды, был установлен режим среднего потока, индуцированный волной, которая характеризовалась нисходящим прогрессирующим периодическим разворотом среднего потока. Этот эксперимент, который остается одним из самых эффектных лабораторным аналогом крупномасштабного геофизического течения, показал, что теоретическая парадигма для КДК была подтверждена лабораторными экспериментами.

Хотя наблюдаемые амплитуды Кельвина и смешанные Россби-гравитационные волны могут быть достаточными для управления КДК в идеализированных моделях атмосферы, авторы работы [19] сочли необходимым увеличить амплитуды волн в 3 раза по сравнению с наблюдаемыми для достижения реалистичного КДК в полной радиационно-динамической фотохимической модели. Авторы работ [20,21,22] указали наблюдаемую скорость тропического подъема (около 1 км в месяц), режимы ветра КДК распространяются вниз намного быстрее, чем предполагалось, относительно движения фонового воздуха, потому что вся тропическая стратосфера движется вверх. Этот факт более чем удваивает требуемый импульс перемещения по вертикально распространяющимся экваториальным волнам. Наблюдения показывают, что смешанная Россби-гравитационная волна и волна Кельвина не могут обеспечить достаточное воздействие на

движение КДК с наблюдаемым периодом. Автор [21] обосновал, что дополнительный поток импульса должен быть обеспечен широким спектром гравитационных волн, подобно тем, которые были обозначены в работе [13]

1.2 КВАЗИДВУХЛЕТНЯЯ МОДУЛЯЦИЯ ВЫСОТЫ И ТЕМПЕРАТУРЫ ТРОПОПАУЗЫ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Число публикаций за последнее время о тропопаузе, ее характеристиках и изменчивости указывает на возрастающий интерес к данной теме. Тропопауза – это пограничный слой между тропосферой и стратосферой, который находится выше тропосферы, структура которой определяется конвекцией, ниже стратосферы, которая преимущественно контролируется радиацией и играет важную роль в обмене водяного пара, масс и химических соединений между слоями. [22]

Не так давно в работе [23] было выдвинуто предположение о том, что тропопауза в средних широтах, экваториальных струйных течениях представляет собой барьер движения между стратосферными и тропосферными воздушными массами. В свою очередь, в более высоких широтах барьер не такой выраженный, и интенсивное движение между слоями проходит через тропопаузу.

Ряд работ посвящены тому, как тропопауза в тропических широтах может повлиять на глубокую конвекцию региона, и, следовательно, динамику тропосферы. В работе по изучению стратосферных квазидвухлетних колебаний [24] была определена корреляция между стратосферными КДК [25] и изменением давления и температуры в тропической тропопаузе. Возможно, колебания влияют и на другие тропосферные переменные. Ученые

предположили, что это вызовет интерес для определения степени влияния КДК на глобальную погоду.

В работе [26] обнаружено, что различные фазы КДК характеризуются различной высотой и количеством тропических глубоких конвекций. Предполагается, что эти явления могут быть вызваны, по крайней мере, частично, изменчивыми свойствами тропопаузы. Авторы также предположили, что лучшее понимание взаимосвязи между КДК и тропической глубокой конвекцией может помочь метеорологам и климатологам для прогнозирования тропических осадков и, возможно, глобальной погоды. Однако воздействие КДК не ограничивается тропическими широтами. В работе [27] описаны двухгодичные и квазидвухлетние колебания для различных переменных во внетропических широтах, например, суммарный озон, температура или высота тропопаузы, которые происходят в фазе или вне фазы по отношению к экваториальному КДК.

В течение последнего десятилетия некоторые авторы предложили различные механизмы передачи сигнала КДК на средние и высокие широты [24,25,28]. На более высоких широтах и во время положительной фазы КДК полярный вихрь становится сильнее, а температура становится холоднее, чем обычно. Чтобы объяснить эту связь, выдвигают предположение, что взаимодействие между волновой активностью внетропических широт и среднего потока, так что во время западной (восточной) фазы КДК взаимодействие усиливает циркуляцию Брюера-Добсона, и, таким образом, благоприятствует апвеллингу (даунвеллингу) в Арктический регион, который должен быть компенсирован нисходящим потоком (апвеллингом) в более низкие широты [25,29,30]. Учитывая, что волна активнее в зимнее время, только что описанный механизм должен быть более очевидным в Северном полушарии в декабре, январе и феврале.

В прошлом большинство исследований о стратосферной изменчивости было основано на анализе данных реанализа или результатах моделирования. Хотя эти источники данных обеспечивают отличное разрешение в пространстве и времени, их зависимость от модели ассимиляции и характеристик модели может привести к искусственным искажениям в результатах. Следовательно, использование прямых измерений, например, радиозонда, остается необходимым. В работе [31] изучена связь между КДК и температурой и давлением на уровне тропопаузы. Были использованы NCEP данные реанализа, охватывающие периоды 1958-1978 гг. и 1979 г. - 1997. Кроме того, они провели сравнение с данными измерений радиозондов с 26 тропических станций. В общем, их результаты показали хорошее согласование с результатами реанализа.

2 ЯПОНСКИЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕАНАЛИЗ JRA-55

Японское Метеорологическое Агентство (JMA) провело второй Японский глобальный атмосферный реанализ, названный JRA-55[32]. Он охватывает период с 1958 года, когда начались проводиться глобальные регулярные радиозондовые наблюдения. JRA-55 является первым всеобъемлющим реанализом, который охватил последние полвека с тех пор. Основными целями JRA-55 были решение вопросов, возникших в предыдущих реанализах, изучение межгодовых изменчивостей и изменение климата.

JRA-55 был запущен с версией системы усваивания оперативных данных JMA, которое было улучшено в сравнении с JRA-25. Основные проблемы JRA-25 были связаны холодным уклоном в нижней стратосфере, который уменьшился, и сухим уклоном в бассейне реки Амазонка, который был смягчен. Временная последовательность анализа температуры значительно улучшились по сравнению с предыдущими результатами реанализа. JRA-55 является самым долгосрочным реанализом третьего поколения, который использует полную систему наблюдений, современную систему усвоения данных, увеличенную модель разрешения (с уменьшенной Гауссовой сеткой).

Реанализ прошлых наблюдений с современной системой ассимиляции данных направлена на создание высококачественного набора климатических данных. Он может производить набор данных для различных типов метеорологических переменные, включая те, для которых наблюдения разрежены. Данные реанализа были широко использованы для исследований в механизмах климатической системы Земли, исследований прогноза, и мониторинга климата. Реанализ внес значительный вклад в исследование

явления планетарного масштаба как квазидвухлетние колебания. Продолжение совершенствования реанализа имеет важное значение для продвижения исследования климата.

2.1 ВЕСЕННЯЯ ПЕРЕСТРОЙКА ЦИРКУЛЯЦИИ АТОМСФЕРЫ

В последние годы большое внимание уделяется такому динамическому процессу как сезонная перестройка циркуляции стратосферы, при котором осуществляется взаимодействие стратосферы и тропосферы. Стоит выделить, что наибольший интерес имеет весенняя перестройка, так как начало развития и развитие происходит на фоне динамически активной зимней стратосферы.

Процесс весенней перестройки зависит от сезонных изменений зенитного угла Солнца, что подразумевает увеличение нагрева полярных областей за счет поглощения ультрафиолетового излучения озоном. Однако динамические процессы в стратосфере (в том числе планетарные волны) оказывают существенное влияние на начало и особенности протекания весенней перестройки. Характерной чертой зимней стратосферы является полярный вихрь, находящийся над полюсом, и изолированный от средних широт. Результатом действия, данного глубокого «планетарного циклона» является движение воздуха в направлении запад-восток. В летний период над полюсом, при увеличении поглощения солнечного излучения циклон сменяет антициклон, а, следовательно, меняется и перемещение зонального потока на направление восток-запад.

Стоит отметить, что переход с зимней циркуляции на летнюю происходит на более высоких атмосферных слоях, а затем постепенно спускается в тропосферу. Внезапные стратосферные потепления (ВСП) являются примером динамических процессов, протекающих в зимней

стратосфере при динамическом взаимодействии тропосферы и стратосферы. Важнейшим фактором, который характеризует в высоких и средних широтах Северного полушария зимнюю циркуляцию стратосферы, являются внезапные стратосферные потепления. Количество и интенсивность ВСП в течение зимы влияет на интенсивность и срок финального стратосферного потепления, а также на перестройку циркуляции атмосферы с зимнего режима на летний.

2.2 СТАЦИОНАРНЫЕ ПЛАНЕТАРНЫЕ ВОЛНЫ

Исследования динамических процессов, происходящих на различных высотных уровнях Земной атмосферы, их взаимосвязи являются одной из главных задач метеорологии в общем и физики атмосферы, в частности. Благодаря усиленному развитию аэрокосмических и наземных систем наблюдений последних лет, получен колоссальный объем данных измерений, затрагивающий тепловую структуру, газовый состав и динамические характеристики атмосферы. В связи с тем, были созданы архивы глобальных распределений метеорологических величин, которые являются доступными для анализа.

Результаты обработки данных показывают постоянное существование в Земной атмосфере волновых возмущений глобального масштаба (планетарных волн). Стационарные планетарные волны (СПВ) возникают в слое тропосферы в результате крупномасштабных неоднородностей рельефа и градиента температуры системы океан-суша. До недавних пор считалось, что за счет распространения стационарных планетарных волн снизу-вверх лишь тропосфера влияет на имеющую гораздо меньшую плотность стратосферу. Анализ данных, результаты модельных расчетов показали, что на природу распространения и отражения стационарных планетарных волн

существенное влияние оказывает изменчивость циркуляции атмосферы [33]. Отражившись от стратосферы СПВ способны достичь тропосферы, трансформироваться под действием нелинейных взаимодействий и/или фокусировки трехмерного потока волновой активности в волны меньшего масштаба и оказывать влияние на формирование погодных условий отдельных регионов.

Можно смело заявить, что изучение стратосферно-тропосферного взаимодействия имеет колоссальное практическое значение. Данные исследования играют важнейшую роль в обнаружении и контроле возможных климатических изменений, которые тесно связаны с антропогенными и естественными воздействиями. Изменение интенсивности и расположения максимумов струйных течений в тропосфере, влекущее за собой лучшие условия распространения стандартных планетарных волн зависит от изменчивости зимней температуры в нижней атмосфере [34].

Анализ данных NCEP/NCAR показывает заметное увеличение амплитуды СПВ1 (планетарная волна с зональным числом $m=1$) в зимней стратосфере [35]. В последнее время наблюдается рост стандартной планетарной волны 1, что может привести к фундаментальному изменению стратосферной динамики, а именно к переходу от квазистационарного режима при малых амплитудах СПВ1 к квазипериодическим и/или даже хаотическим осцилляциям (васцилляциям) при больших амплитудах СПВ1 [36].

Результаты расчётов с использованием Модели Средней и Верхней Атмосферы (МСВА) [37], выявили изменения условий распространения СПВ, которые приводят к значительному возрастанию амплитуды СПВ1 в стратосфере, а также к заметному усилению внутрисезонной изменчивости среднего потока и амплитуды СПВ1 в зимний период [38], а значит к увеличению амплитуды стратосферных васцилляций.

2.3 ВНЕЗАПНЫЕ СТРАТОСФЕРНЫЕ ПОТЕПЛЕНИЯ

Статистически значимый положительный тренд в частоте появления событий внезапных стратосферных потеплений (ВСП), указывающий на увеличение нелинейного взаимодействия среднего потока с планетарными волнами, был получен при модельных расчетах развития ВСП [39]. В настоящее время огромное внимание получают международные проекты по исследованиям динамических процессов и взаимодействий и дают понять, что изучение воздействия динамических процессов на термический режим и циркуляцию атмосферы имеет огромное практическое и научное значение.

Наряду с ВСП, где проявляется взаимосвязь между стратосферой и тропосферой, особый интерес представляют сезонные перестройки и циркуляции стратосферы. Стоит пояснить, что особое внимание привлекает весенняя перестройка, так как её начало и развитие происходит на фоне динамически активной зимней стратосферы. Обычно весенняя перестройка обусловлена радиационными процессами, а именно сезонным изменением зенитного угла Солнца и, в частности, усилением нагрева полярных областей за счет поглощения солнечного ультрафиолетового излучения озоном.

Стратосферные динамические процессы (в том числе планетарные волны) существенно влияют на начало и особенно на протекание весенней перестройки. К концу зимы (конец февраля – начало марта) возможно развитие финального стратосферного потепления, которое влечет за собой безвозвратное разрушение зимнего полярного вихря. Стоит отметить, что

влияние внутренних динамических процессов в стратосфере на сроки и особенности протекания весенней перестройки практически не рассматривались, так как исследования изменчивости даты весенней перестройки и влияние на формирование погодных условий рассматривались с точки зрения синоптики.

2.4 АППАРАТ ЕСТЕСТВЕННЫХ ОРТОГОНАЛЬНЫХ ФУНКЦИЙ

Аппарат естественных ортогональных функций применяется для исследования изменений метеорологических элементов во времени. Естественные ортогональные функции как функции времени получены и проанализированы на примере таких метеорологических величин, как давление, ледовитость, температура. Также исследовались свойства коэффициентов разложений по этим функциям. Анализ Естественных Ортогональных Функций (ЕОФ) (также известный как Анализ Главных Компонент (ГК)) может быть выполнен путем приведения к диагональному виду дисперсионной матрицы S для получения взаимно ортогонального набора данных, включенного в матрицу E и матрицы коэффициентов Z , столбцы которой являются взаимно ортогональными.

Ведущая ЕОФ – e_1 – является линейной комбинацией входных переменных x_j описывает максимально возможную долю комбинированной дисперсии переменных x . Вторая – e_2 – это линейная комбинация, которая описывает большую долю остаточной дисперсии и т.д. (k -раз).

Пусть матрица входных данных X имеет размерность $M \times N$. Свойства ЕОФ отражены в формулах (2.1) – (2.7), где индекс $()_i$ – это номер строки, $()_k$ – индекс столбца, связанного с конкретной ЕОФ. Индекс $()_j$ является индексом столбца в матрице X и номером строки в матрицах E и Z .

M - является меньшей из размерностей матрицы входных данных X ,

N – большая из размерностей матрицы входных данных X .

Уравнения (2.1) определяет ЕОФ в виде линейной комбинации входных переменных X , которое превращает их в главные компоненты (Z).

$$Z = XE \quad , \quad (2.1)$$

или

$$Z_{ik} = \sum_{j=1}^M x_{ij} e_{jk} \quad (2.1a)$$

Уравнения (2.2) определяют дисперсионную матрицу C , которая является входной для программы диагонализации, которая потом позволяет получить собственные числа λ_k и ЕОФ (e_k)

$$C = \frac{1}{N} X^T X \quad , \quad (2.2)$$

$$C_{jl} = \overline{X_j X_l} \quad ,$$

Уравнения (2.3) определяют, что ЕОФ и ГК взаимно ортогональны: ЕОФ имеют единичную длину, а длины ГК равны квадратным корням из их собственных значений.

(2.3)

Отношение между квадратами длины (или дисперсиями) ГК и собственными числами выражены в компонентной форме в уравнении (2.4):

$$\lambda_k = \overline{Z_k^2} \quad (2.4)$$

Уравнение (2.5) показывает, что общая дисперсия входных переменных сохраняется, когда они преобразуются в ГК.

$$\sum_{j=1}^M \overline{X_j^2} = \sum_{k=1}^M \lambda_k = \sum_{k=1}^M \overline{Z_k^2} \quad (2.5)$$

Из уравнения (2.4) и (2.5) видно, что дисперсия X распределена между различными ГК пропорционально их соответствующим собственным числам.

Уравнение (2.6) показывает, как дисперсионную матрицу можно восстановить из собственных векторов и собственных значений.

$$C = E \Lambda E^T = \sum_{k=1}^M \lambda_k e_k e_k^T \quad (2.6)$$

Уравнение (2.7) показывает, как входные данные можно представить в виде суммы вкладов различных ЕОФ, каждый из которых взвешены по соответствующим ГК (так же как непрерывное поле может быть представлено в виде суммы вкладов функций, полученных от разложения в ряд Фурье, где каждая из функций взвешена на соответствующий коэффициент разложения)

$$X_{ij} = \sum_{k=1}^M Z_{ik} e_{jk} \quad (2.7)$$

ЕОФ анализ так же является удобной техникой сжатия данных для того, чтобы суммировать изменчивость в многомерных наборах данных. Этот аппарат широко используется в атмосферных и океанических исследованиях чтобы исключить максимальные различия и индексы в пространственно - сеточных наборах данных. При ЕОФ анализе матрица данных представляется в серию значений, основанных на данных ортогональных функций, которые определены так, чтобы было возможно меньшее число ЕОФ для восстановления изменчивости оригинальной матрицы данных. Каждая ЕОФ связана с соответствующим временным рядом ГК. Данные могут быть восстановлены, умножая каждую ЕОФ на временной ряд и суммируя по всем ЕОФ.

В 2017 году в Санкт-Петербурге на международном симпозиуме «Атмосферная радиация и динамика» (МСАРД-2017) автором [40] графически были представлены первые две главные компоненты ЕОФ. Была проделана работа, в ходе которой из временного ряда данных была удалена сезонная составляющая среднемесячного зонального ветра, после были данные были сглажены центрированным 5-месячным скользящим средним фильтром.

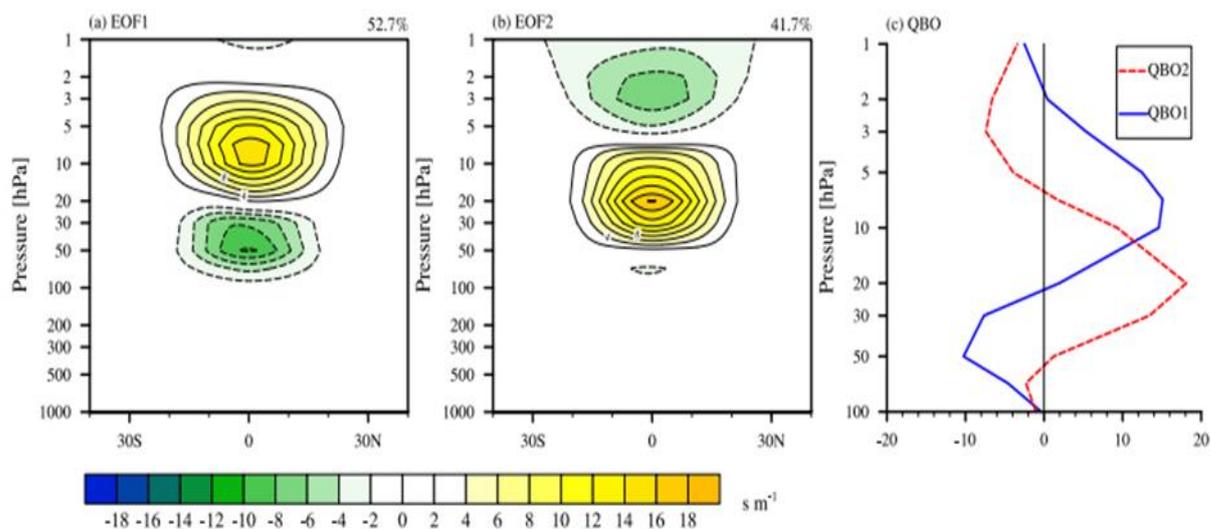


Рисунок 2.4.1. Первые две главные компоненты ЕОФ и их вертикальный профиль. На графике вертикальный профилей: синей сплошной – вертикальный профиль. Цветовые градации – скорость зонального ветра. Восточная фаза – отрицательные значения зонального ветра. Западная фаза – положительные значения ветра.

В результате проделанных действий размерность данных уменьшилась, потеря количества информации была минимальной. Первые две главные компоненты соответствующих ЕОФ показали амплитуду ветра и знак ее изменения, как функцию времени. Это предоставляет упрощенное представление состояния поля зонального ветра в определенный момент времени. Стало известно, что вертикальная структура первой главной компоненты показывает отрицательную корреляцию между флуктуациями

зонального ветра на 10 и 50 гПа, а вторая главная компонента обнаружила изменчивость на средних уровнях (30-40 гПа), т.е. в целом эти две компоненты отражают возможное состояние КДК в атмосфере или вертикальный цикл. Относительно стратосферы, уровень 10 гПа (32 км.) показывает первую главную компоненту как основную, а вторую главную компоненту как знакопеременную.

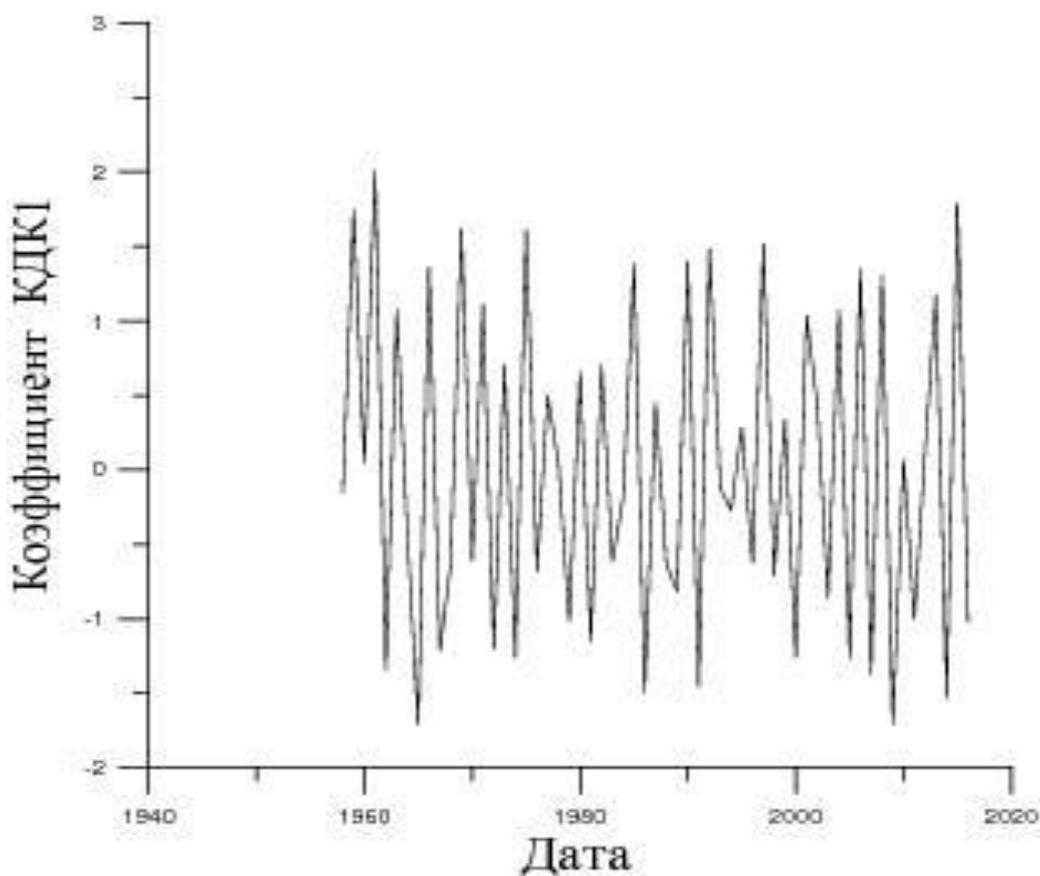


Рис.2.4.2 Распределение КДК1 по времени

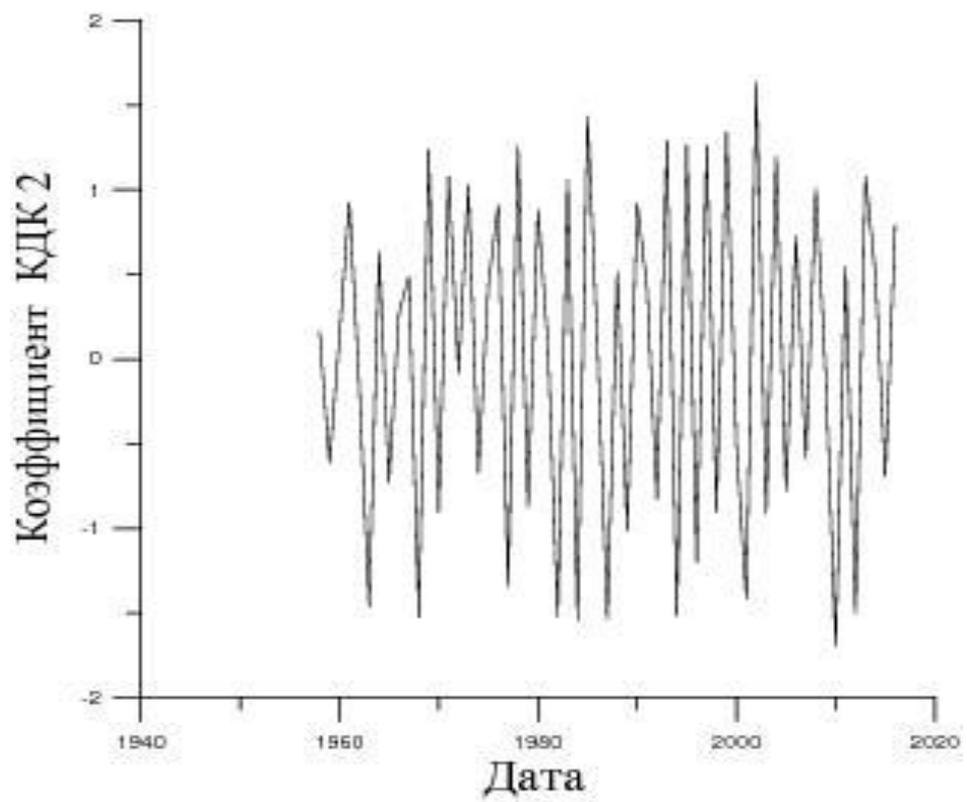


Рис.2.4.3. распределение КДК2 по времени

На рисунках 2.4.2 и 2.4.3 представлены распределения КДК1 и КДК 2 по времени.

3 ДАННЫЕ ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В РАБОТЕ

В данной работе были использованы величины метеорологического реанализа JRA-55 в период с 1958 по 2016 г. Метеорологический реанализ – это проект по ассимиляции метеорологических данных, задачей которого является ассимиляция данных исторических наблюдений, охватывающих продолжительный период времени, с использованием последовательной ассимиляции. Данные содержат температуру (рисунок 3.1 и 3.2), среднезональную скорость ветра в стратосфере и тропосфере (рисунок 3.3 и 3.4). Так же были использованы даты весенней перестройки, амплитуды стационарных планетарных волн с зональным числом $m=1$, $m=2$. На предмет корреляции сравнивались показатели данных величин со значениями коэффициентов КДК, которые представлены компонентами ЕОФ (ЕОФ1, ЕОФ2). Расчет линейной корреляции производился по формуле

$$r = \frac{\sum (x - \bar{x})(y - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x - \bar{x})^2 \sum (y - \bar{y})^2}} \quad (3.1)$$

где x, y – значения рассматриваемых признаков;

\bar{x}, \bar{y} - средние арифметические величины признаков.

Коэффициент линейной корреляции изменяется от -1 до +1. В зависимости от величины коэффициента корреляции делают выводы о тесноте связи:

$0 < r < 0,2$ - связь очень слабая;

0,2 <r> 0,5 – связь слабая;

0,5 <r> 0,75 – связь средняя;

0,75 <r> 0,95 – связь сильная;

0,95 <r> 1 – связь полная.

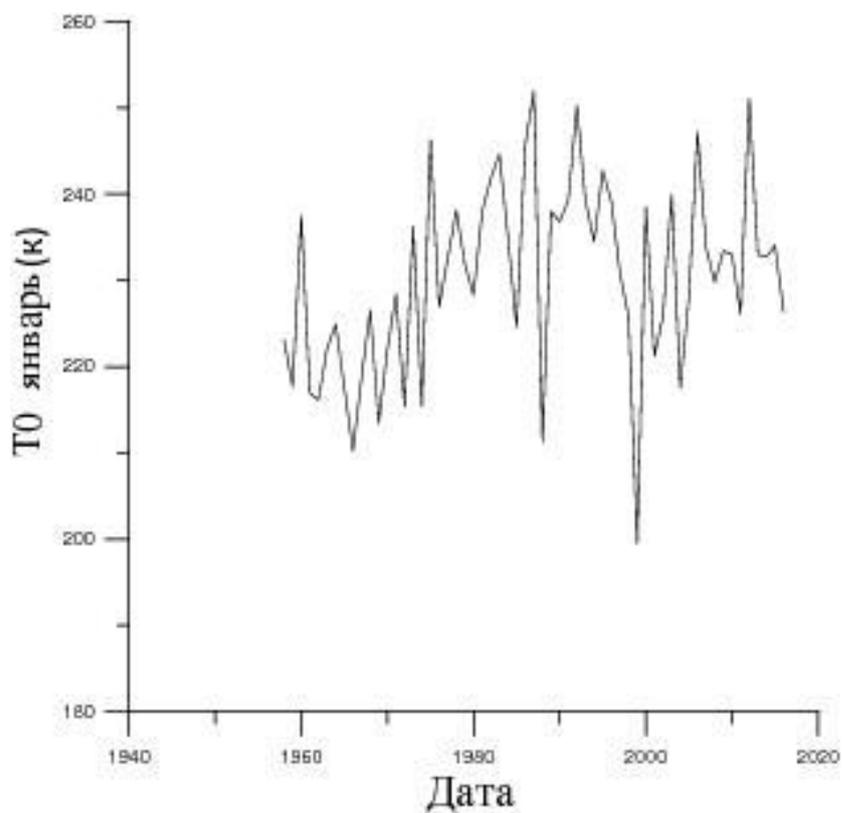


Рис. 3.1 распределение температуры в январе по времени

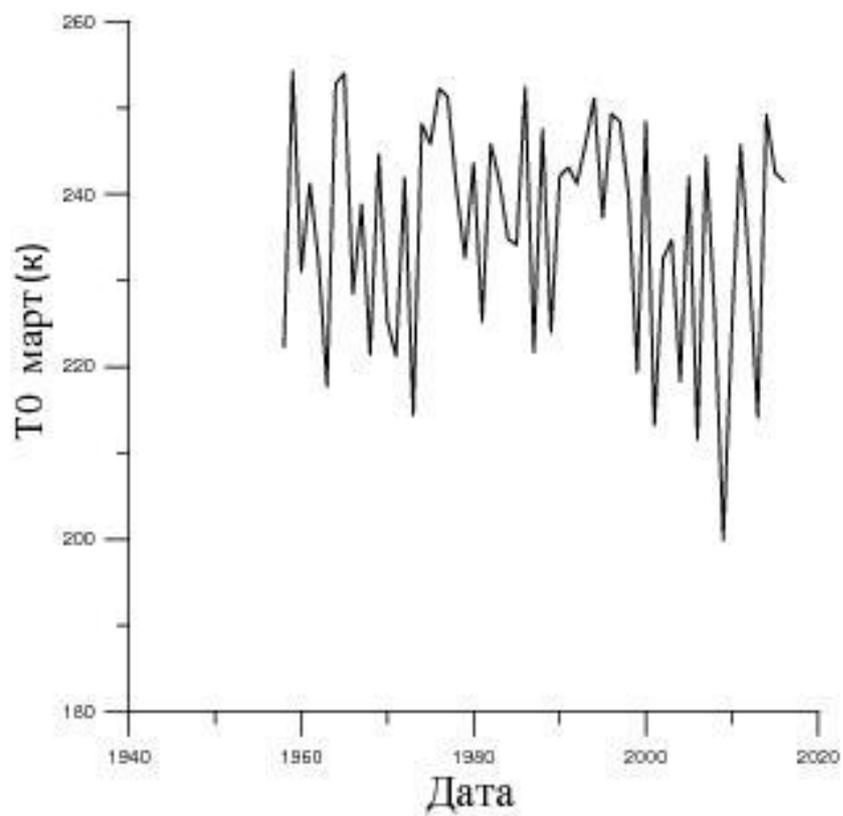


Рис.3.2 распределение температуры в марте по времени

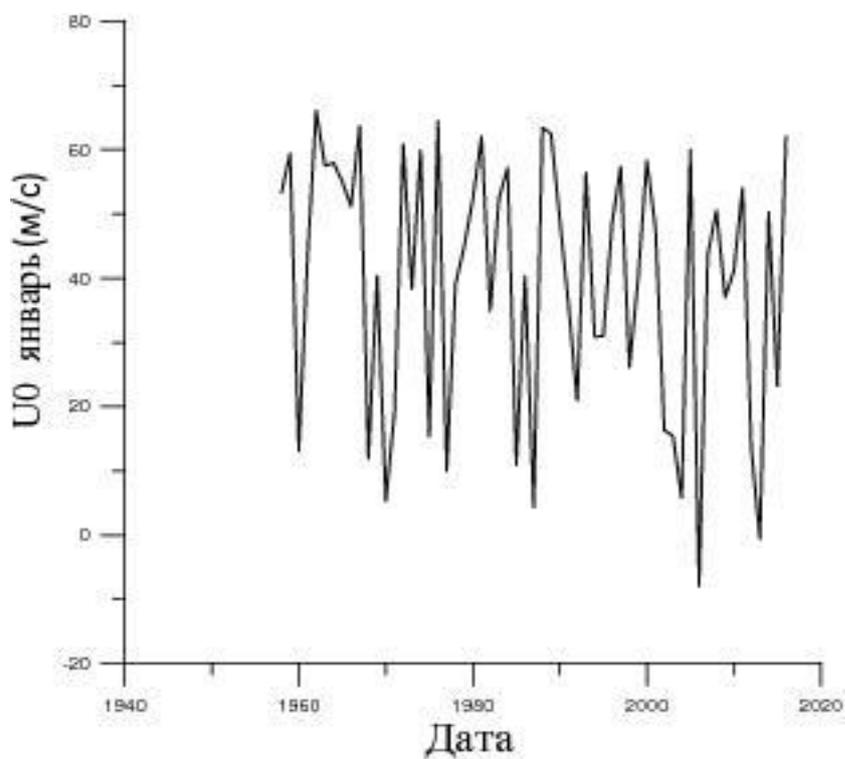


Рис.3.3 распределение среднезонального ветра в январе по времени

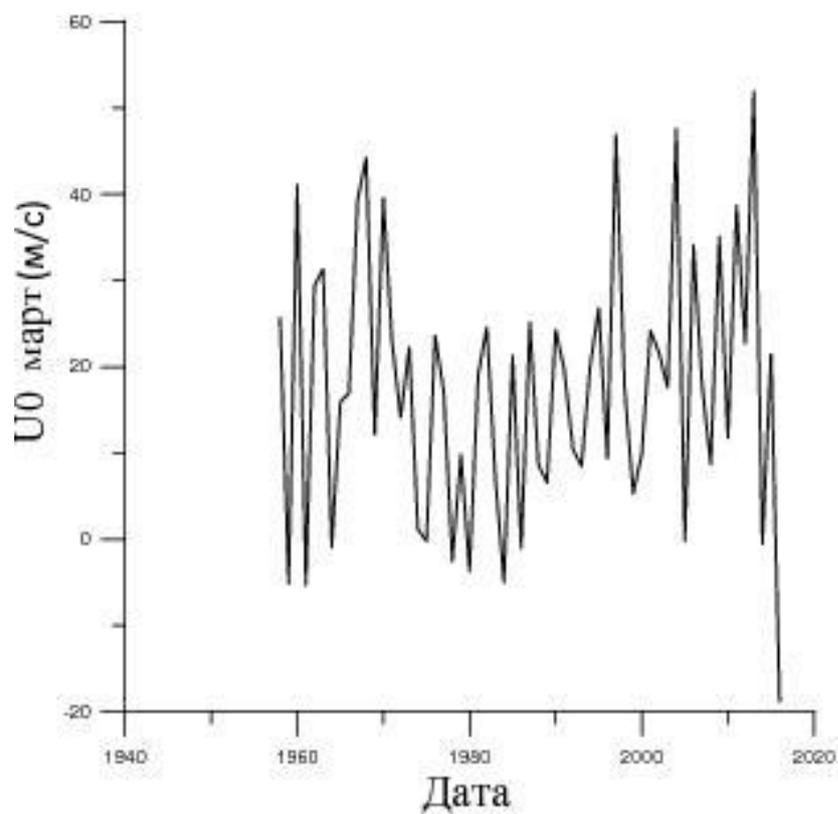


Рис.3.4 распределение среднезонального ветра в марте по времени

3.1 ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ КДК СО СТАЦИОНАРНЫМИ ПЛАНЕТАРНЫМИ ВОЛНАМИ

В ходе численных экспериментов были получены январские и мартовские значения амплитуд стационарных волн с зональным числом $m=1$ и $m=2$, коэффициенты КДК1, КДК2.

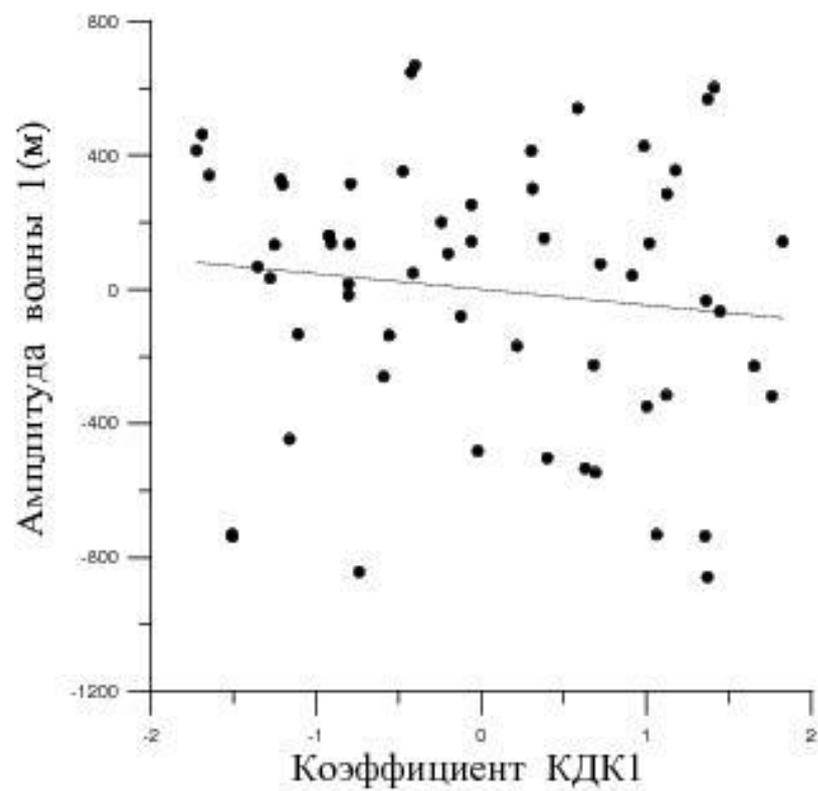


Рис. 3.1.1 Связь амплитуд СПВ1 и КДК1 в январе.

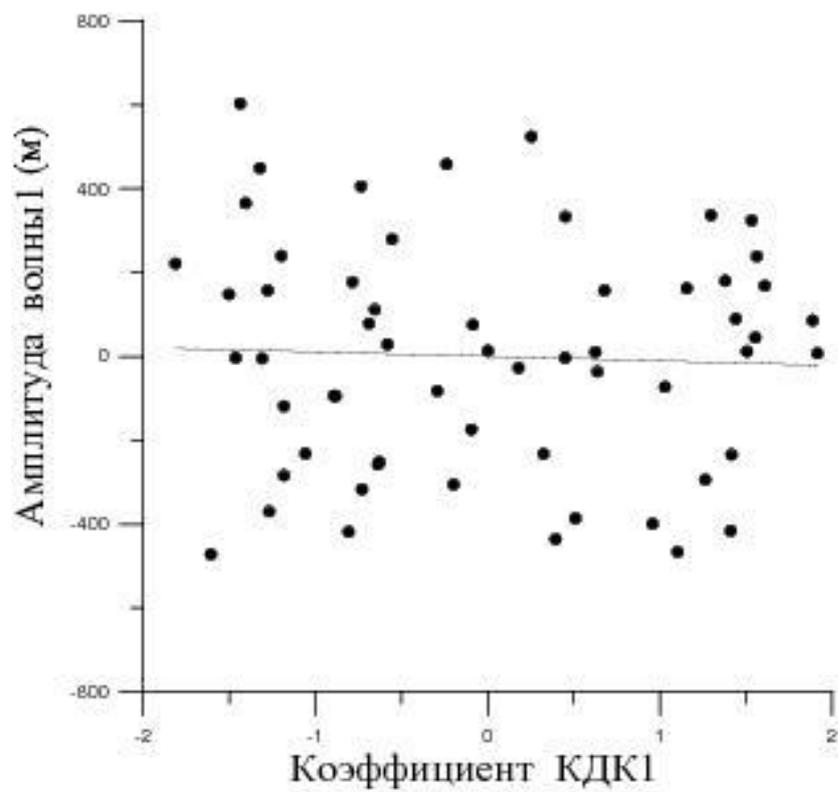


Рис 3.1.2 Связь амплитуд СПВ1 и КДК1 в марте

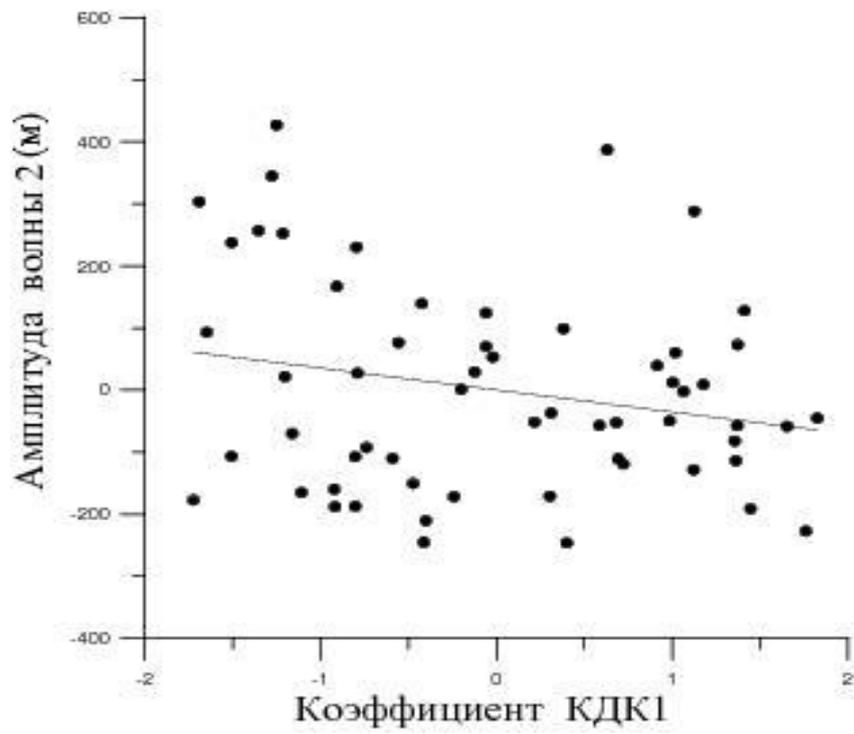


Рис. 3.1.3 Связь амплитуд СПВ2 и КДК1 в январе

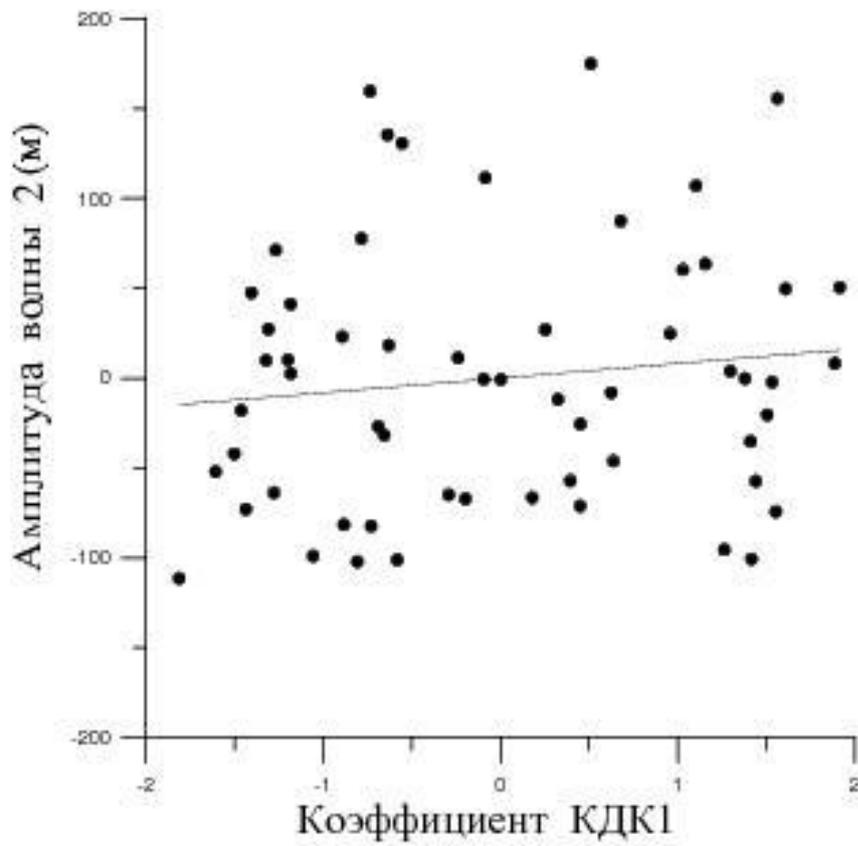


Рис. 3.1.4 Связь амплитуд СПВ2 и КДК1 в марте

На рисунках 3.1.1, 3.1.2, 3.1.3, 3.1.4 представлены корреляции стационарных планетарных волн($m=1$) с КДК1. Данные графики дают четкое понимание того, что фактически взаимосвязи между выбранными величинами нет. Очевидно, что прослеживается разница коэффициента корреляции в январе и марте (значения в январе превышают значения в марте). Стоит отметить, что наибольшая взаимосвязь наблюдается между амплитудой СПВ2 и КДК1.

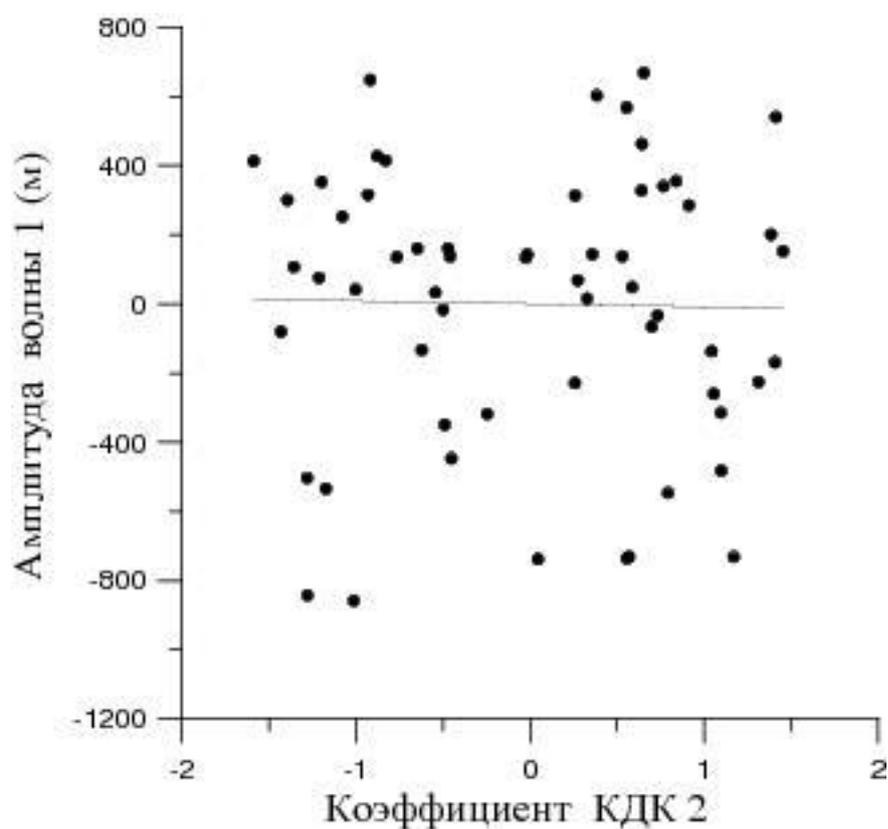


Рис.3.1.5 Связь амплитуд СПВ1 и КДК2 в январе

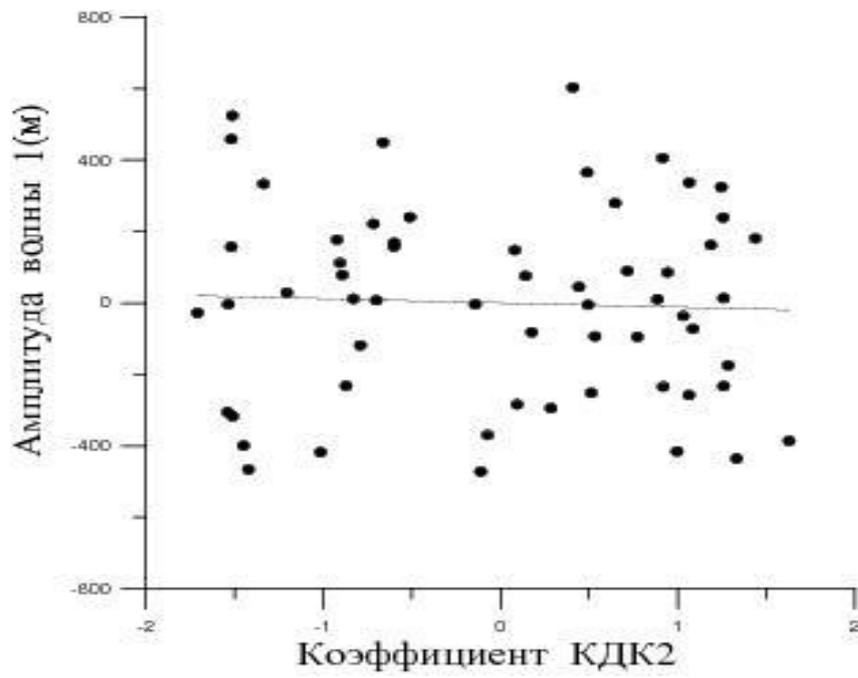


Рис.3.1.6 Связь амплитуд СПВ1 и КДК2 в марте

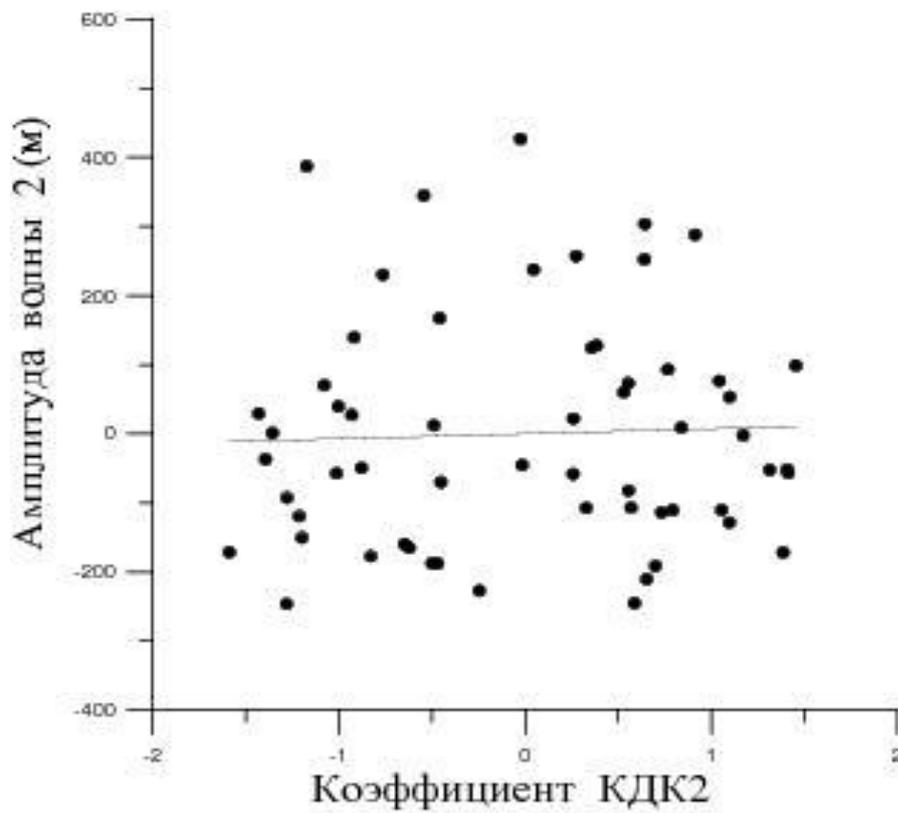


Рис.3.1.7 Связь амплитуд СПВ2 и КДК2 в январе

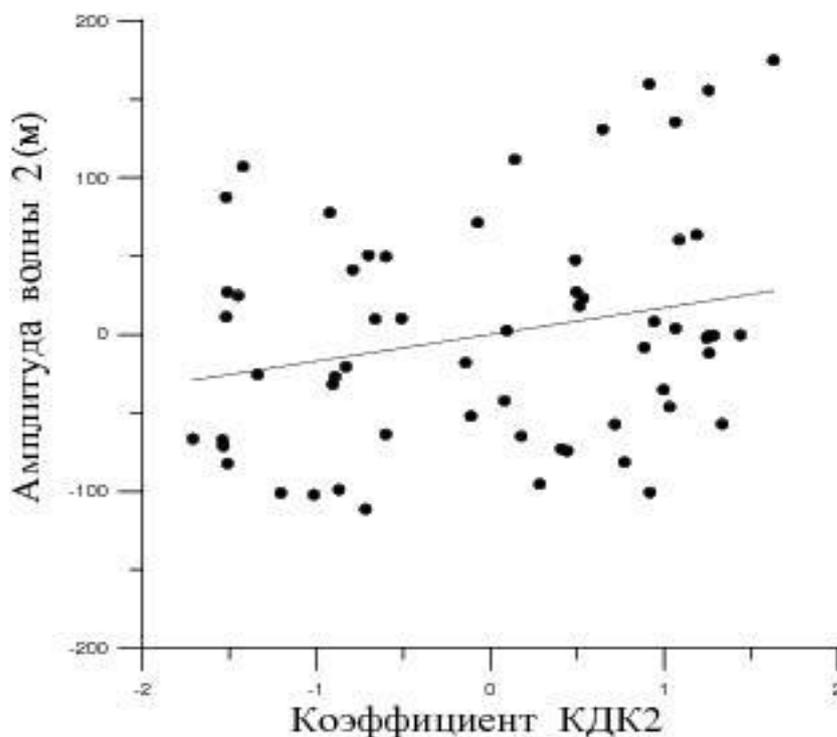


Рис.3.1.8 Связь амплитуд СПВ2 и КДК2 в марте

На рисунках 3.1.5, 3.1.6, 3.1.7 представлены корреляции стационарных планетарных волн ($m=1$, $m=2$) и КДК2, очевидно, что практически никакой связи между амплитудами стационарных волн и КДК нет. Однако на рисунке 3.1.8 связь прослеживается между амплитудой СПВ2 и КДК2.

Проанализировав графики можно отметить, что взаимодействие амплитуд стационарных планетарных волн с коэффициентами КДК минимально. Но при малых амплитудах(СПВ2) связь прослеживается, но не значительная. Из этого следует, что амплитуды стационарных планетарных волн не взаимодействуют с коэффициентами квазидвухлетними колебаниями.

3.2 СВЯЗЬ КДК С ДАТАМИ ВЕСЕННИХ ПЕРЕСТРОЕК

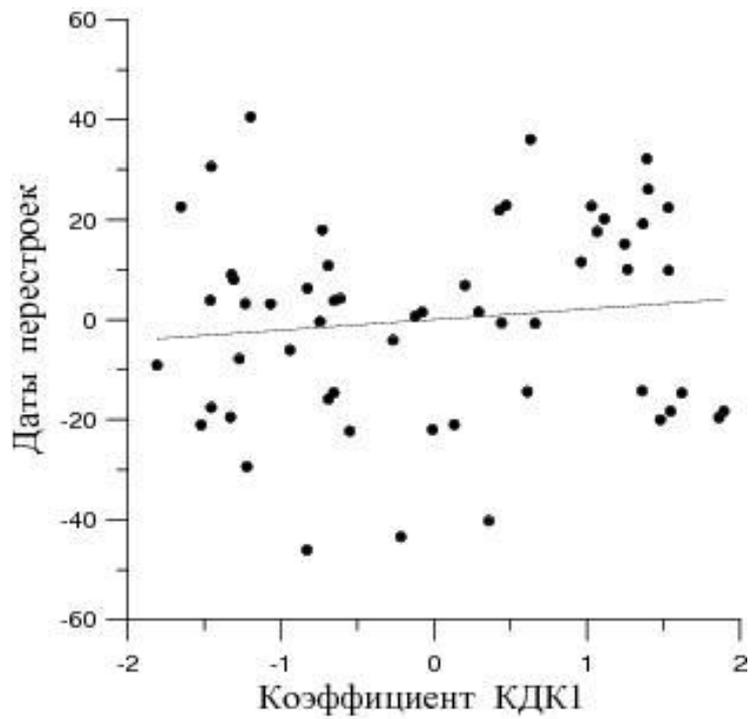


Рис.

3.2.1 Связь между коэффициентом КДК1 и датами весенних перестроек.

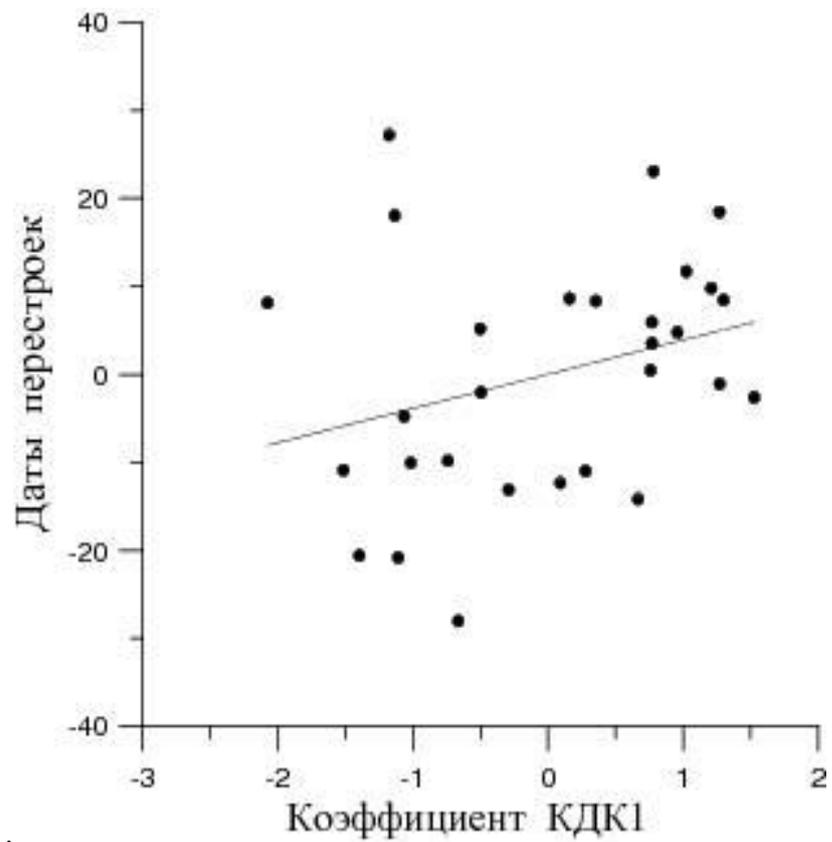


Рис. 3.2.2 Связь между коэффициентом КДК1 и поздними датами весенних перестроек.

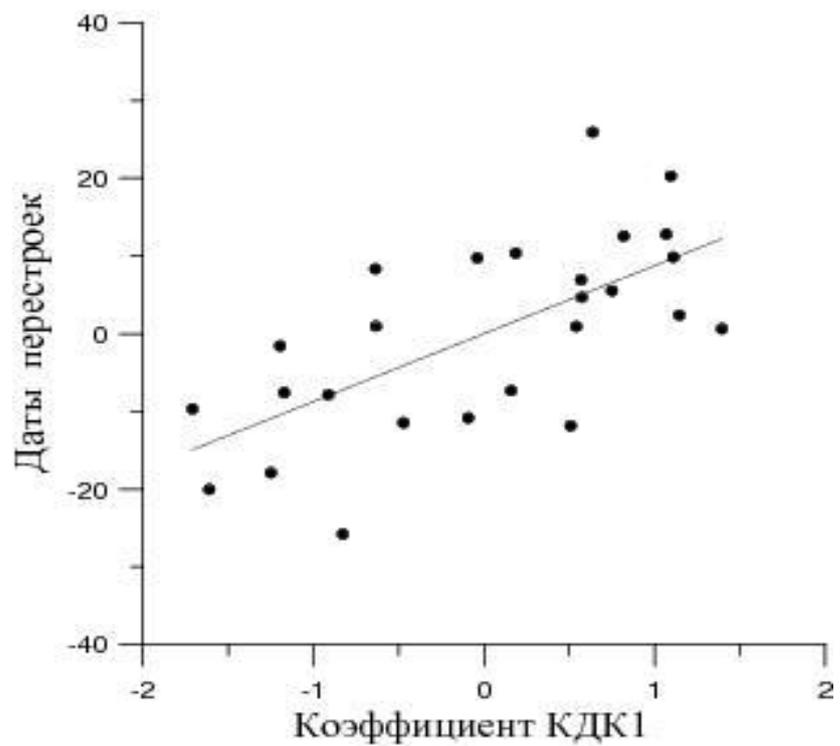
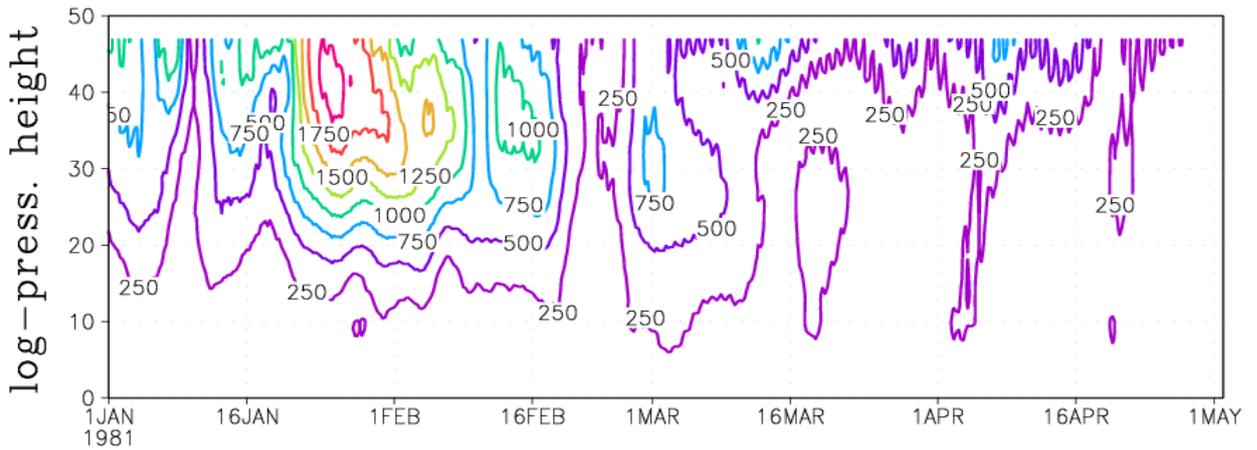


Рис. 3.2.3 Связь между коэффициентом КДК1 и поздними датами весенних перестроек с вычетом трех точек.

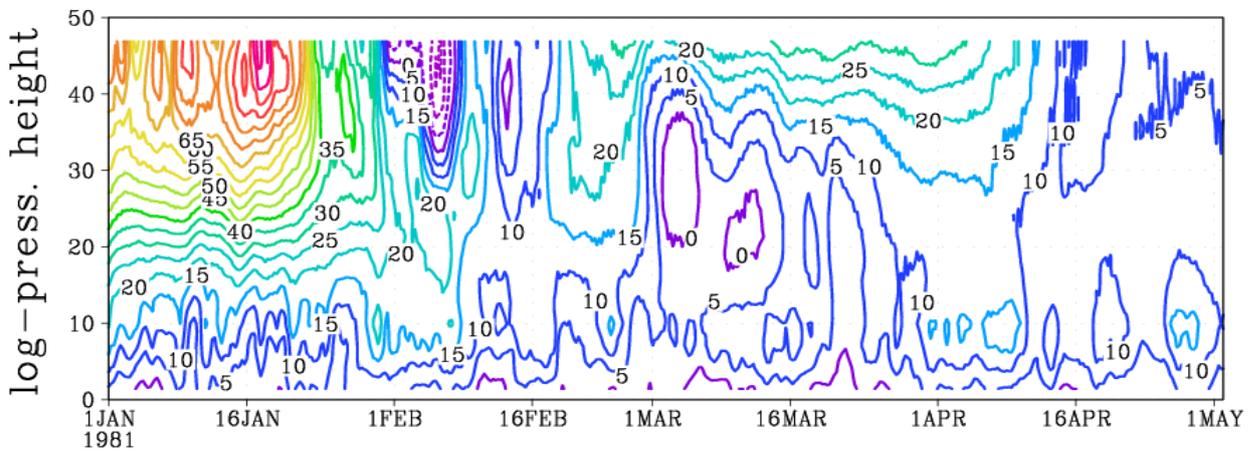
На рисунке 3.2.1 представлена корреляция коэффициента КДК1 и дат весенних перестроек.

Из-за сильных различий в датах перестроек связи между величинами не наблюдается. Для дальнейшего поиска корреляции даты весенних перестроек были поделены пополам на ранние и поздние, что изображено на рисунке 3.2.2. Становится очевидно, что коэффициент линейной корреляции начинает возрастать. На данном графике отчетливо видно, что из общей картины соответствия выделяются 3 точки (1962, 1981, 2009 года), которые в дальнейшем мы исключаем из анализа для подробного изучения причин таких отклонений от нормы.

Ampl. of PW1 in geopot. height (m) at 62.5N, JRA55



Mean zonal wind (m/s) at 62.5N, JRA55



Temperature (K) at 87.5N, JRA55

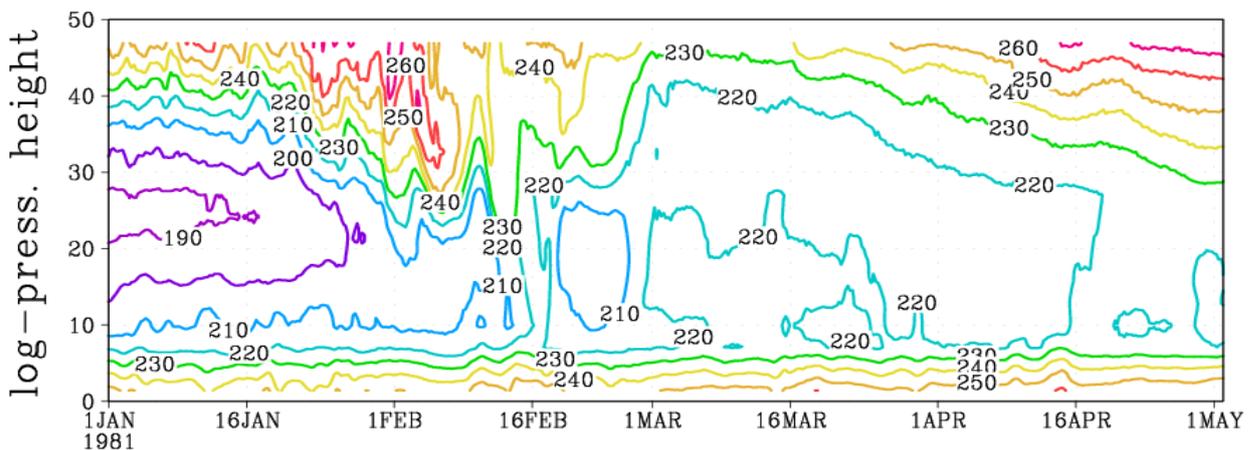


Рис.3.2.4 Распределение амплитуды СПВ1, зонального ветра и температуры с высотой.

Для пояснения действия, при котором были убраны 3 точки, представлен график 3.2.4. На нем показано распределение СПВ1, зонального ветра и температуры с высотой за период с начала января по конец мая 1981

года. На графиках не прослеживается весенняя перестройка зонального ветра, температуры. Следовательно, она была максимально поздней. А отсюда следует, что эти годы (1962, 1981, 2009), следует подробно изучить на предмет аномалий, которые влияют на процесс весенней перестройки. На рисунке 3.2.3 учтены все нюансы и можно заявить, что наблюдается хорошая корреляция, а, следовательно, КДК1 достаточно хорошо взаимодействует с ранними весенними перестройками. Коэффициент корреляции составляет почти 66%, что является лучшей взаимосвязью в проделанной работе.

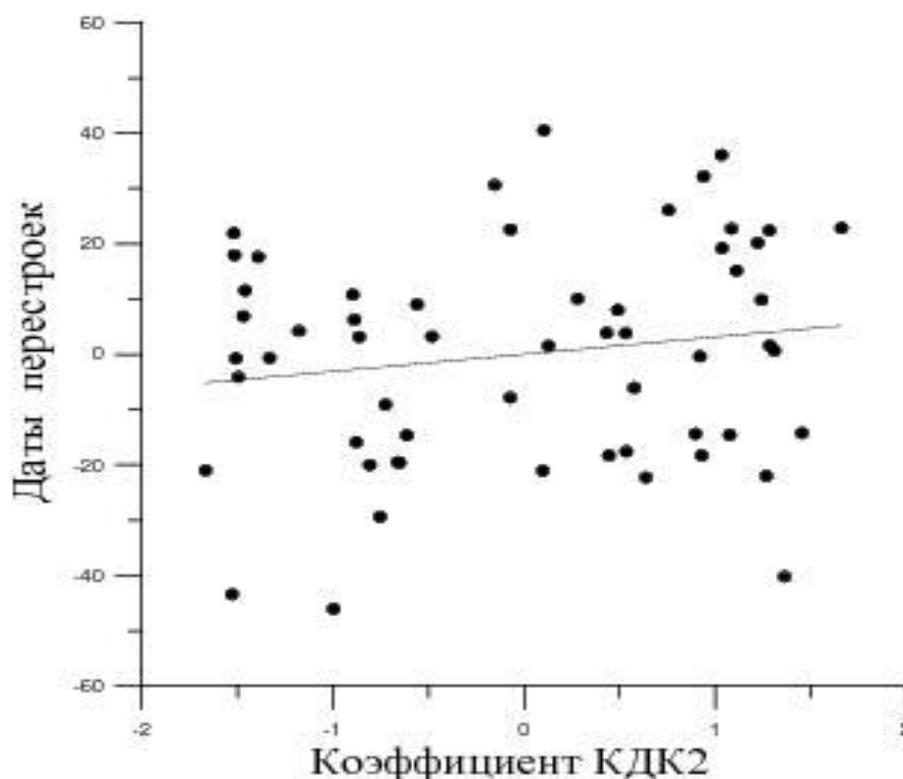


Рис. 3.2.5 Связь между коэффициентом КДК2 и датами весенних перестроек.

На рисунке 3.2.5 показано взаимодействие КДК2 с датами весенних перестроек. Как показывает график, корреляция присутствует, но слишком незначительная, из чего следует, что коэффициент КДК2 не взаимодействует с датами весенних перестроек.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение влияния фаз КДК на стратосферно-тропосферные динамические взаимодействия в высоких широтах Северного полушария, таких как стационарные планетарные волны, даты весенних перестроек способствует повышению качества прогностических данных. В свою очередь повышение качества прогнозов плодотворно влияет как на экономический сектор в целом, так и на комфортную жизнедеятельность населения. Безусловно, интерес к данной теме с каждым годом возрастает, что положительно сказывается на углублении знаний и пониманий динамического стратосферно-тропосферного взаимодействия.

Итогом проделанной работы является:

1. Квазидвухлетние колебания взаимодействуют с динамическими стратосферно-тропосферными процессами высоких широт Северного полушария
2. Квазидвухлетние колебания коррелируют значительно сильнее при малой амплитуде стационарных планетарных волн, но корреляция малозначимая.
3. Квазидвухлетние колебания хорошо взаимодействуют с поздними датами весенних перестроек, значительно хуже с ранними весенними перестройками.
4. Основное влияние на внетропическую стратосферу оказывает амплитуда КДК1

СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Hamilton, K., Observations of tropical stratospheric winds before World War II, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79, 1367–1371, 1998a
2. Palmer, C. E., The general circulation between 200 mb and 10 mb over the equatorial Pacific, *Weather*, 9, 3541–3549, 1954

Graystone, P., *Meteorological office discussion—Tropical meteorology, Meteorol. Mag.*, 88, 113–119, 1959

3. Reed, R. J., W. J. Campbell, L. A. Rasmussen, and R. G. Rogers, Evidence of a downward propagating annual wind reversal in the equatorial stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 66, 813–818, 1961
4. Ebdon, R. A., Notes on the wind flow at 50 mb in tropical and subtropical regions in January 1957 and in 1958, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 86, 540–542, 1960.
5. Ebdon, R. A., and R. G. Veryard, Fluctuations in equatorial stratospheric winds, *Nature*, 189, 791–793, 1961
6. Veryard, R. G., and R. A. Ebdon, Fluctuations in tropical stratospheric winds, *Meteorol. Mag.*, 90, 125–143, 1961
7. Angell, J. K., and J. Korshover, Quasi-biennial variations in temperature, total ozone, and tropopause height, *J. Atmos. Sci.*, 21, 479–492, 1964.
8. Wallace, J. M., General circulation of the tropical lower stratosphere, *Rev. Geophys.*, 11, 191–222, 1973
9. Dunkerton, T. J., Annual variation of deseasonalized mean flow acceleration in the equatorial lower stratosphere, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 68, 499–508, 1990
10. Wallace, J. M., and J. R. Holton, A diagnostic numerical model of the quasi-biennial oscillation, *J. Atmos. Sci.*, 25, 280–292, 1968

11. Booker, J. R., and F. P. Bretherton, The critical layer for internal gravity waves in a shear flow, *J. Fluid Mech.*, 27, 513–539, 1967.
12. Lindzen, R. S., and J. R. Holton, A theory of the quasi-biennial oscillation, *J. Atmos. Sci.*, 25, 1095–1107, 1968
13. Maruyama, T., Large-scale disturbances in the equatorial lower stratosphere, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 45, 196 –199, 1967
14. Wallace, J. M., and V. E. Kousky, Observational evidence of Kelvin waves in the tropical stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, 25, 900 –907, 1968a
15. Bretherton, F. P., Momentum transport by gravity waves, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 95, 213–243, 1969.
16. Holton, J. R., and R. S. Lindzen, An updated theory for the quasi-biennial cycle of the tropical stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, 29, 1076 –1080, 1972
17. Plumb, R. A., and A. D. McEwan, The instability of a forced standing wave in a viscous stratified fluid: A laboratory analogue of the quasi-biennial oscillation, *J. Atmos. Sci.*, 35, 1827–1839, 1978
18. Gray, L. J., and J. A. Pyle, A two-dimensional model of the quasi-biennial oscillation in ozone, *J. Atmos. Sci.*, 46, 203– 220, 1989
19. Dunkerton, T. J., Nonlinear propagation of zonal winds in an atmosphere with Newtonian cooling and equatorial waveliving, *J. Atmos. Sci.*, 48, 236 –263, 1991a
20. Dunkerton, T. J., The role of gravity waves in the quasibiennial oscillation, *J. Geophys. Res.*, 102, 26,053–26,076, 1997.
21. Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood, and L. Pfister (1995), Stratosphere-troposphere exchange, *Rev. Geophys.*, 33, 403 – 439, doi:10.1029/95RG02097
22. Pan, L. L., et al. (2007), Chemical behavior of the tropopause observed during the Stratosphere-Troposphere Analyses of Regional Transport experiment, *J. Geophys. Res.*, 112, D18110, doi:10.1029/2007JD008645.

23. Huesmann, A. S., and M. H. Hitchman (2001), The stratospheric quasibiennial oscillation in the NCEP reanalyses: Climatological structures, *J. Geophys. Res.*, 106(D11), 11,859 – 11,874, doi:10.1029/2001JD900031
24. Baldwin, M. P., et al. (2001), The Quasi-Biennial Oscillation, *Rev. Geophys.*, 39, 179 – 229, doi:10.1029/1999RG000073.
25. Labitzke, K., and H. van Loon, *The Stratosphere*, 179 pp., Springer-Verlag, New York, 1999.
26. Angell, J. K., and J. Korshover (1964), Quasi-biennial variations in temperature, total ozone and tropopause height, *J. Atmos. Sci.*, 21, 479 – 492, doi:10.1175/1520-0469(1964)0212.0.CO;2
27. Ribera, P., C. Pen˜a-Ortiz, R. Garcia-Herrera, D. Gallego, L. Gimeno, and E. Hern´andez (2004), Detection of the secondary meridional circulation associated with the QBO, *J. Geophys. Res.*, 109, D18112, doi:10.1029/2003JD004363.
28. Salby, M., and P. Callaghan (2005), Interaction between the BrewerDobson circulation and the Hadley circulation, *J. Clim.*, 18(20), 4303 – 4316, doi:10.1175/JCLI3509.1
29. Calvo, N., M. A. Giorgetta, and C. Pena-Ortiz (2007), Sensitivity of the boreal winter circulation in the middle atmosphere to the quasi-biennial oscillation in Maecham5 simulations, *J. Geophys. Res.*, 112, D10124, doi:10.1029/2006JD007844
30. Randel, W. J., F. Wu, and D. J. Gaffen (2000), Interannual variability of the tropical tropopause derived from radiosonde data and NCEP reanalysis, *J. Geophys. Res.*, 105(D12), 15,509 – 15,523, doi:10.1029/2000JD900155.
31. Shinya KOBAYASHI, Yukinari OTA, Yayoi HARADA, *The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics*, 5-6, 2015
32. Chen and Robinson, 1992; Perlwitz and Harnik, 2003
33. Канухина и др., 2007

34. Kanukhina et al., 2008
35. Holton and Mass, 1976
36. Погорельцев, 2007
37. Pogoreltsev et al., 2009
38. Charlton-Perez et al., 2008
39. Применение аппарата эмпирических ортогональных функций к анализу особенностей развития КДК, Ракушина, Погорельцев(2017)