



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

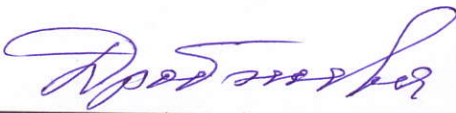
Кафедра метеорологических прогнозов

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(бакалаврская работа)

На тему Межгодовая климатическая изменчивость циркуляции атмосферы

Исполнитель Евсеева Татьяна Алексеевна
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель кандидат физико-математических наук
(ученая степень, ученое звание)
Анискина Ольга Георгиевна
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»
Заведующий кафедрой 
(подпись)

доктор физико-математических наук, доцент
(ученая степень, ученое звание)
Дробжева Яна Викторовна
(фамилия, имя, отчество)

«22» августа 2018 г.

Санкт-Петербург
2018

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
1 ОСНОВНЫЕ КОЛЕБАНИЯ СИСТЕМЫ ОКЕАН-АТМОСФЕРА.....	5
1.1 Явления Эль-Ниньо/ Ла-Нинья.....	5
1.2 Связь ЭНЮК с другими процессами	22
2 ЦИРКУЛЯЦИОННЫЕ ИНДЕКСЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В ИССЛЕДОВАНИИ.....	25
2.1 Индекс ЭНЮК MEI	Ошибка! Закладка не определена.
2.2 Индекс NAO.....	Ошибка! Закладка не определена.
2.3 Индекс АМО	29
3 ОПИСАНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ И АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ.....	Ошибка!
Закладка не определена.	
3.1 Эль-Ниньо/Южное колебание	Ошибка! Закладка не определена.
3.2 Северо-Атлантическое колебание....	Ошибка! Закладка не определена.
3.3 Атлантическое мультideкадное колебание	38
3.4 Спектральный анализ	Ошибка! Закладка не определена.
3.5 Вейвлет-анализ	Ошибка! Закладка не определена.
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	50
СПИСОК ИСПЛЬЗУЕМЫХ ИСТОЧНИКОВ.....	51
ПРИЛОЖЕНИЕ	53

ВВЕДЕНИЕ

Климатическая система планеты – наша среда обитание. Человека всегда интересовали изменения климата и его причины. С развитием науки и техники интерес возрастает, так как появляются новые возможности для изучения процессов, влияющих на изменения циркуляции атмосферы.

Актуальность исследования обусловлена тем, что циркуляционные процессы являются одним из наиболее важных климатообразующих факторов. В последнее время происходят значительные изменения в атмосфере, которые требуют изучения. Одна из характеристик, которая меняется - циркуляция.

Цель исследования: проанализировать изменения, происходящие в атмосфере с точки зрения различных индексов циркуляции.

Для достижения цели были поставлены следующие задачи:

1. Определить индексы, влияющие на циркуляцию в атмосфере;
2. Собрать банк данных;
3. Провести спектральный анализ индексов.

Структура работы. Работа состоит из введения, трех глав и заключения.

В первой главе рассматриваются процессы Эль-Нинья и Ла-Нинья, а также их влияние на Атлантическую мульти декадную осцилляцию (АМО), взаимосвязи с экваториальной атлантической модой (ЭАМ) и вариационные связи глобальной температуры поверхности океана с индексом АМО.

Во второй главе рассматриваются циркуляционные индексы Северо-Атлантического колебания (NAO), многомерной ЭНЮК индекс (MEI) и индекс Атлантической мульти декадной осцилляции (АМО).

В третьей главе проведены анализы временного хода индексов за каждый месяц. Приведены результаты квартильного, спектрального и

вейвлет анализов. В заключении обобщены результаты исследований и приведены выводы.

В качестве исходных данных в работе использовались данные индексов MEI, NAO, AMO, полученные с сайта NCEP/NCAR. Временной интервал исследования составил 68 лет (с 1950 по 2018 год).

1 ОСНОВНЫЕ КОЛЕБАНИЯ СИСТЕМЫ ОКЕАН-АТМОСФЕРА

1.1 Явление Эль-Ниньо/Ла-Нинья

В мировом океане наблюдаются аномальные явления, которые связаны с такими явлениями, как Эль-Ниньо и Ла-Нинья. Таким именем более века назад южноамериканские рыбаки нарекли повышение температуры поверхностных вод в Тихом океане, наблюдаемых каждый год в канун Рождества и простирающихся от острова Новая Гвинея к побережью Чили. Обычно поверхность океана здесь более холодная, чем в окружающих районах, что связано, в первую очередь, с перуанским течением и апвеллингом. В момент появления в период Рождества теплого течения, направленного на юг и способствующего опусканию холодных вод, количество питательных элементов в поверхностных водах сокращается, что приводит к снижению улова рыбы. Как правило, это течение не распространяется дальше северного Перу и развивается вплоть до марта-апреля месяца. Это явление оказывает больше влияние на климат и наносит большой ущерб экономике (засухи, наводнения, потери урожая, уменьшение улова рыбы, увеличение числа тропических циклонов). Обратный процесс является Ла-Нинья.

Эль-Ниньо и Ла-Нинья официально определены как длительные морские поверхностные температурные аномалии величиной большей, чем 0.5°C , пересекающие Тихий Океан в его центральной тропической части. Когда наблюдается условие $+0.5^{\circ}\text{C}$ (-0.5°C) продолжительностью до пяти месяцев, то это классифицируется как условие Эль-Ниньо (Ла-Нинья). Если аномалия сохраняется на протяжении пяти месяцев или дольше, то она классифицируется как эпизод Эль-Ниньо (Ла-Нинья). Последнее происходит с нерегулярными промежутками в 2-7 лет и, обычно, продолжается один или два года. В отдельные годы потепление, связанное с Эль-Ниньо может быть значительно более интенсивным, сохраняться в течение большого

промежутка времени и охватывать большие пространства. Вместо обычного охлаждения, наступающего в марте-апреле, поверхностные воды продолжают нагреваться, причем не только у берегов Перу и Эквадора, но также на большей части экваториального Тихого океана; температуры могут оставаться выше среднеклиматической нормы в течение года и более. Наиболее яркими явлениями последнего столетия были события 1957-58, 1972-73, 1982-83 и 1997-98 гг. В настоящее время ученые называют термином Эль-Ниньо именно эти исключительные явления, а не ежегодные потепления с амплитудой порядка 1-2 градусов.

Впервые объяснить механизм этого явления попытался Якоб Бьернес в 1966 году [6]. Он обнаружил, что аномальное потепление океана ассоциировано с Южным Колебанием, которое впервые отметил Гилберт Уокер в своих работах в 1924 году. Уокер обратил внимание на корреляцию между атмосферным давлением в двух барических системах над Тихим океаном. Одновременно с повышением давления в центре области высокого давления в районе острова Пасхи, наблюдается снижение давления в системе низкого давления над Индонезией и Северной Австралией, и наоборот. Для того чтобы количественно описать этот феномен, Уокер ввел индекс Южного Колебания (SouthernOscillationIndex- SOI). SOI представляет собой аномалии разности приземного давления между областью высокого давления на востоке Тихого океана (Таити) и областью низкого давления на западе Тихого океана (Дарвин). Аномалии рассчитываются по среднемесячным данным о приземном давлении относительно среднего SOI за весь период наблюдений. Таким образом, индекс является положительным, когда разность восток-запад выше нормы и отрицательным, когда она ниже нормы.

Интерес к Южному Колебанию со стороны метеорологов, занимающихся долгосрочным прогнозированием, был обусловлен тем, что его колебания имеют масштаб несколько лет и соответствуют существенным аномалиям температуры и осадков во многих районах земного шара. Еще Уокер, отмечал, что дожди летнего индийского муссона менее интенсивны в период

низкого индекса Южного Колебания и, напротив, обильны в период высокого индекса. Бьеркенс заметил, что явление ЭН также сопровождается пониженными значениями индекса: начальная стадия развития связана с началом падения индекса, а максимальная стадия достигается в период минимума SOI. Новые данные наблюдений подтвердили такую корреляцию. Так в 1972-73 гг., когда SOI достиг своего минимального значения за всю историю наблюдений, катастрофическая засуха поразила всю Индию, а в Калифорнии и на западном побережье Южной Америки наблюдались колоссальные наводнения. Те же события повторились в 1982-83 и 1997-98 гг. Теперь уже не вызывает сомнения тот факт, что последствия ЭН и ЮК распространяются далеко за пределы тропического Тихого океана. Не смотря на то, что мы не знаем пока еще причин Южного колебания, его связь с ЭН является очевидной, и может служить одним из ярких примеров взаимодействия между океаном и атмосферой. Таким образом, в настоящее время эти явления рассматривают только в совокупности, обозначая весь комплекс явлений термином ЭНЮК (от Эль-Ниньо –Южное Колебание).

В некоторых случаях непосредственно за явлением Эль-Ниньо следует явление Ла-Нинья, однако это наблюдается не систематически Ла-Нинья- это состояние океана, противоположное по характеру аномалий явлению Эль-Ниньо [5]. Оно характеризуется отрицательными аномалиями ТПО на востоке и в центре Тихого океана и более сильными пассатными ветрами вдоль экватора. Рассмотрим гипотезы, объясняющие природу явления Эль-Ниньо- Южное Колебание.

Бьеркнес [11] предложил следующую причинно-следственную последовательность событий. В период максимума индекса Южного Колебания (SOI), когда велика интенсивность пассатов, поверхность океана охлаждена, что не способствует потоку тепла из океана в атмосферу и препятствует развитию конвекции. За счет этого уменьшается вертикальный перенос масс и момента количества движения. Это, в свою очередь, уменьшает интенсивность циркуляции Гадлея и передачу момента

количества движения в субтропики. Ослабление ячейки Гадлея приводит к ослаблению пассатов. После того как достигается некоторый критический уровень скорости пассатов, вследствие уменьшения апвеллинга и замедления океанических течений, на востоке Тихого океана происходит рост ТПО, который приводит к падению приземного давления над этим регионом, уменьшению SOI и восточно-западного градиента температуры. Таким образом, рост ТПО приводит к ослаблению ячейки Гадлея за счет увеличения потока тепла от океана к атмосфере, развития конвекции и увеличение вертикального потока массы и момента импульса. Активизация ячейки Гадлея способствует передаче большого зонального момента количества движения в субтропики. Более интенсивная ячейка Гадлея благоприятна для интенсификации пассатов, которые, усилившись, стремятся вернуть ТПО к состоянию, предшествовавшему Эль-Ниньо.

Однако данная гипотеза, давая полезный пример действительности обратных связей, не подтверждается данными наблюдений. Дело в том, что изменчивость пассата у берегов Южной Америки относительно невелика и появление теплых поверхностных вод связано с комплексом эффектов, а не с одним лишь действием ослабления пассатов. Кроме того, поскольку масштаб изменчивости атмосферной циркуляции мал по сравнению с масштабом изменчивости циркуляции в океане, в этом случае появлением теплых вод у берегов Южной Америки и последующим усилением пассатов должно пройти очень мало времени, чего в действительности не наблюдается. В более поздних исследованиях было показано, что именно океан, обладающий большим временем приспособления, нежели атмосфера, представляет собой «память» системы и обеспечивает циклический характер колебаний.

Виртки [7] предложил сценарий развития явления, называемый «buildingup» или Тихоокеанские качели, в котором в качестве ключевого момента рассматривался период, предшествующий теплой фазе Эль-Ниньо. В течение этого периода интенсивность пассатов над экваториальном Тихом океане должна быть существенно выше климатической нормы. Это

аномально сильные ветры являются причиной более сильного наклона уровня океана и термоклина с запада на восток бассейна и вызывают соответствующую аккумуляцию более теплых вод в западной части экваториального Тихого океана. По мере ослабления пассата гравитационная сила не скомпенсирована больше взаимодействием ветра и приводит к смещению теплых вод в центр и на восток бассейна. Это объяснение является достаточно простым, однако не позволяет выявить причину ослабления пассатов. Более того, в данном сценарии ведущая роль в развитии процессов отводится атмосфере, без какого-то бы ни было обратного воздействия. Кроме этого по данным наблюдений Эль-Ниньо 1982-83 гг. было установлено, что начальной стадии Эль-Ниньо не всегда предшествует период более интенсивных пассатов и накопления воды в западной части Тихого океана, также как и период ослабления пассатов в восточной части Тихого океана.

Более совершенной гипотезой, наиболее логично объясняющей квази-циклический характер ЭНЮК, является гипотеза запаздывающего осциллятора. В рамках этой концепции теплые холодные эпизоды ЭНЮК рассматриваются как фазы самоподдерживающегося цикла. Поддерживающегося взаимодействием ТПО, приземного ветра и толщины верхнего слоя океана в тропиках Тихого океана.

Базируясь на линейных уравнениях динамики океана и атмосферы, была построена следующая модель явления ЭНЮК.

«Мотором» ЭНЮК является эволюция пассатов над Тихим океаном. Их локализация и интенсивность связаны с локализацией и интенсивностью субтропических антициклонов и экваториальной ложбины (внутритропической зоны конвергенции - ВЗК). Так как индекс Южного Колебания представляет собой разность давлений южно-тихоокеанского антициклона и области пониженного давления над Индонезией и Австралией, то он определяет еще и интенсивность пассатов. Чем выше значения индекса, тем больше разность давлений между востоком и западом

Тихого океана и тем интенсивнее пассат Южного полушария. Постоянное напряжение, создаваемое ветром, порождает в океане Южное экваториальное течение, которое способствует аккумуляции более теплых вод или, иначе говоря, заглубление термоклина. Так, если у побережья Южной Америки термоклин залегает на глубине около 20 метров (небольшим глубинам способствует подъем вод), то на западе Тихого океана он залегает на глубине 20 метров.

Ослабление пассата в западном Тихом океане или иногда даже замена его на экваториальные западные ветры (падение индекса ЮК) являются предвестниками ЭН: как только ветры перестают дуть на запад, теплые воды, накопленные в этом районе не могут удерживаться в прежнем состоянии и начинают перемещаться на восток, что приводит к подъему уровня океана в центре бассейна. Избыточная нагрузка, возникшая в океане, при уменьшении напряжения ветра исчезает за счет формирования в поверхностном слое океана волн Кельвина, которые распространяются на восток вдоль экватора (в пределах экваториального волновода $+/- 20^{\circ}$ широты), вплоть до берегов Южной Америки, достигая их приблизительно через 2 месяца. Волны Кельвина, во-первых, изменяют направление потоков в океане, а во-вторых, заглубляют термоклин в центре на востоке Тихого океана. В результате эти два процесса приводят к нагреву поверхностных вод, которые наиболее впечатляюще выглядят на востоке бассейна, где обычно термоклин располагается на небольшой глубине.

Кроме этого, потеплению способствует и воздействие со стороны атмосферы. Дело в том, что интенсивность апвеллинга в значительной степени контролируется действием на океан пассатных течений – юго-восточные пассаты Южного полушария увлекают поверхностные воды от материка, а им на смену снизу поднимаются более холодные водные массы. При уменьшении интенсивности пассата в период Эль-Ниньо, апвеллинг ослабевает, что способствует повышению ТПО.

Вне экваториального волновода поверхностное напряжение ветра вызывает изменения толщины поверхностного слоя в результате процесса известного под именем экмановской накачки. Этот процесс заключается в том, что циклоническая кривизна вектора напряжения способствует дивергенции водных масс на поверхности и, таким образом, вызывает восходящие движения воды, что уменьшает толщину верхнего слоя. Напротив, антициклоническая завихренность создает конвергенцию, нисходящие потоки водных масс и увеличение глубины термоклина. Во внеэкваториальных районах результирующее возмущение, называемое волной Россби, перемещается на запад от района возбуждения со скоростью, которая зависит от широты (значительно меньшей скорости волны Кельвина). В непосредственной близости от экватора волне Россби потребуется 9 месяцев для того, чтобы пересечь Тихий океан.

Достигнув восточной окраины бассейна, экваториальная волна Кельвина отражается в виде даунвеллинговой волны Россби (волны с заглубленным термоклином), которая распространяется на запад. Распространяющиеся на запад апвеллинговые волны Россби отражаются от западной границы бассейна, то есть от индонезийских берегов, и движутся на восток внутри экваториального волновода в виде волны Кельвина с противоположными характеристиками – мелким термоклином и низкой ТПО. Эти волны, достигнув восточной границы Тихого океана, приводят к понижению ТПО и поднятию термоклина. К этому моменту даунвеллинговая волна Россби, распространяющаяся на запад вне экваториального волновода и возникшая за счет отражения волн Кельвина от восточной границы бассейна, достигает побережья Индонезии и вызывает вновь повышение ТПО на западе бассейна. В результате цикл завершается, и система возвращается к нормальным условиям - более теплая вода на западе Тихого океана и более холодная – на востоке. Таким образом, внеэкваториальные волны Россби обеспечивают запаздывающую обратную, отрицательную связь, которая необходима для существования квазипериодического цикла ЭНЮК.

Схема запаздывающего колебания была первоначально предложена в работе [8], эти ученые акцентировали свое внимание на роли волн Россби вне экваториального волновода в обращении цикла ЭНЮК. Однако роль западной границы Тихого океана в отражении волн Россби до сих пор остается весьма спорной, в частности, она не подтверждается теоретическими исследованиями, рассматривавшими возможность отражения длинных экваториальных волн от западной границы бассейна.

Тем не менее, сценарий запаздывающего колебания имел определенный успех в последние годы. Это связано, в первую очередь, с успешным прогнозами явления ЭН с помощью численных моделей, для которых основные уравнения базируются на теории распространения длинных волн Кельвина и Россби [9], и применяется теория запаздывающего осциллятора с идеальным отражением волн на западной границе.

Однако, если в рамках данной модели было успешно предсказано явление ЭН в 1986-87 гг., то, к сожалению, воспроизвести последующие явления не удалось, что обнаружило существенные недостатки данной теории [10]:

1. Фундаментальный принцип взаимодействия, используемый в теории запаздывающего осциллятора, главным образом базируется на механизме асинхронного взаимодействия между океаном и атмосферой: это есть последовательность процессов в океане и атмосфере, которые возникают по очереди один вслед за другим. Если эта последовательность соблюдается, то возникает несогласованность во времени между скоростью распространения волн в океане с периодом колебания системы (от 2 до 10 лет). Теплая фаза Эль-Ниньо должна начать исчезать через 4-5 месяцев после того, как она появилась (время, которое необходимо апвеллинговой волне Россби, чтобы достигнуть западной границы бассейна, отразиться в виде волны Кельвина, пересечь Тихий океан и достигнуть побережья Южной Америки), а в действительности это занимает значительно больший промежуток времени. Вне экваториального волновода длинные волны Россби также

распространяются очень медленно, и, кроме того, в значительной степени диссипируют.

2. Данная теория постулирует идеальное отражение длинных волн на западной границе бассейна, чего в реальности не может наблюдаться, так как западная граница представлена группой островов.

Эйсберг и Ванг [11] дополнили теорию запаздывающего осциллятора. Они предложили механизм развития Эль-Ниньо, так же базирующихся на теории свободного распространения экваториальных волн, однако исключая отражение на западной границе бассейна. Используя подход Гилла [12] они показали, что в результате потепления поверхностных вод в Тихом океане в атмосфере возникают всплески западных ветров в районе экватора, которые возбуждают даунвеллинговую океаническую волну Кельвина. Одновременно это потепление вызывает восточные аномалии ветра по обе стороны от экватора, которые способствуют локальному подъему термоклина на западе Тихого океана. Возникающий меридиональный термический градиент, в свою очередь, способствует усилению восточных ветров вдоль экватора и возникновению апвеллинговой волны Кельвина (или целой цепочки волн), которая аннулирует эффект первоначальной волны с за углубленным термоклинном. Некоторые данные наблюдений за уровнем моря и ТПО в западном Тихом океане подтверждают данную теорию.

Недавние исследования [13] также позволили уточнить роль, которую играет западная граница Тихого океана в механизме запаздывающего осциллятора. Была разработана простая объединенная модель (модель «мелкой воды» для океана, в которой отсутствует верхний перемешанный слой, а атмосферной воздействие является аналитической функцией от меридиональной протяженности и реального «барьера», положение которого на экваторе зависит от локализации зоны конвергенции океанических течений относительно линии смены дат). Эта модель способна воспроизводить реальную изменчивость типа ЭНЮК при относительно слабом отражении на западной границе. Напротив, отражение на восточной

границе является необходимым для воспроизведения колебаний. Несмотря на то, что данная модель является концептуальной и включает лишь небольшую часть процессов, происходящих в системе океан-атмосфера, она демонстрирует важную роль зональной адвекции температуры поверхностными течениями в океане. В первоначальной же теории запаздывающего осциллятора зональная адвекция не была интегрирована в объединенную систему.

Одним из важных вопросов, на который до сих пор не найдено ответа, является вопрос о причинах, порождающих столь сильное разнообразие явлений Эль-Ниньо. А именно: их интенсивность, характер эволюции, продолжительность, пространственно-временные масштабы в значительной степени изменяются от явления к явлению.

С целью понять разнообразие явлений ЭНЮК, наблюдающихся в природе, а также возникающих в экспериментах на простых моделях океана-атмосферы и моделях общей циркуляции, был предпринят целый ряд теоретических исследований на базе сильно упрощенных моделей с достаточно грубой параметризацией. В результате этих исследований появилась гипотеза о том, что изменчивость типа Эль-Ниньо является неустойчивым колебанием средней климатической взаимодействующей системы океан-атмосфера.

Помимо изменения внутренних параметров системы океан-атмосфера на разнообразие Эль-Ниньо могут оказывать влияние медленные изменения климатической системы в тропиках. Например, медленные изменения среднего положения термоклина в экваториальных районах или изменения зональных и меридиональных градиентов температуры поверхности могут значительно изменять средние условия в тропическом Тихом океане. Такие изменения среднего состояния могут, в свою очередь, быть результатом декадных колебаний характеристик подповерхностного слоя океана, непосредственно влияющих на термоклин, а также антропогенное воздействие или просто радиационное воздействие на климат и ЭНЮК.

Как одно из объяснений декадной изменчивости характеристик Эль-Ниньо (период, предсказуемость) был предложен механизм медленного обмена на масштабах десятилетий между внетропическими и тропическими районами. В процессе данного обмена осуществляется медленная адвекция возмущений, характерных для вод умеренных широт, в тропики. В зимний период перемешанный слой в океане в субтропических районах Тихого океана является достаточно мощным (от 100 до 200 метров). С приходом весны, термоклин резко поднимается и в подповерхностном слое оказываются запертыми водные массы, сформированные зимней циркуляцией. Посредством океанической циркуляции эти водные массы впоследствии переносятся в другие районы в подповерхностном слое. Часть этих водных масс отправляется от экватора в центральную или западную часть Тихого океана. Эти воды включаются в циркуляцию (подповерхностное экваториальное течение, направленное на восток), определяющую положения экваториального термоклина. Далее в результате вертикальной адвекции они попадают на поверхность в восточных районах Тихого океана и могут оказывать влияние на температуру поверхности, то есть на процесс взаимодействия поверхности океана с атмосферой. Таким образом, водные массы субтропических широт могут потенциально оказывать влияние на изменения поведения ЭНЮК на масштабах десятилетий.

Несмотря на название - Эль-Ниньо-Южное колебание, характер этого явления не совсем похож на колебательный, а скорее напоминает последовательность отдельных явлений, характеристики которых далеко не всегда похожи. Спектр используемых индексов ЭНЮК (ТПО в районе Nino3 или индекс Южного Колебания) демонстрирует максимум на достаточно широком участке спектра от двух до десяти лет. Вейвлет-анализы данных индексов показывают, что период ЭНЮК может значительно меняться и на масштабах десятилетий. Так, например, в период с 1920 по 1960 года колебания периодом 2-3 года были выражены очень слабо, колебания с

периодом характерным для ЭНЮК были также слабо выражены или практически не существовали в период с 1920 по 1930 гг. Более того, палеоклиматический анализ показывает, что колебания периодом от 3 до 8,5 лет являются относительно недавними, то есть появились в районе 6000 лет назад. В последнее время были предприняты значительные усилия для того, чтобы понять природу аperiodичности явления Эль-Ниньо.

Были выдвинуты различные теории. В некоторых предпочтение отдается механизму медленного обмена (на масштабах от нескольких лет до десятилетий) между внетропическими и тропическими районами путем адвекции в океан водных масс с характерными для внетропических широт возмущениями. В других рассматривается роль декадной изменчивости пассатов в тропических широтах и, следовательно, на средноклиматическое состояние и моды изменчивости в тропиках.

Эль-Ниньо может рассматриваться как неустойчивая мода взаимодействующей системы океан-атмосфера в тропиках, в которой регулярные колебания являются самоподдерживающимися. В данном случае нелинейное взаимодействие между сезонным ходом и ЭНЮК могут делать поведение последнего хаотическим, которое будет характеризоваться непрерывным спектром на значительном интервале частот, окружающем характерную частоту данного явления.

Наконец, еще один подход, становящийся все более популярным в последнее время, рассматривает Эль-Ниньо как устойчивую моду, которая модифицируется взаимодействующей системой за счет высокочастотных атмосферных явлений. Эта высокочастотная изменчивость рассматривается как стохастическое возбуждение, ответственное за нерегулярное появление Эль-Ниньо.

Спорным вопросов теории ЭНЮК является вопрос о процессе, вызывающем развитие глобальной аномалии в океане и атмосфере. Основным недостатком концепций, представленных выше, является их неспособность объяснить в рамках своей теории механизм возникновения

явления. Нарушения в океане или атмосфере принимались в качестве начальных условий, однако механизм возникновения нарушения остается невыясненным.

В последнее время появилась широко исследуемая теория «всплесков западных ветров». Ее ключевым моментом является предположение о том, что «спусковым крючком» Эль-Ниньо, вызывающим начальную аномалию ветра на западном Тихом океане, может служить явление синоптического масштаба, называемое «западным всплеском». В западном Тихом океане с ноября по апрель периодически наблюдаются сильные западные ветры со скоростями от 5 до 15 м/с, которые в течение одной-трех недель нарушают восточный перенос. Это явление оказывает существенное воздействие на тепловой баланс поверхности и на динамику океана, в частности, оно приводит к иссушению и охлаждению воздуха непосредственно в районе сильных ветров, к уменьшению осадков и увеличению потока скрытого тепла в атмосферу, о чем свидетельствуют данные наблюдений. Кроме того, было обнаружено, что увеличение повторяемости западных всплесков коррелирует с уменьшением SOI, то есть приходится на период теплой фазы ЭНЮК. Механизм воздействия всплесков на атмосферу и океан рассматривается в работе [14]. Авторами предложена следующая концептуальная модель. В нормальных условиях циркуляция Уокера характеризуется активной конвекцией над районами высоких ТПО в области теплого языка в западном экваториальном Тихом океане. Слабым скоростям ветра соответствует влажный и прогретый приземный слой атмосферы. Если в системе возникает какое-либо возмущение (например, интенсивная фаза осцилляции Маддена и Джулиана), то увеличение вертикальных потоков тепла из пограничного слоя и интенсификация приземных турбулентных потоков способствует развитию возмущения. В развитой стадии сильные приземные ветры охлаждают поверхность океана, так как переносят влагу в смещающийся на восток район поверхностной конвергенции. Адвекция влаги извне в район наблюдаемой аномалии является необходимым условием для поддержания существования

аномалии. Таким образом, западные всплески представляют собой интенсивную западную аномалию ветра, способную генерировать пакет волн Кельвина, плюс они создают условия, необходимые для развития тёплой фазы ЭНЮК, а именно, смещают район приземной конвергенции воздуха, конвекции и осадков на центральные районы океана.

Некоторые теории предлагают варианты внеэкваториального воздействия на тропический океан и атмосферу, приводящего к возбуждению колебания типа ЭНЮК [15]. Барнетт в своей работе [16] показал, что изменения приземного ветра в Тихом и Индийском океанах являются когерентными, причем возмущения распространяются из района индийского муссона в направлении западного Тихого океана. Это подтверждает предположение о том, что азиатская климатическая изменчивость может влиять на Тихий океан и, таким образом, обеспечивать спусковой механизм ЭНЮК.

Лау и Чан [17] считают, что атмосферная неустойчивость может случайно возбуждаться атмосферными возмущениями, несвязанными с взаимодействием океана и атмосферы, например, усиленными западными ветрами, возникающими в результате межсезонной (40-50 дней) осцилляции в западном Тихом океане, известной под именем колебания Маддена-Джулиана; нарушениями, распространяющимися в тропические широты из умеренных районов; и изменчивостью, индуцированной межгодовыми изменениями влажности почвы и снежного покрова над континентами [18]. Дальнейшее развитие явления происходит в результате усиления возмущения за счет неустойчивого взаимодействия океана и атмосферы.

Таким образом, не смотря на достаточно достоверную теорию явления ЭНЮК, в ней есть целый ряд открытых вопросов, таких как: вопрос о спусковом механизме явления; о причинах изменения характера ЭНЮК; вопрос о пределах предсказуемости феномена и другие-которые еще предстоит исследовать.

Д.Ю. Гущина и Б. Девиэт [1] рассматривает причину зарождения Эль-Ниньо. И рассуждают следующим образом. Возникающая на западе

аномалия ветра, является толчком к развитию Эль-Ниньо. Согласно теории Экмана, аномалия вызывает конвергенцию вод у экватора, что приводит к подъему уровня мирового океана. Нижняя граница должна опуститься, для поддержания равновесия, что приводит к увеличению глубины термоклина. Из-за притока водных масс возникает отрицательная аномалия во внеэкваториальных районах. Далее аномалии распространяются в виде волн Кельвина на экваторе на восток и вне экватора в виде волн Россби на запад. Во время передвижения волны Кельвина на восток глубина термоклина увеличивается и вызывает увлечение температуры поверхностных вод наиболее сильно у берегов Южной Америки. Это связано с наличием апвеллинга, который сохраняется в условиях Эль-Ниньо, однако, немного ослабевает. В связи с заглублением термоклина, поднимающиеся воды имеют более высокую температуру, чем в нормальных условиях и охлаждения поверхностного слоя глубинными водами не наблюдается. Интенсивность апвеллинга контролируется действием пассатных течений, а так как при Эль-Ниньо пассаты ослабевают, то это способствует повышению температуры поверхности океана. Отразившись от берегов Южной Америки, волна Кельвина превращается в волну Россби и переносит положительную аномалию уровня океана на запад. Начальная волна Россби, с термоклинном расположенным близко к поверхности океана, наоборот, доходит до Индонезии, отражается в виде волны Кельвина и несет к Южной Америке отрицательную аномалию уровня океана. Когда она достигает восточных районов Тихого океана.

Таким образом, условием, необходимым для возникновения Эль-Ниньо является западная аномалия ветра в западном Тихом океане. Существует три типа возмущений внутрисезонного масштаба, которые могут ее создавать.

Циклоническая завихренность в районе экватора также может быть связана с колебанием Маддена-Джулиана. Колебания Маддена-Джулиана (MJO для Madden-Julian Oscillation) – это организованная структура конвекции в приэкваториальных районах, представляющая собой

чередование областей усиленной и подавленной конвекции. Колебания возникают над Индийским океаном и перемещаются до центра Тихого океана со средней скоростью 430 км/сутки. По пространству масштаб колебания Маддена-Джулиана составляют 12-20 тысяч км, а по времени- 30-60 дней.

Важно заметить, что МЮ представляет собой аномалию, как в поле ветра, так и в поле конвекции. Они могут развиваться как на фоне среднего западного потока (например, на востоке Индийского океана), тогда западные аномалии ветра будут проявляться в усилении западных экваториальных ветров, а восточные – в их ослаблении. Напротив, если МЮ смещается в районы, где господствует восточный пассатный перенос, то к западу от зоны усиленной конвекции будет наблюдаться ослабление пассата (западная аномалия ветра), а к востоку – усиление пассата (восточная аномалия ветра). Несмотря на то, что аномалии циркуляции, обусловленные МЮ, не меняют направления основного потока, а лишь модифицируют его, они создают области конвергенции и дивергенции скорости по потоку, которые формируют зоны конвергенции и дивергенции воздуха. В зонах конвергенции возникают восходящие движения и усиливаются конвективные процессы, а в зонах дивергенции нисходящие потоки приводят к разрушению облачности и подавлению конвекции. Пространственно-временные масштабы колебаний Маддена-Джулиана соответствуют масштабам океанической волны Кельвина, а связанные с ним западные аномалии ветра перемещаются с запада на восток, следовательно, могут генерировать и поддерживать волну Кельвина в океане. Безвихревые западные аномалии ветра в районе экватора связаны с экваториальными атмосферными волнами Кельвина. Это волны определенных пространственных и временных масштабов, существующие в непосредственной близости от экватора. Они распространяются в горизонтальном и вертикальном направлении. Теоретически волны являются решениями уравнений мелкой воды в тропической атмосфере. Реально существующие возмущения имеют

масштабы и скорости перемещения, близкие теоретическим оценкам, поэтому получили одноименные названия. Атмосферные волны Кельвина удовлетворяют условиям, необходимым для генерации волны в океане: они распространяются с запада на восток, имеют зональную протяженность до 15 тысяч км и продолжительность до 20 суток.

Так же, западные аномалии могут быть связаны с атмосферными и экваториальными волнами Россби. Они представляют собой цепочку чередующихся циклонов и антициклонов, движущихся в западном направлении. По масштабам они соответствуют масштабам океанических волн (зональная протяженность до 15 тысяч км, продолжительность от 15 до 50 дней). Волны Россби не перемещаются в восточном направлении, однако, максимум их интенсивности локализован в центре Тихого океана, поэтому они могут поддерживать океаническую волну Кельвина.

Эль-Ниньо делят на 2 типа: каноническое (или восточно-тихоокеанское – ВТ) и Модоки (или центрально-тихоокеанское – ЦТ).

С использованием индексов циркуляции Петросянца-Гущиной был исследован отклик средней зональной циркуляции и циркуляции в центрах действия атмосферы на каноническое и Модоки Эль-Ниньо. Показано, что интенсивность отклика средней зональной атмосферной циркуляции выше в период развития Эль-Ниньо Модоки по сравнению с каноническим. Однако пространственная структура отклика и характеристики его распространения имеют сходный характер: сигнал, возникающий в приэкваториальных и тропических широтах как отклик на аномалии ТПО в Тихом океане, со временем распространяется в более высокие широты и имеет волновую структуру. Отклик средней зональной циркуляции заключается в усилении западного переноса и ослаблении восточного как в тропических, так и во внетропических широтах. Так как отклик средней зональной циркуляции на два типа Эль-Ниньо имеет сходную структуру, для объяснения различий в аномалиях температуры воздуха и осадков, возникающих под влиянием ЭНЮК, проведен анализ аномалий региональной циркуляции. Анализ связей

аномалий температуры поверхности океана в период развития канонического и Модоки Эль-Ниньо с аномалиями циркуляции скорости ветра в различных регионах Земного шара показал, что в одних регионах циркуляционные аномалии в атмосфере предшествуют повышению температуры поверхности тропического Тихого океана, в других, напротив, аномалии ТПО вызывают изменения атмосферной циркуляции. В ряде регионов, преимущественно находящихся вблизи района локализации аномалий ТПО, максимальная связь отмечается непосредственно в период кульминации явления Эль-Ниньо, по мере удаления от тропиков Тихого океана временной сдвиг возрастает, но его зависимость от расстояния от очага Эль-Ниньо не линейна. Аномалии циркуляции в центрах действия атмосферы, возникающие как отклик на Эль-Ниньо, в Северном полушарии сопоставимы для двух типов Эль-Ниньо, в то время как в Южном полушарии циркуляционные аномалии более ярко выражены в годы Эль-Ниньо Модоки. При Эль-Ниньо Модоки в целом отклик в атмосферной циркуляции проявляется раньше, чем при каноническом. Причиной этого является различная локализация аномалий ТПО в период двух типов Эль-Ниньо: смещение области положительной аномалии поверхностных вод к западу, где процессы глубокой конвекции наблюдаются не только при Эль-Ниньо, но и в нормальных условиях, приводит к более быстрому появлению отклика в атмосфере, так как интенсивная конвекция способствует активному переносу тепла и влаги от нагретого океана в атмосферу.

1.2 Связь ЭНЮК с другими процессами

И.И. Мохов и Д.А. Смирнов в своей работе [2] анализируется взаимное влияние вариаций ЭНЮК и Атлантической долгопериодной (междесятилетней) осцилляцией (АМО) по эмпирическим данным за последние полтора столетия. В качестве исходных данных для индекса ЭНЮК была использована температура поверхности Тихого океана в

приэкваториальной зоне, а в качестве индекса АМО - температура поверхности в северной Атлантике. В результате исследования было выявлено, что ЭНЮК оказывает большее влияние на АМО. Обратное влияние менее значимо как для краткосрочных, так и долгосрочных эффектов.

С.С Козленко, И.И. Мохов, Д.А. Смирнов [3] провели анализ взаимосвязи ЭНЮК и экваториальной атлантической модой (ЭАМ), которая является аналогом ЭНЮК в Атлантическом океане. В качестве исходных данных для индекса ЭНЮК использовалась температура поверхности океана (ТПО) в областях NINO-3 и NINO-3,4 в Тихом океане. ЭАМ характеризовалась ТПО в области Atlantic-3 в Атлантическом океане. Для анализа взаимосвязи ЭНЮК и ЭАМ применялись методы нелинейного анализ причинности по Грейнджеру и моделирования фазовой динамики.

На основе анализ причинности по Грейнджеру с высокой достоверностью выявлено влияние ЭАМ на ЭНЮК по данным наблюдений. Время инерционности два месяца. Влияние ЭНЮК на ЭАМ не обнаружено.

Анализ фоновой динамики показал наличие взаимодействия ЭАМ на ЭНЮК на масштабах более 4 лет, причем ЭАМ оказывал также большее влияние.

Взаимодействие вариаций глобальной приповерхностной температуры (ГПТ) с процессами ЭНЮК и АМО в своей работе [4] рассмотрели И.И. Мохов и Д.А. Смирнов.

В качестве исходных данных использовались временные ряды среднемесячных аномалий температуры для периода 1870-2014 гг.

При анализе исходных данных для всего периода 1870–2014 гг. ($N = 1740$), характеризующих и наиболее долго периодную изменчивость, отмечено высокосignificant проявление воздействия ЭНЮК на ГПТ, а также воздействие ГПТ на АМО и ЭНЮК на АМО. Достаточно надежно фиксируется воздействие АМО на ГПТ, а АМО на ЭНЮК – слабо значимо. Воздействие ГПТ на ЭНЮК не выявлено. Таким образом, в рамках

используемых моделей можно сделать вывод о ведущем факторе ЭНЮК, сильнее влияющем на ГПТ, чем на АМО, о более слабой двунаправленной связи между ГПТ и АМО и слабых признаках воздействия АМО на ЭНЮК.

Анализ фильтрованных данных (с десятилетней и более быстрой изменчивостью) приводит в целом к подобным выводам, но все связи выявляются с большей достоверностью. Количественно наиболее сильным оказывается влияние ЭНЮК на ГПТ. Влияние АМО на вариации ГПТ становится высокосignимым. Более значимыми становятся выводы о наличии воздействий ГПТ и ЭНЮК на АМО и АМО на ЭНЮК. Воздействие ГПТ на ЭНЮК не выявлено и в этом случае.

Для среднегодовых значений исходных данных сильнее всего проявляется воздействие ЭНЮК на ГПТ и на АМО. Заметно воздействие АМО на ЭНЮК (больше, чем по среднемесячным данным), влияние АМО на ГПТ оказывается слабосignимым. По среднегодовым данным не проявляется воздействие ГПТ не только на ЭНЮК, но и на АМО. Результаты для фильтрованных среднегодовых данных в целом подобны, только связи несколько слабее, а влияние АМО на ГПТ не проявляется совсем. В целом при анализе связей по среднегодовым индексам закономерности аналогичны отмеченным по среднемесячным индексам, но при некотором уменьшении оценок связи АМО с ГПТ и увеличении оценок воздействия ЭНЮК на ГПТ и АМО.

2 ЦИРКУЛЯЦИОННЫЕ ИНДЕКСЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В ИССЛЕДОВАНИИ

2.1 Индекс ЭНЮК MEI

В данной работе для анализа влияния циркуляционных процессов на атмосферу был рассмотрен индекс MEI. Эль-Ниньо / Южное колебание (ЭНЮК) является наиболее важным океано-атмосферное явление, вызывающее глобальную изменчивость климата с временным масштабом несколько лет. Учитывая, что ЭНЮК возникает из-за сложного взаимодействия различных климатических систем, MEI рассматривается как наиболее комплексный показатель для мониторинга ЭНЮК, поскольку он сочетает в себе анализ нескольких метеорологических и океанографических величин. MEI определяется как первый главный компонент комбинации шести различных величин:

- давления на уровне моря,
- зональной и меридиональной составляющих приземного ветра,
- температуры поверхности моря,
- приземной температуры воздуха,
- облачности.

MEI рассчитывается по среднемесячным данным двенадцать раз в год. Часто используются осреднённые за два месяца значения: январь–февраль, февраль–март, март–апрель, и так далее.

Большие положительные значения MEI указывают на возникновение условий Эль-Ниньо, в то время как большие отрицательные значения указывают MEI возникновение условий Ла-Нинья.

В то время как другие индексы ENSO остаются фиксированными по пространству, MEI допускает географические вариации сезонных характеристиках. На рисунке 2.1 приводятся поля нагрузки MEI в течение 3

из 12 сезонов (апрель-май, август-сентябрь и декабрь-январь) в течение периода 1871-2005. Поверхность суши на рисунке 2.1 закрашены зеленым цветом.

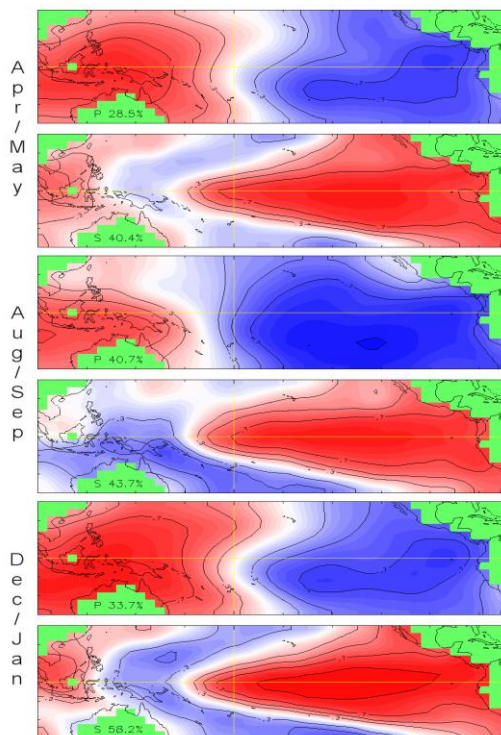


Рисунок 2.1 – Карта нагрузки индекса MEI

В любое время года давление на уровне моря (P) нагрузки показывают знакомую дипольную картину Южного колебания: аномалии высокого давления на западе и аномалии низкого давления на востоке соответствуют положительным значениям МЭИ или условиям Эль-Ниньо. В течение апреля-мая (верхний рисунок), широтное положение самых высоких нагрузок (или "центров тяжести", [12]) является самым северным (около экватора) для обоих полюсов ЮК, когда они являются самыми дальними от Таити и Дарвина, соответственно. Это сезон с самой низкой объясненной ЭНЮК дисперсией давления. Четыре месяца спустя (средний рисунок), самые высокие нагрузки сместились на юг к классическому положению диполя ЮК, когда общая объясненная ЭНЮК дисперсия в давлении достигает своего годового пика. В время бореальной зимы (нижний

рисунок) диполь давления показывает самую высокую симметрию восток-запад. По сравнению с первоначальным MEI, объясненная дисперсия этих двухмесячных полей выше во все сезоны, скорее всего, из-за предварительно отфильтрованного характера данных центра Хэдли.

Поле температуры поверхности моря является типичным признаком ЭНЮК. На рисунках заметен клин тёплого воздуха почти вдоль экватора от берегов Центральной и Южной Америки. К северу и юго-западу, подковообразная особенность отрицательных нагрузок указывает на хорошо известную тенденцию к противоположным аномалиям ТПО, которые наблюдаются к востоку от Австралии и к востоку от Филиппин [13], распространяясь в субтропики обоих полушарий. Эти отрицательные пики нагрузки наблюдаются северо-восточнее Австралии во время весенней волны (средний рисунок). Положительные нагрузки наиболее высоки во время бореального зимнего сезона (нижняя панель), и сосредоточены на экваторе между 180° и 100° з.д в течение года, всегда охватывая область Ниньо 3.4 (120° - 170° з.д, 50° с.ш- 50° ю.ш). Падение нагрузки от Галапагоса на восток до Южной Америки проявляется в бореальной зиме и весне (нижняя и верхняя панели, соответственно). Это согласуется с отсутствием сильной корреляции между прибрежными явлениями Эль-Ниньо [14] и распространением в масштабах всего рассматриваемого бассейна.

2.2 Индекс NAO

В данном исследовании для анализа влияния циркуляционных процессов на атмосферу был использован индекс NAO.

С Североатлантическим колебанием связывают характер преобладающей погоды в Северной Америке, Гренландии и Европе. В период, когда значения индекса высоки, наблюдается усиление субтропического максимума давления и углубление исландского минимума, что приводит к большим градиентам между этими атмосферными

образованиями и усилению ветров, несущих с Атлантического океана тёплый и влажный воздух в северную Европу, в то время как в Канаде и Гренландии преобладает сухая и холодная погода.

В период низких значений индекса интенсивность атмосферных образований ослабевает, интенсивность ветров уменьшается и направление их смещается в сторону Средиземноморья, где устанавливается тёплая, влажная погода. В северной Европе в этом случае наоборот преобладающей является сухая и холодная погода.

Есть основания полагать, что Северо-Атлантическое колебание оказывает влияние не только в пределах Атлантического океана, но, являясь частью глобальной циркуляции, имеет связь с колебаниями во всем северном полушарии.

NAO проявляет значительную межсезонную и межгодовую изменчивость, и продолжительные периоды (несколько месяцев) как положительных, так и отрицательных фаз. В зимнее время NAO также проявляет значительную многодекадную изменчивость [Hurrell 1995, Chelliah and Bell 2005]. Например, отрицательная фаза NAO доминировала с середины 1950-х годов до зимы 1978-79 года. В течение этого приблизительно 24-летнего интервала было четыре заметных периода продолжительностью не менее трех лет, в каждом из которых отрицательная фаза была доминирующей, а положительная фаза заметно отсутствовала. На самом деле, за весь период положительная фаза наблюдалась в среднем за сезон только три раза, и никогда не появлялась за два года подряд.

Затем в течение зимы 1979-80 гг. произошел резкий переход на повторяющиеся положительные фазы, при этом атмосфера оставалась закрытой в этом режиме в течение зимнего сезона 1994-95 гг. В течение этого 15-летнего интервала, существенная отрицательная фаза картины появилась только дважды, зимы 1984-85 и 1985-86. Однако ноябрь 1995 года, февраль 1996 года характеризовался возвращением к сильной отрицательной фазе NAO. Халперт и Белл [Halpert and Bell (1997; their section 3.3)] недавно

зафиксировали условия, сопровождающие этот переход к отрицательной фазе NAO.

2.3 Индекс АМО

Атлантическое мульти-декадное колебание (АМО) представляет собой долгопериодное изменение температуры поверхности Северной части Атлантического океана, с холодными и теплыми фазами, длительность которых составляет 20-40 лет, а разница температур между экстремумами – 1 град. АМО оказывает влияние на температуру воздуха и интенсивность осадков на большей части Северного полушария, на территории, как Северной Америки, так и Европы. Это влияние проявляется в изменении частоты засух и интенсивных ураганов в Атлантике. В период теплой фазы АМО число тропических штормов, по интенсивности достигающих уровня ураганов, значительно больше по сравнению с холодной фазой. Частота более слабых штормов не столь зависима от АМО. Однако, число слабых штормов, с интенсивностью близкой к ураганной, значительно увеличивается.

Модели взаимодействия океана и атмосферы показывают, что цикл АМО включает изменение циркуляции (север-юг) и переворот водных масс и тепла в Атлантическом океане. Подобные изменения в циркуляции наблюдались в ледниковые периоды, однако, в случае АМО эти изменения более тонкие (менее уловимые). Теплое течение Гольфстрим вдоль восточного побережья США является частью атлантической циркуляции. Когда «переворотная» циркуляция ослабевает, температура в Северной Атлантике понижается.

3 ОПИСАНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ И АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

3.1 Эль-Ниньо/Южное колебание

Эль-Ниньо/Южное колебание (ЭНЮК) является наиболее важным в сочетании океан-атмосфера-явление, а также возможной причиной изменчивости глобального климата на межгодовых временных масштабах.

Для описания интенсивности ЭНЮК существует много индексов. Один из самых востребованных – многомерной ЭНЮК индекс, сокращенно MEI, рассчитан на основе метода, используемого для оценки Эль-Ниньо/Южное колебание (ЭНЮК). Учитывая, что ЭНЮК возникает из сложного взаимодействия различных климатических систем, MEI рассматривается как наиболее комплексный показатель для мониторинга ЭНЮК, поскольку он сочетает в себе анализ нескольких метеорологических и океанографических величин. MEI определяется как первый главный компонент комбинации шести различных величин:

- давления на уровне моря,
- зональной и меридиональной составляющих приземного ветра,
- температуры поверхности моря,
- приземной температуры воздуха,
- облачности.

MEI рассчитывается по среднемесячным данным двенадцать раз в год. Часто используются осреднённые за два месяца значения: январь–февраль, февраль–март, март–апрель, и так далее.

Большие положительные значения МЭИ указывают на возникновение условий Эль-Ниньо, в то время как большие отрицательные значения указывают МЭИ возникновение условий Ла-Нинья.

Для исследования в данной работе значения индекса МЭИ были получены с сайта NCEP/NCAR <https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei.ext/>. Временной интервал исследования 1950-2018 год.

Сначала был проанализирован временной ход осреднённого за два месяца индекса МЭИ, которые представлены в Приложении А на графиках А.1-А.6. Анализируя временной ход, можно отметить, что изменения довольно хаотичны. Выделить можно летние месяцы – отрицательные значения индекса после 1980-х годов почти отсутствуют. Также обратим внимание, что в 1980 году значение индекса за каждый месяц имеет положительное значение. Графики приведены на рисунке 3.1.

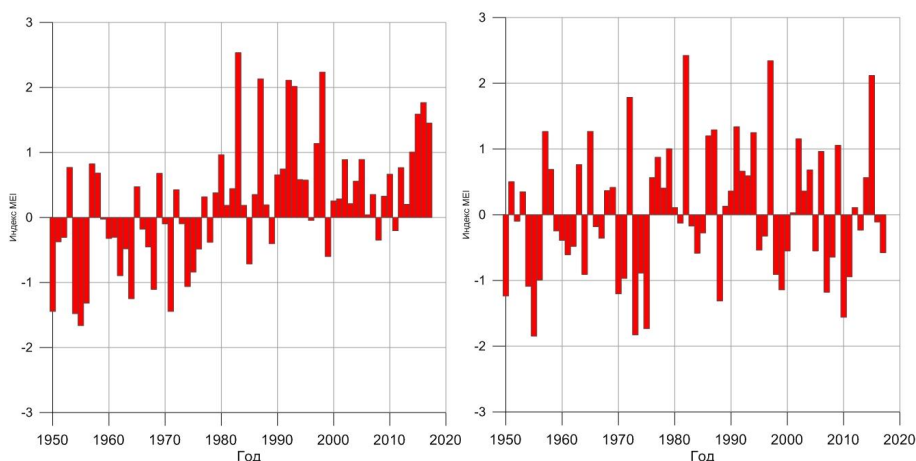


Рисунок 3.1 – Временной ход индекса МЭИ за апрель-май (слева) и ноябрь-декабрь (справа)

Далее были проанализированы экстремальные значения индекса MEI – определены максимальные и минимальные значения для каждого месяца в период с 1950 по 2018 гг. Для этого была написана программа на языке высокого уровня FORTRAN-90. Экстремальные значения индекса МЭИ представлены на графиках рисунка 3.2. Максимальные значения, как показывает анализ, относятся к 1997 и 1982-83 гг. Именно в эти годы были зафиксированы мощные фазы Эль-Ниньо. Самым сильным за весь период наблюдений было Эль-Ниньо 1997-1998 годов. Оно вызвало самый мощный за всю историю метеорологических наблюдений ураган, пронесшийся над странами Южной и Центральной Америки. Ураганный ветер и ливни смели сотни домов, были затоплены целые районы, уничтожена растительность. В Перу в пустыне Атакама, где дожди вообще случаются один раз в десять лет,

образовалось огромное озеро площадью в десятки квадратных километров. Необычно теплая погода была зарегистрирована в Южной Африке, на юге Мозамбика, Мадагаскаре, а в Индонезии и Филиппинах царил небывалая засуха, приведшая к лесным пожарам. В Индии фактически не было обычных муссонных дождей, тогда как в засушливом Сомали количество осадков значительно превышало норму. Общий ущерб от стихии составил около 50 миллиардов долларов.

Эль-Ниньо 1997-1998 годов существенным образом повлияло на среднюю глобальную температуру воздуха Земли: она превысила обычную на 0.44°C . В том же 1998 году на Земле была отмечена самая высокая средняя годовая температура воздуха за все годы инструментальных наблюдений.

Минимальные значения наблюдаются в 1971, 1974, 1955 и 2010 годах. Самые минимальные значения зафиксированы в летнее время. Явления Ла-Нинья 1955, 1974 и 2010 относятся к самым сильным за всю историю. Экстремумы наблюдаются в ноябре (max) и июне (min) для Эль-Нинья. Хотя, примерно 70% ЭН начиналось в мае, июне, июле, причем на май приходится большинство самых продолжительных явлений. Для Ла-Нинья в мае (max) и июне (min). В эти месяцы существует большая вероятность появления эффекта ЛН, чем в зимние.

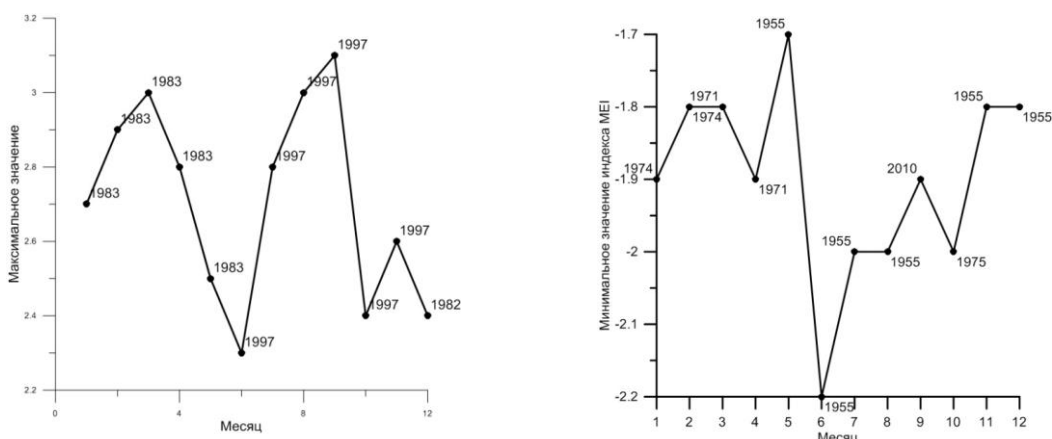


Рисунок 3.2 – Значения экстремальных индексов MEI. Нанесены года экстремальных значений индекса МЭИ с 1950 по 2018 гг.

Далее для анализа изменчивости и экстремальности индекса МЭИ был проведён квартильный анализ. Квартили предоставляют важную информацию о структуре ряда какого-либо признака. Вместе с медианой они делят ряд на 4 равные части. Квартилей два, их обозначают символами Q, верхняя и нижняя квартиль. 25% значений меньше, чем нижняя квартиль, 75% значений меньше, чем верхняя квартиль. Квартили позволяют оценить наличие экстремальности в значениях анализируемых индексов.

Для расчёта квартилей надо поделить вариационный ряд медианой на две равные части, а затем в каждой из них найти медиану.

Из графика представленного на рисунке 3.3 видим, что максимальные значения верхнего и нижнего квантиля приходятся на летний период, а к зимнему понижается. Действительно, примерно 70% ЭН начиналось в мае, июне, июле, причем на май приходится большинство самых продолжительных явлений.

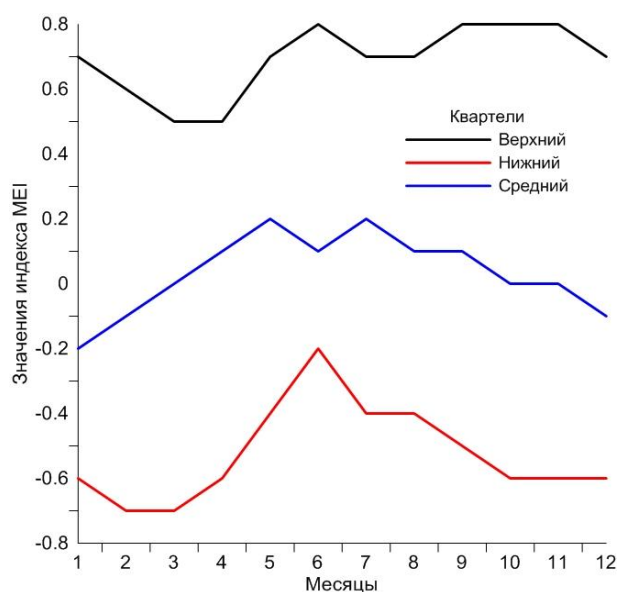


Рисунок 3.3 – Верхний и нижний квартили, медиана

Средняя ситуация в атмосфере связана со средними значениями индекса. Из графиков рисунка 3.3 видно, что средняя, с точки зрения ЭНЮК, ситуация в зимние месяцы связана с меньшими значениями индекса, а в летние с наибольшими. Для летних индексов больше характерных

положительные значения (Эль-Ниньо), для зимних отрицательные (Ла-Нинья).

Таким образом, делая вывод о полученной информации с помощью индекса МЭИ, можно сказать, что, действительно, большие значения индекса в определенные годы совпадали с наличием явления Эль-Нинья, а наименьшие значения с явлением Ла-Нинья.

3.2 Северо-Атлантическое колебание

С Североатлантическим колебанием связывают характер преобладающей погоды в Северной Америке, Гренландии и Европе. В период, когда значения индекса высоки, наблюдается усиление субтропического максимума давления и углубление исландского минимума, что приводит к большим градиентам между этими атмосферными образованиями и усилению потоков, несущих с Атлантического океана тёплый и влажный воздух в северную Европу, в то время как в Канаде и Гренландии преобладает сухая и холодная погода.

В период низких значений индекса интенсивность атмосферных образований ослабевает, интенсивность переноса уменьшается, и направление их смещается в сторону Средиземноморья, где устанавливается тёплая, влажная погода. В северной Европе в этом случае наоборот преобладающей является сухая и холодная погода.

Есть основания полагать, что Северо-Атлантическое колебание оказывает влияние не только в пределах атлантического океана, но, являясь частью глобальной циркуляции, имеет связь с колебаниями всего северного полушария.

Атлантический и Тихий океаны имеют много общего с точки зрения распределения метеорологических и океанологических характеристик, вследствие чего масштабы и характер изменчивости этих двух океанов также весьма сходны. На самом деле и средние климатические условия в этих двух

океанах также обнаруживают многие общие черты. Различия обусловлены тем, что Атлантический океан имеет значительно меньшую зональную протяженность, что влечет за собой различия в формировании динамики подповерхностного слоя океана в районе экваториального волновода, а также значительно увеличивает влияние прилегающих континентов на формирование режима в океане. В особенности форма побережья западной Африки и, в частности Гвинейский залив, сильно отличаются от западного побережья Южной Америки. Это приводит к развитию в Атлантике муссонной циркуляции в районе Гвинейского залива. Несимметричность бассейна Атлантического океана, обусловленная несимметричностью прилегающих континентов (Бразилия и западная Африка), влечет за собой несимметричность океанических и метеорологических условий.

Наличие сходных характеристик в климатических системах Атлантики и Тихого океана в тропиках обуславливает развитие сходных механизмов климатической изменчивости. Например, неудивительно, что в Атлантике обнаружено явление, похожее по характеру эволюции на Эль-Ниньо в Тихом океане. В то же время, наличие большого числа специфических особенностей в тропической Атлантике приводят к тому, что внутренняя изменчивость в данном бассейне является более сложной, чем в тропическом Тихом океане, так как она не определяется только межгодовой изменчивостью, а представляет собой сумму колебаний различных масштабов.

В качестве индекса NAO рассматриваем разницу высоты поверхности 500 гПа между пунктами в Исландии (64° с. ш., 24° з. д.) и вблизи Азорских островов (39° с. ш., 24° з. д.) за зимне-весенний период.

С сайта NCEP/NCAR (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml>) были получены среднемесячные значения индекса NAO. Временной интервал исследования с 1950 по 2018 гг.

Были построены графики временного хода значения NAO за каждый месяц, которые представлены на графиках 3.7-3.12 в Приложении А. Можно

выделить ход индекса в зимние месяцы, т.к в них почти отсутствуют отрицательные значения после 1990-х годов. Графики приведены на рисунке 3.4. При этом очень значительные отрицательные значения наблюдались в 2010 году. Также обратим внимание, что в 1980 году индекс всегда имеет отрицательное значение.

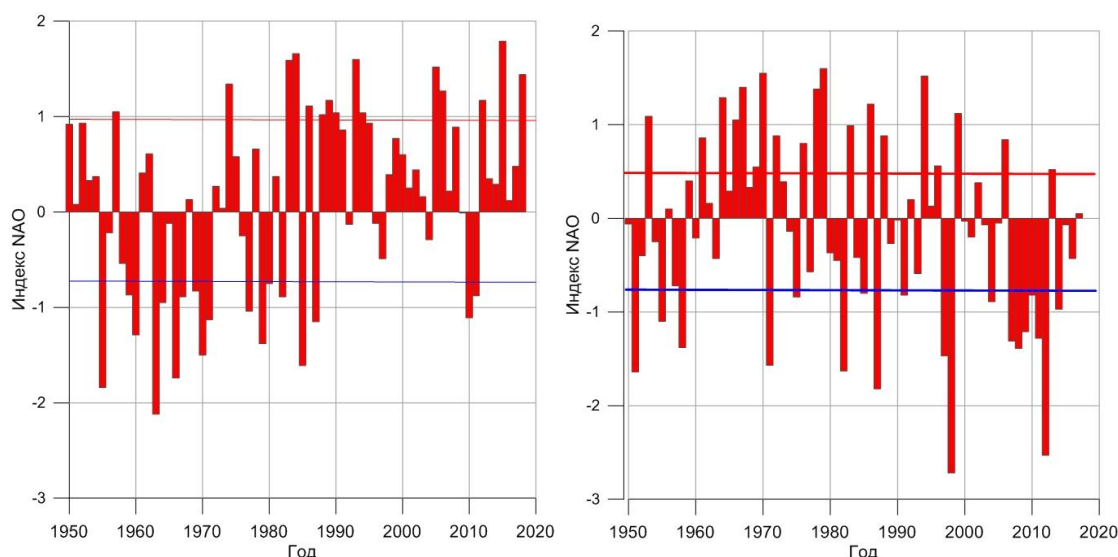


Рисунок 3.4 – Временной ход индекса NAO за январь (слева) и июнь (справа)

На рисунках отмечен верхний (красный цвет) и нижний (синий цвет) квартили.

В летние месяцы при общей хаотичности наблюдаются очень часто значения выше (ниже) верхнего (нижнего) квартиля. В зимние месяцы превышения значений верхнего квартиля заметны только после 1980 года. Значит можно считать, что есть связь с наблюдаемым в последние десятилетия глобальным потеплением.

Кроме этого, до 1980 года происходила смена года с отрицательным/положительным индексом годом положительным/отрицательным индексом. После 1980 года несколько лет подряд сохраняется индекс одного знака. Например, на рисунке 3.4 видно, что с 1988 по 2005 год была одна фаза NAO.

Далее были проанализированы экстремальные значения индекса NAO за каждый месяц с 1950 по 2018 г. с помощью программы FORTRAN-90, которая представлена в Приложении Б. Как видно из рисунка, максимальные значения в зимние месяцы 1965, 2017, 2009, 1979, 1998 гг. Абсолютный максимум наблюдается в ноябре 1965 года. В эти годы не наблюдались мощные фазы Эль-Нинья или Ла-Нинья. Минимальные значения индекса зафиксированы в летний период 2017, 1998, 1993, 1980 гг. Также можно заметить, что все экстремальные значения наблюдаются после 1980 года, с которым связано глобальное потепление.

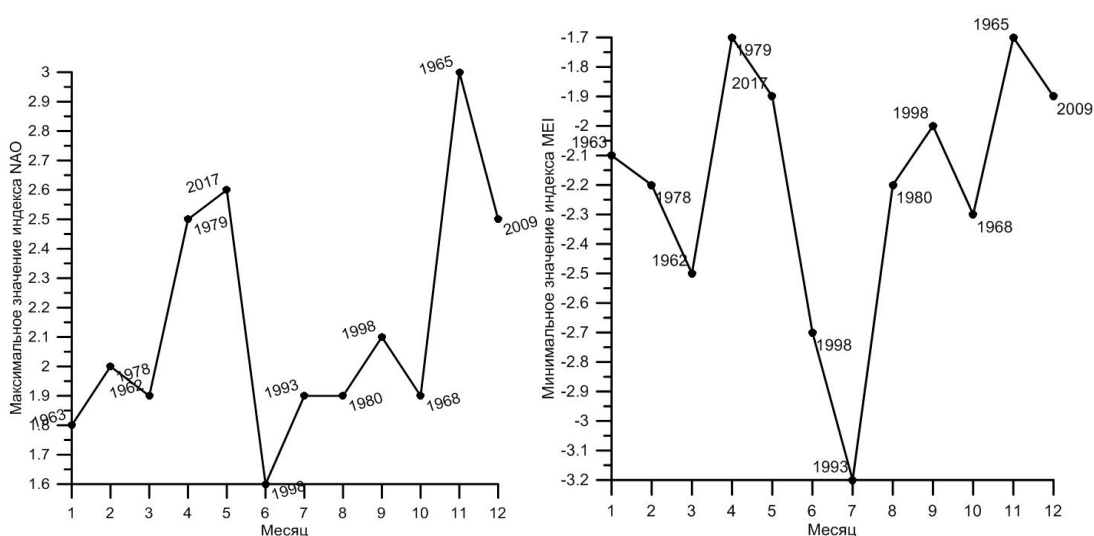


Рисунок 3.5 – Максимальные (слева) и минимальные (справа) значения индекса NAO с 1950 по 2018 гг.

Далее для анализа изменчивости и экстремальности индекса NAO был проведен квартильный анализ. Как видно из графика, приведённого на рисунке 3.6, верхний квартиль к зимним месяцам увеличивается, а к летним – понижается. Такая же тенденция наблюдается и у среднего значения. Нижний квартиль имеет хаотичное распределение, однако в летний период значения остаются постоянными.

Анализ графика позволяет сделать вывод о том, что в октябре чаще всего наблюдаются минимальные значения индекса NAO, а максимальные значения характерны для января и февраля.

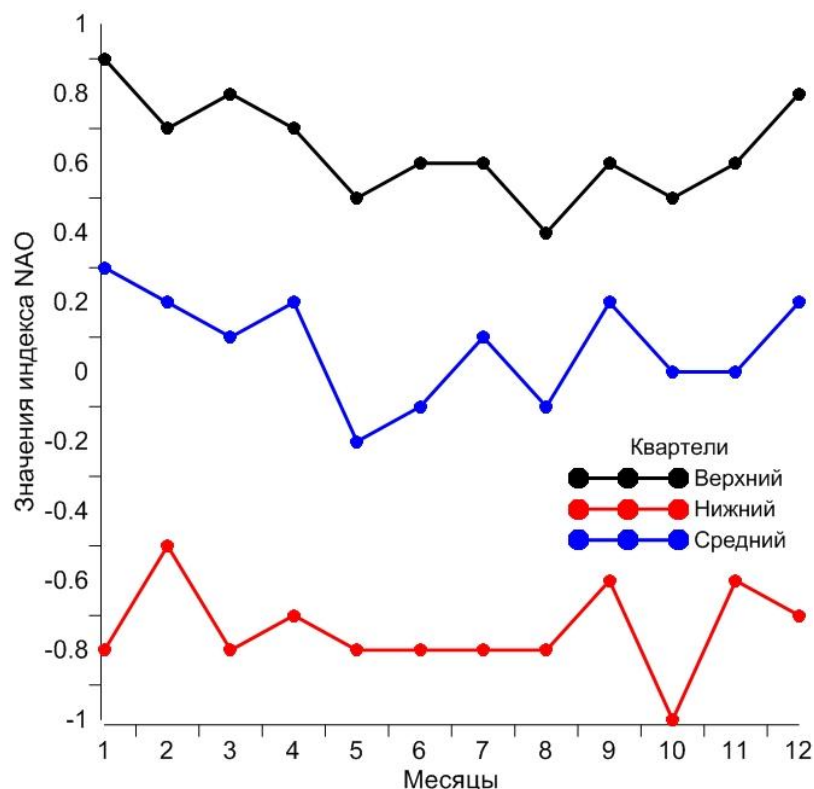


Рисунок 3.6 – Верхний, нижний квартили и медиана индекса NAO

Если сравнивать года экстремального значения индекса NAO с годами экстремальных значений индекса MEI и ЭНЮК, то можно отметить, что корреляция между аномалиями в Атлантическом океане и эффектом Эль-Ниньо или Ла-Нинья почти отсутствует.

3.3 Атлантическое мультидекадное колебание

Атлантическое мульти-декадное колебание (АМО) представляет долгопериодное изменение температуры поверхности в Северной части Атлантического океана, с холодными и теплыми фазами, длительность которых составляет 20-40 лет, а разница температур между экстремумами – 1 град. АМО оказывает влияние на температуру воздуха и интенсивность осадков на большей части Северного полушария, на территории, как Северной Америки, так и Европы. Это влияние проявляется в изменении

частоты засух и интенсивных ураганов в Атлантике. В период теплой фазы АМО число тропических штормов, по интенсивности достигающих уровня ураганов, значительно больше по сравнению с холодной фазой. Частота более слабых штормов не столь зависима от АМО. Однако, число слабых штормов, с интенсивностью близкой к ураганной, значительно увеличивается.

Модели взаимодействия океана и атмосферы показывают, что цикл АМО включает изменение циркуляции (север-юг) и переворот водных масс и тепла в Атлантическом океане. Подобные изменения в циркуляции наблюдались в ледниковые периоды, однако, в случае АМО эти изменения более утонченные (менее уловимые). Теплое течение Гольфстрим вдоль восточного побережья США является частью атлантической циркуляции. Когда «переворотная» циркуляция ослабевает, температура в Северной Атлантике понижается.

С сайта NCEP/NCAR (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml>) были получены значения индекса АМО. Временной интервал исследования составил 68 лет (с 1950 по 2018 гг.).

Были построены графики временного хода значения АМО за каждый месяц, которые представлены на графиках А.13-А.18 в Приложении А. Во временном ходе индекса АМО четко прослеживается долгое колебание, в отличие от проанализированных ранее индексов. Временной ход индекса АМО достаточно схожи для каждого месяца. Для примера рассмотрим ход АМО за январь и июнь (рисунок 3.7). Из анализа графиков видно, что около 1970-х годов индекс почти всегда имеет отрицательное значение, такая тенденция сохраняется до 2000-х годов. Это можно связать с тем, что в этот период наблюдалось меньшее количество тропических штормов, ураганов.

Также необходимо отметить, что в 1980 год индекс имеет почти всегда нулевое значение, либо становится положительным либо резко сменил знак с «+» на «-» или наоборот. В зимние месяцы это заметно сильнее. Можно

опять сделать вывод о том, что именно в 1980 году произошёл резкий переход от уменьшения индекса к увеличению и началась новая эпоха.

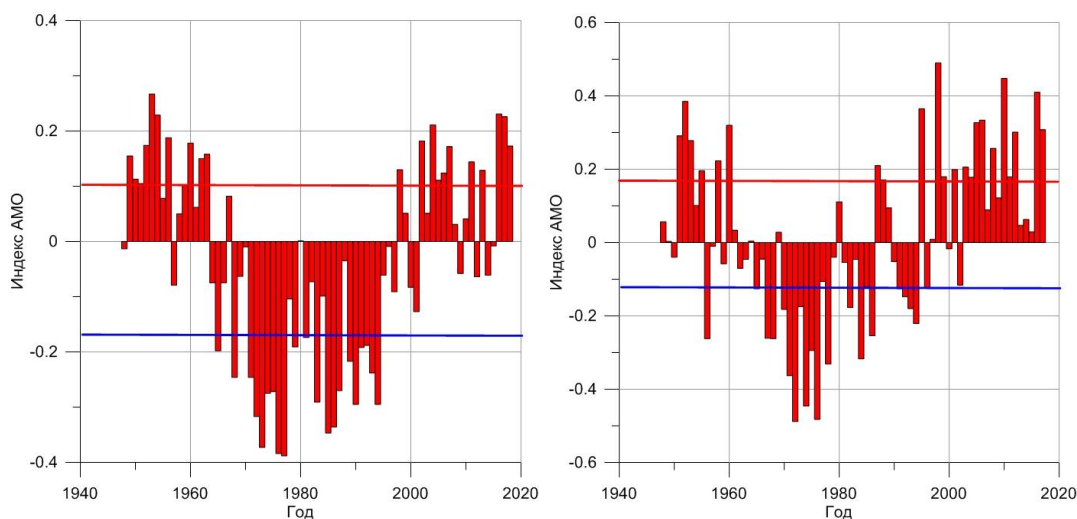


Рисунок 3.7 – Временной ход индекса АМО за январь (справа) и июнь (слева)

Далее были проанализированы экстремальные значения индекса АМО за каждый месяц с 1950 по 2018 г. с помощью программы на языке FORTRAN-90. Как видно из рисунка, максимальные значения в зимние месяцы 1972, 1974, 1977 гг. Минимумы наблюдаются в летнее время в эти же годы.

Максимальные значения индекса АМО не совпадают с годами экстремумов индексов NAO и MEI, но фазы ЭН и ЛН в эти годы были зафиксированы, но не являлись такими сильными, как в 1982-1983, 1997-1998 гг.

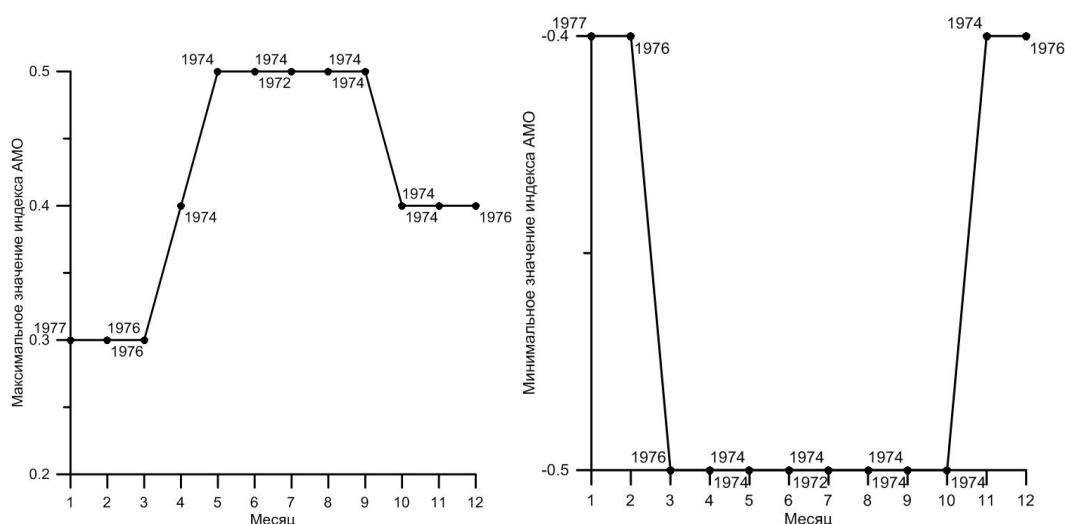


Рисунок 3.8 – Максимальные (справа) и минимальные (слева) значения индекса АМО с 1950 по 2018 гг.

Далее для анализа изменчивости и экстремальности индекса АМО был проведён квартильный анализ. Квартили предоставляют важную информацию о структуре вариационного ряда какого-либо признака.

По графику на рисунке 3.9 видим, что максимальные значения верхнего квартиля с апреля по ноябрь имеют максимальные фиксированные значения. Средний квартиль имеет постоянное значение в течение всего времени, а максимальные значения нижнего квартиля наблюдаются в летние месяцы.

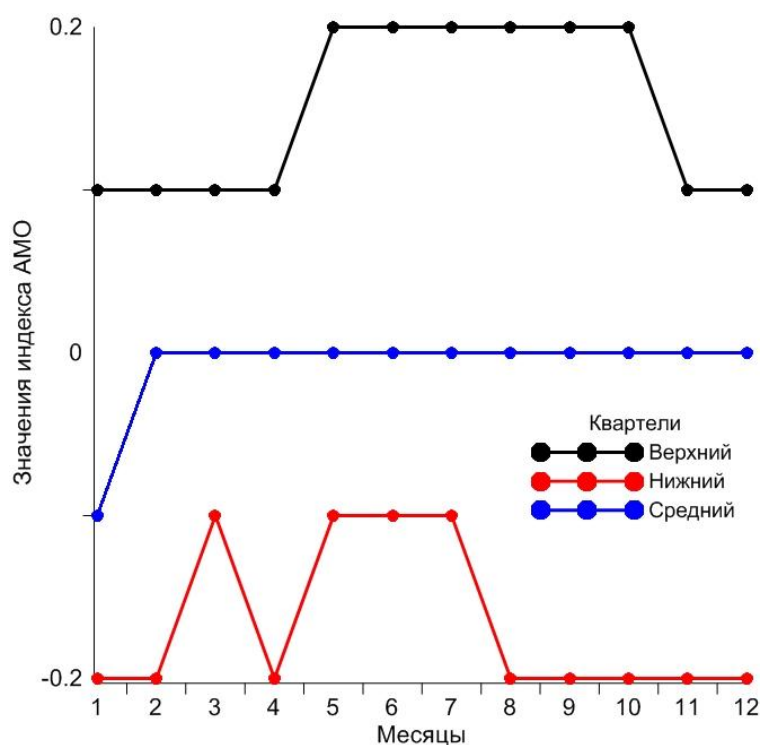


Рисунок 3.9-Верхний, нижний квартили и медиана

Из всего вышеперечисленного следует, что связь между индексом АМО и индексами других рассматриваемых колебаний не обнаружена. Следовательно, аномалии в Тихом океане не оказывают влияние на северную часть Атлантического океана.

3.4 Спектральный анализ

При изучении метеорологических процессов наиболее адекватным часто оказывается вероятностно-статистический подход к анализу их пространственно временной структуры. При этом одним из важнейших методов исследования является спектральный анализ, позволяющий изучать метеорологические поля с точки зрения распределения энергии по временным масштабам. Выполняя спектральный анализ, можно выделить характерные пространственно-временные масштабы атмосферных движений,

определяя их по границам интервалов внутри которых достигаются максимальные значения спектральной плотности.

Применение методов спектрального анализа к изучению аномалий метеорологических полей позволяет объективно оценить вклад процессов разного временного масштаба.

В данном исследовании проведён спектральный анализ временных рядов индексов циркуляции.

Был проведен спектральный анализ индекса МЭИ с помощью программы FORTRAN-90. На графиках А.19-А.24 в Приложении А представлена зависимость изменения амплитуды коэффициентов разложения от длины волны за каждый месяц. В качестве примера были выбраны графики за январь-февраль и сентябрь-октябрь (рисунок 3.10). Также можно отметить, что при длине волны 3, 6, 11, 14, 17, 23 наблюдаются резкое увеличение значений, которые наблюдаются в каждом месяце. 11 летнее колебание может быть связано с солнечным циклом.

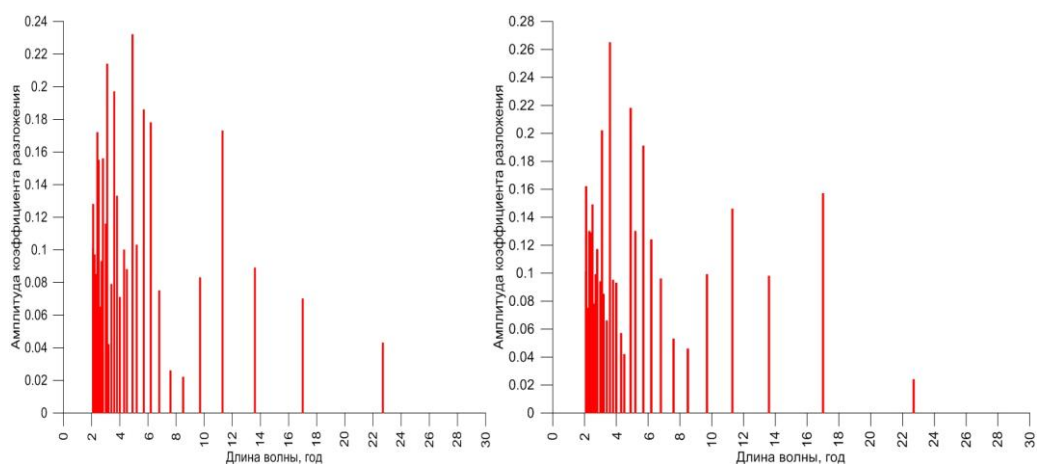


Рисунок 3. 10 - Амплитуды коэффициентов разложения за январь-февраль (слева) и сентябрь-октябрь (справа)

С помощью программы FORTRAN-90 был проведен спектральный анализ индекса NAO. Были построены графики, где по оси X - длина волны, а по оси Y- амплитуда коэффициента разложения, которые представлены на графиках 25-30 в приложении А. Для примера рассмотрим январь и ноябрь.

Временной ход имеет хаотичное распределение. Пики наблюдаются при длинах волн 3, 6, 11, 17, 23 лет.

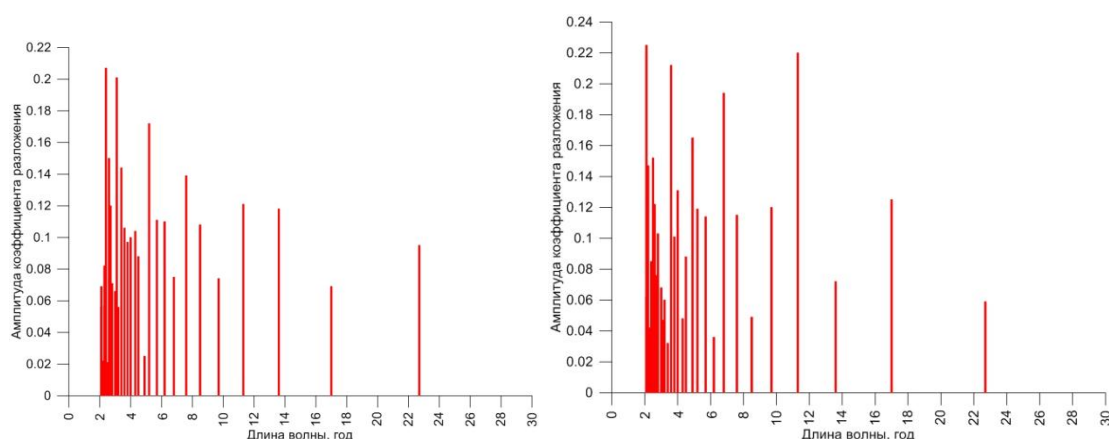


Рисунок 3.11 - Зависимость изменения амплитуды коэффициентов разложения от длины волны за январь (слева) и ноябрь (справа)

Для индекса АМО также была написана программа на языке FORTRAN-90, с помощью которого был проведен спектральный анализ, которые представлены на графиках 31-36 в приложении А. Рассмотрим только январь, так как графики за каждый месяц почти одинаковые. Пики наблюдаются при длине волны 2, 4, 9, 17, 23, 34, 68.

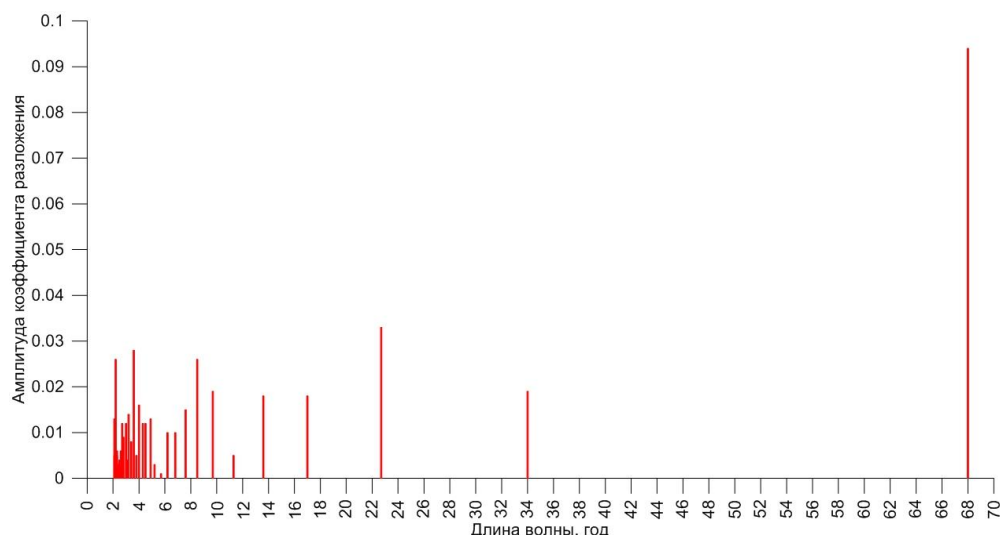
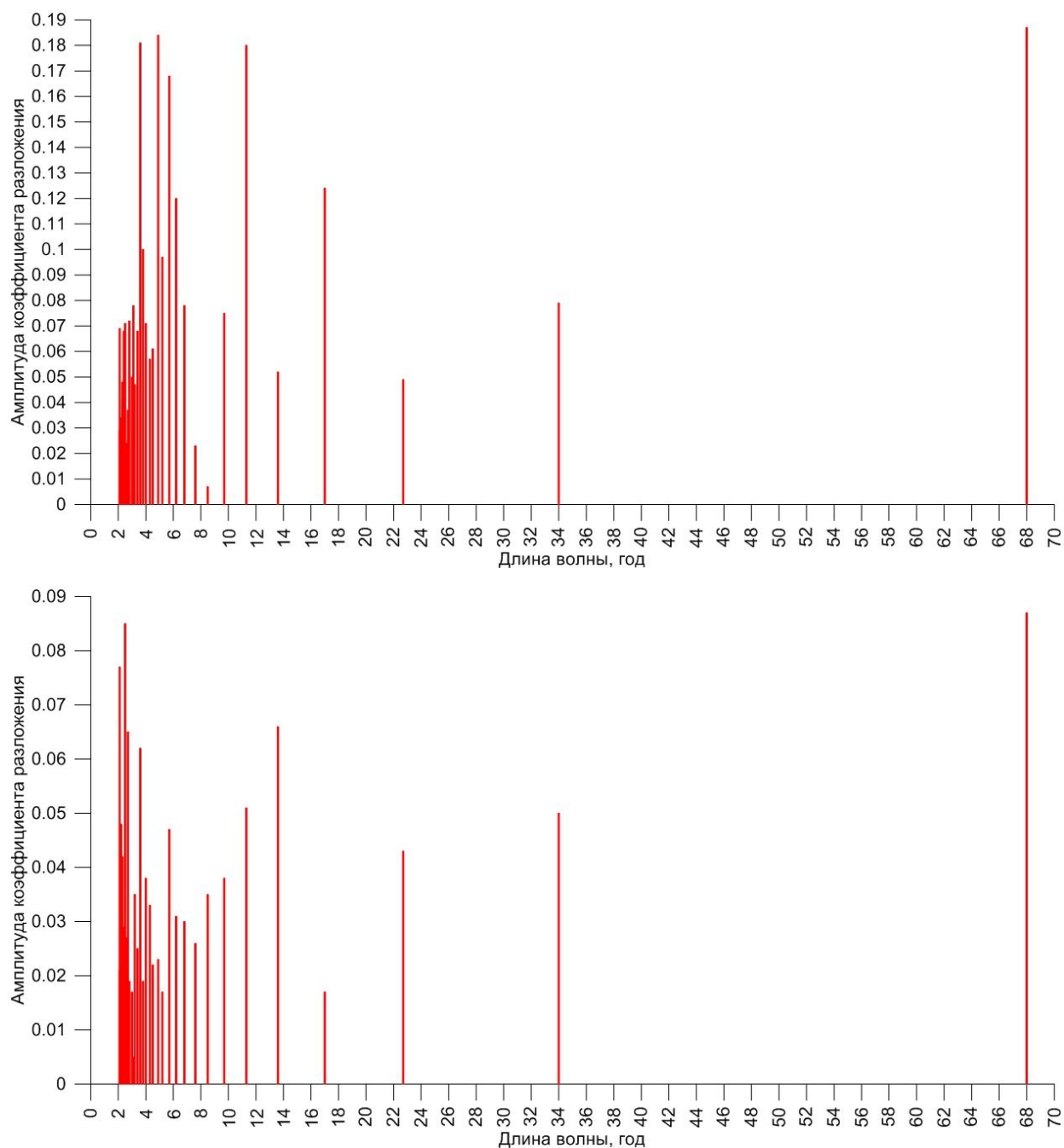


Рисунок 12 - Зависимость изменения амплитуды коэффициентов разложения от длины волны за январь

Далее был проведен спектральный анализ осредненных за год индексов MEI, NAO и AMO с помощью программы на языке FORTRAN-90. Графики приведены на рисунке 12. Из графиков видно, что амплитуды резко увеличиваются для всех трех индексов при длине волны 4, 11, 17, 23, 34.



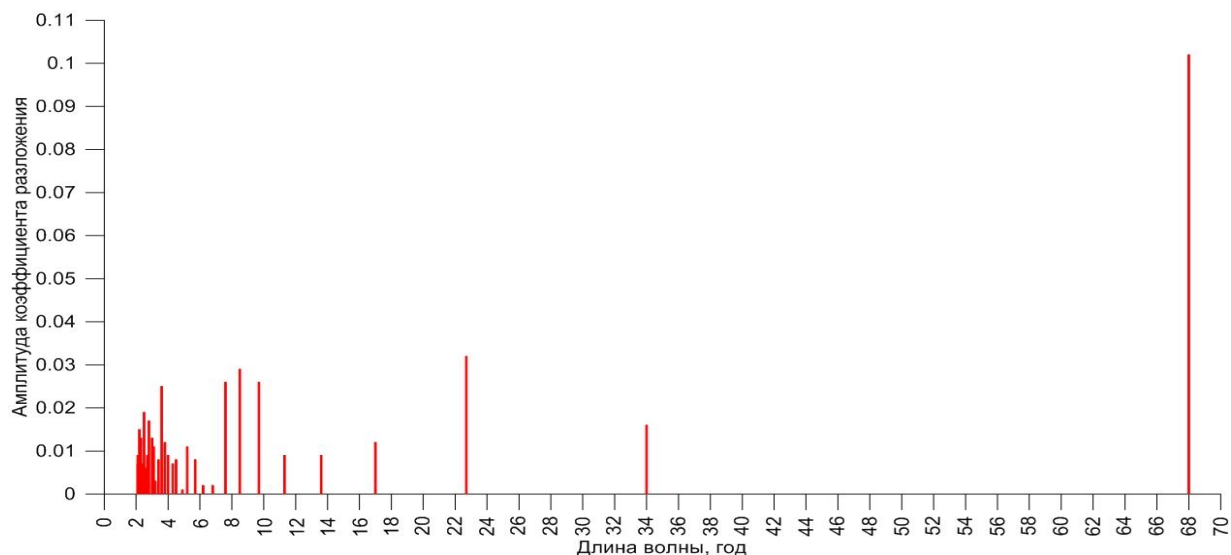


Рисунок 3.13 -Зависимость изменения амплитуды коэффициентов разложения от длинны волны для индексов MEI, NAO,AMO

Проведённый анализ позволяет говорить о том, что во всех индексах определено колебание продолжительностью 17 и 23 года.

3.5 Вейвлет-анализ

В настоящее время вейвлеты широко применяются в задачах распознавания образов, при анализе изображений самой различной природы, для изучения свойств турбулентных полей, для изучения сложных не линейных процессов в динамических системах и др.

Вейвлет – преобразование состоит в разложении сигнала по базису, сконструированному из обладающей определенными свойствами солитоноподобной функции (вейвлета) посредством масштабных изменений и переносов. Каждая из функций этого базиса характеризует как определенную пространственную (временную) частоту, так и ее локализацию в физическом пространстве (времени).

Вейвлет – преобразование является мощным анализатором, имеющим целый ряд преимуществ и дополнений по сравнению с традиционно применяемым при анализе временных рядов спектральным анализом. В

отличие от преобразования Фурье вейвлет – анализ обеспечивает двумерную развертку сигнала, при этом частота и координата (например, время) рассматриваются как независимые переменные. В результате появляется возможность анализировать свойства сигнала одновременно в физическом (время, координата) и спектральном (частота) пространстве.

В данном исследовании проведён вейвлет - анализ временных рядов индексов циркуляции. Анализ проводился с использованием следующего алгоритма.

Был проведен вейвлет - анализ индекса MEI с помощью программы FORTRAN-90. На графиках 37-42 в приложении А представлена зависимость изменения периода от года за каждый месяц. В качестве примера рассмотрим январь-февраль и сентябрь-октябрь. По рисунку за январь-февраль видно, что в начале рассматриваемого периода (1950- 1960 гг.) возникают 6-ти летние колебания. С 1980 по 1990 года наблюдаются мощные 4-х летние колебания. В конце периода замечено 11-ти летнее колебание, которое связано с солнечным циклом. Если рассмотреть рисунок за сентябрь-октябрь, также можно заметить 6-ти летнее колебание в начале периода. 4-х летнее колебание также наблюдается, но теперь его максимум наблюдается в конце 1990-х годов. А в конце рассматриваемого периода вновь возникает 11-ти летний солнечный цикл. Так же возникает не сильное 16-ти летнее колебание с 1960 по 1980гг. Если сравнить полученные результаты со спектральным анализом, то можно заметить, что пики колебаний совпадают.

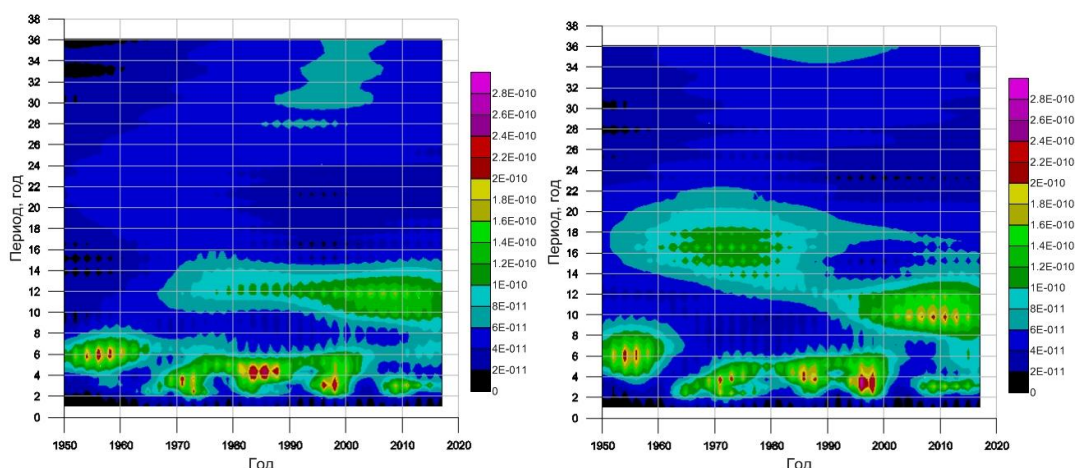


Рисунок 14 -Зависимость изменения периода от года для индекса MEI за январь-февраль (слева) и сентябрь-октябрь (справа)

Далее был проведен вейвлет – анализ индекса NAO с помощью программы FORTRAN-90. На графиках 43-48 в приложении А представлена зависимость изменения периода от года за каждый месяц. В качестве примера рассмотрим январь и август. Рассматривая полученный рисунок за январь, можно заметить мощное 9-ти летнее колебание с 1975 по 1987 года. Так же во вторую половину рассматриваемого периода наблюдается слабое 24-х летнее колебание. На рисунке за ноябрь 1960 по 1980 год зафиксировано мощное 8-и летнее колебание, которое затем затухло и снова усилилось к концу периода. Так же наблюдается 6-ти летнее и 11-ти летнее колебания. Чётко виден переход к другому режиму в 1980-х годах.

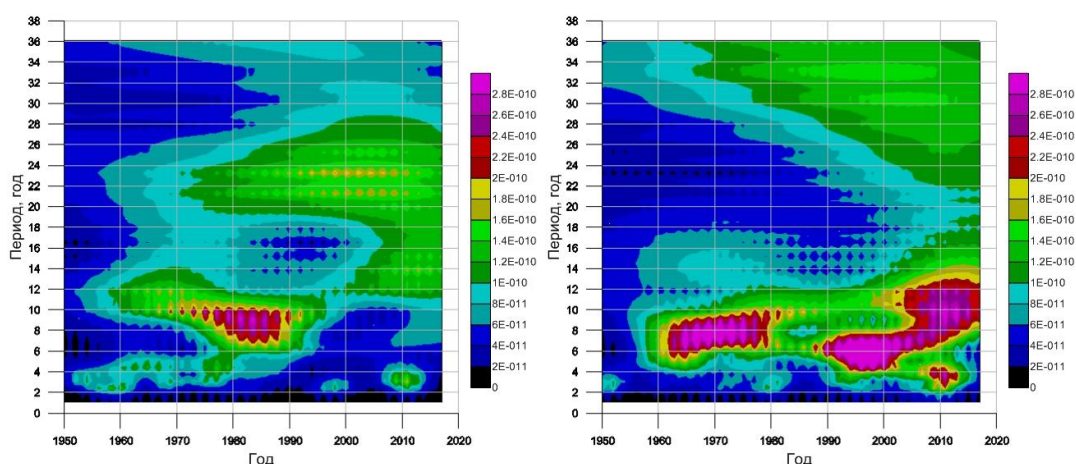


Рисунок 15 -Зависимость изменения периода от года для индекса NAO за январь (слева) и ноябрь (справа)

С помощью программы FORTRAN-90 был проведен вейвлет – анализ индекса АМО. Полученные результаты приведены на графиках 48-53 в приложении А. В качестве примера рассмотрим январь, так как графики за каждый месяц почти одинаковы. Из рисунка видно, что самое мощное колебание - 66-и летнее. Остальные колебание идут на уменьшение. Если сравнить полученные результаты со спектральным анализом, то можно заметить, что периоды пиков колебаний совпадают.

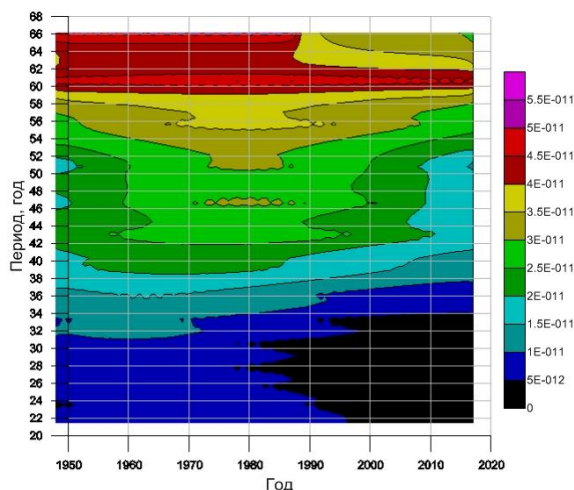


Рисунок 16 -Зависимость изменения периода от года для индекса АМО за январь

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате обработки и анализа данных полученные за период 1950-2018 год, сформированы следующие выводы:

1. Во временном ходе всех индексов наблюдается перелом в 1980-х годах;
2. При спектральном анализе во всех индексах определены колебания продолжительностью 17 и 23 года;
3. Корреляция между аномалиями в Атлантическом океане и эффектом Эль-Ниньо или Ла-Нинья почти отсутствует;
4. Не выявлена связь между аномалиями в Тихом океане и северной частью Атлантического океана;
5. Результаты вейвлет-анализа совпадают с результатами спектрального анализа. Пики колебаний наблюдаются при тех же длинах волн.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Гущина Д.Ю., Девитт Б. Явление Эль-Ниньо и его влияние на процессы в атмосфере и океане // Труды государственного океанологического института. — 2016. — Т. 216, — С. 184–208.
2. Мохов И. И., Смирнов Д. А. Оценки связи вариации атлантической долгопериодной осцилляции и Эль-Ниньо-Южного колебания // Известия РАН. Физика атмосферы и океана — 2015. — Т. 51, № 5. — С. 533–542.
3. Козленко С.С., Мохов И. И., Смирнов Д. А. Анализ причинно – следственных связей между Эль-Ниньо в Тихом океане и его аналогом в экваториальной Атлантике // Известия РАИ. Физика атмосферы и океана. — 2009. — Т. 45, № 6. — С. 754–763.
4. Мохов И. И., Смирнов Д. А. Взаимосвязь вариаций глобальной приповерхностной температуры с процессами Эль-Ниньо/Ла-Нинья и Атлантическим долгопериодным колебанием // Доклады Академии наук. — 2016. — Т. 467, № 5. — С. 580–584.
5. Петросянец М.А., Гущина Д.Ю. Об определении явления Эль-Ниньо и Ла-Нинья. // Метеорология и гидрология. — 2002, № 8. — С. 24–35.
6. Bjerknes J., A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature // Tellus. — 1966. — vol. 18, No 4. — pp. 820–829.
7. Wyrtki K., El Nino- the dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing // Phts.Oceanogr.. — 1975., No 5.
8. Graham N.E., White W.B., The El Nino cycle: Pacific ocean-atmosphere system. // Science. — 1988. — vol. 240, — pp. 1293–1302.
9. Zebiak S.E., Cane M.A., A model El Nino Southern Oscillation. // Mon. Wea. Rev.—1987. — vol. 115, —pp. 2262–2278.
10. Dewitte B. and Y. duPenhoat., Les theories d'ENSO. // Lettres pour la Science. — 2000.—pp. 303–310.

11. Bjerknes J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. – Mon. Weather rev., v.97 pp. 163-172.
12. Wolter, K., and M.S. Timlin, 1993: Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. Proc. of the 17th Climate Diagnostics Workshop, Norman, OK, NOAA/NMC/CAC, NSSL, Oklahoma Clim. Survey, CIMMS and the School of Meteor., Univ. of Oklahoma, 52-57. Download PDF.
13. Rasmusson, E.G., and T.H. Carpenter, 1982: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. Mon. Wea. Rev., 110, 354-384. Available from the AMS.
14. Quinn, W.H., and V.T. Neal, 1992: The historical record of El Niño events. In Climate since A.D. 1500, Bradley, R.S., and P.D. Jones (eds). Routledge: London; 623-648.6
15. Enfield D.B., 1989: El Nino, past and present.- Re32 v. Geophys, vol. 27, pp. 159-187.
16. Barnett T.P., 1984: Interaction of the Monsoon and Pacific Trade Wind System at Interannual Time Scales.- Part 3: A Partial Anatomy of the Southern Oscillation. Mon. Wea. Rew., vol. 112, pp. 2376-2388.
17. Lau K.M., Chan. P.H., 1988: Interaseasonal and interannual variations of tropical convection: Possible link between the 40-50 days oscillation and ENSO.- J. Atoms. Sci, vol.45, pp. 506-521.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

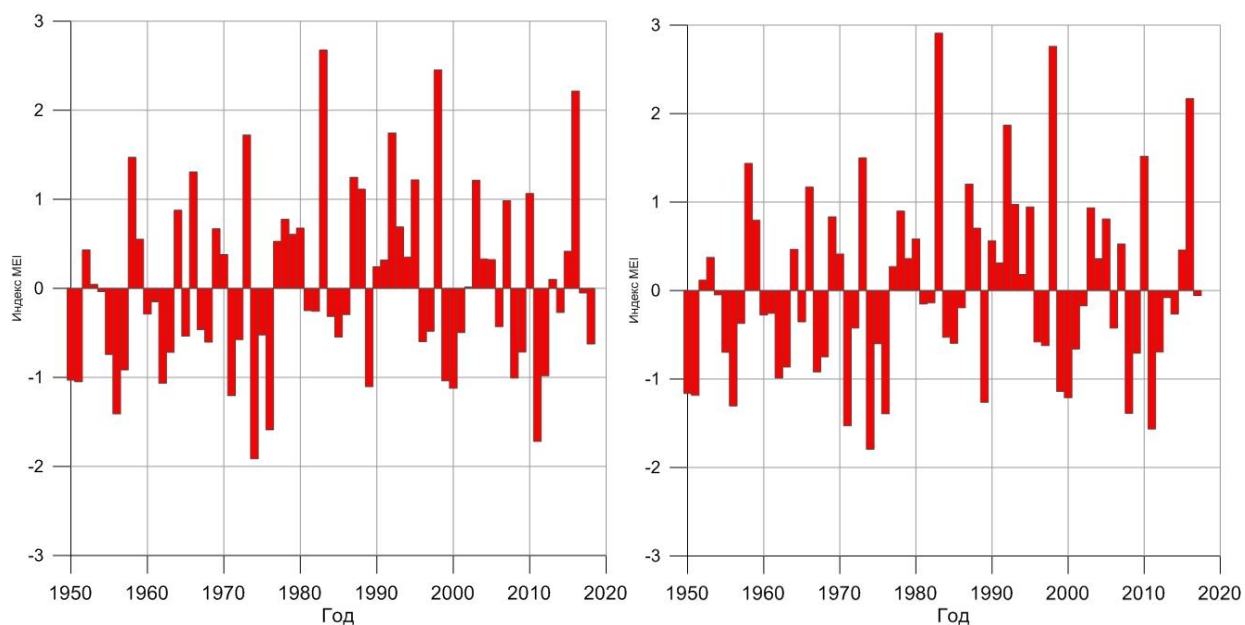


Рисунок А.1 – Временной ход индекса МЭИ осреднённого за декабрь-январь (слева) и январь-февраль (справа) с 1950 по 2018 гг.

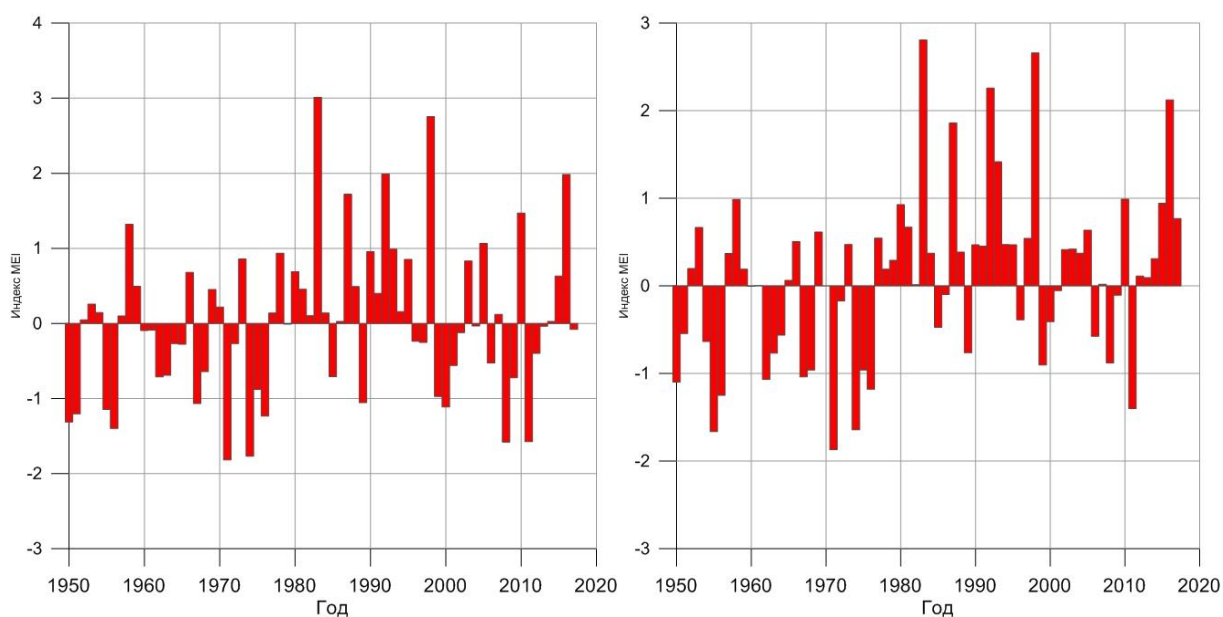


Рисунок А.2 – Временной ход индекса МЭИ осреднённого за февраль-март (слева) март-апрель (справа) с 1950 по 2018 гг.

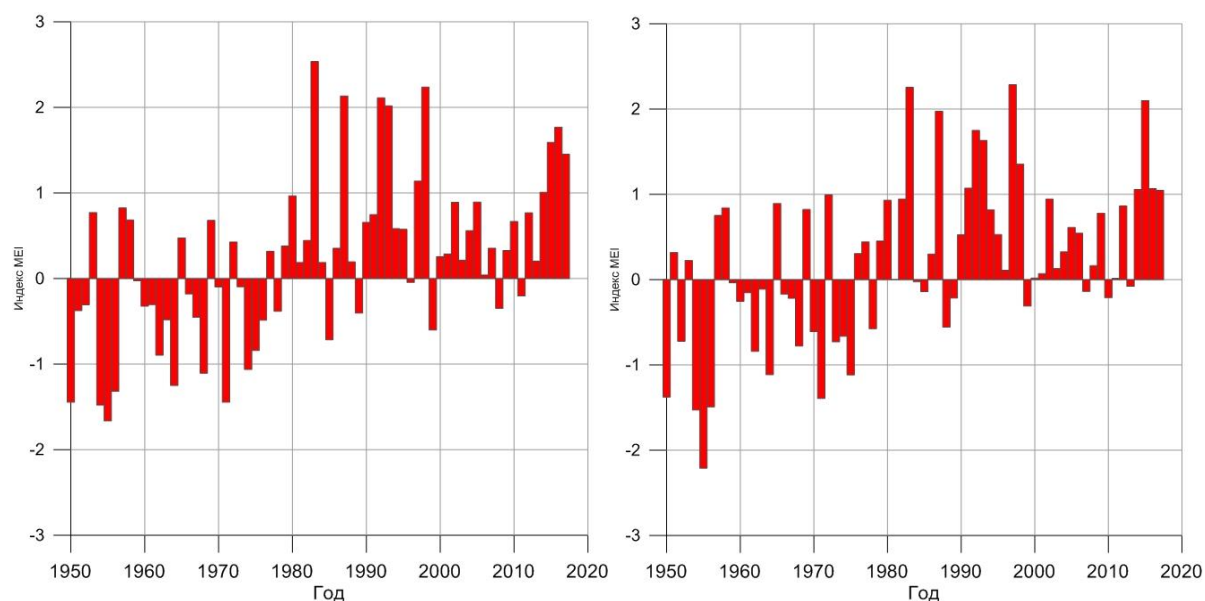


Рисунок А.3- Временной ход индекса МЭИ за апрель-май (слева)
май-июнь (справа) с 1950 по 2018 гг.

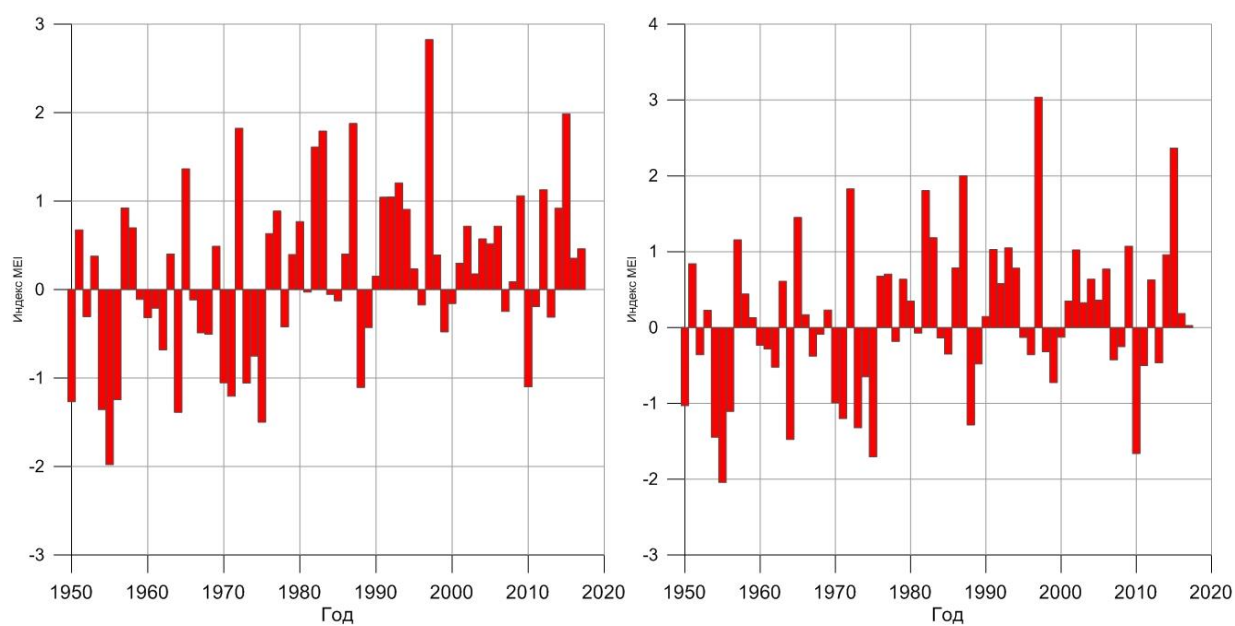


Рисунок А.4- Временной ход индекса МЭИ за июнь-июль (слева)
июль-август (справа) с 1950 по 2018 гг.

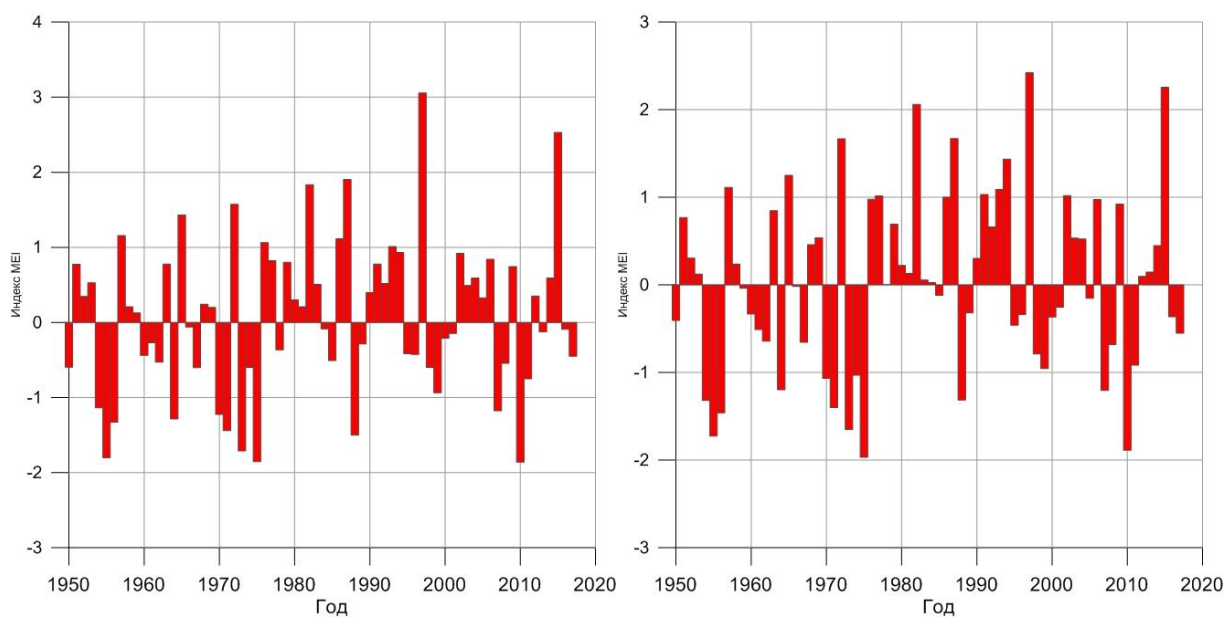


Рисунок А.5- Временной ход индекса МЭИ за август-сентябрь
(слева) сентябрь-октябрь (справа) с 1950 по 2018 гг.

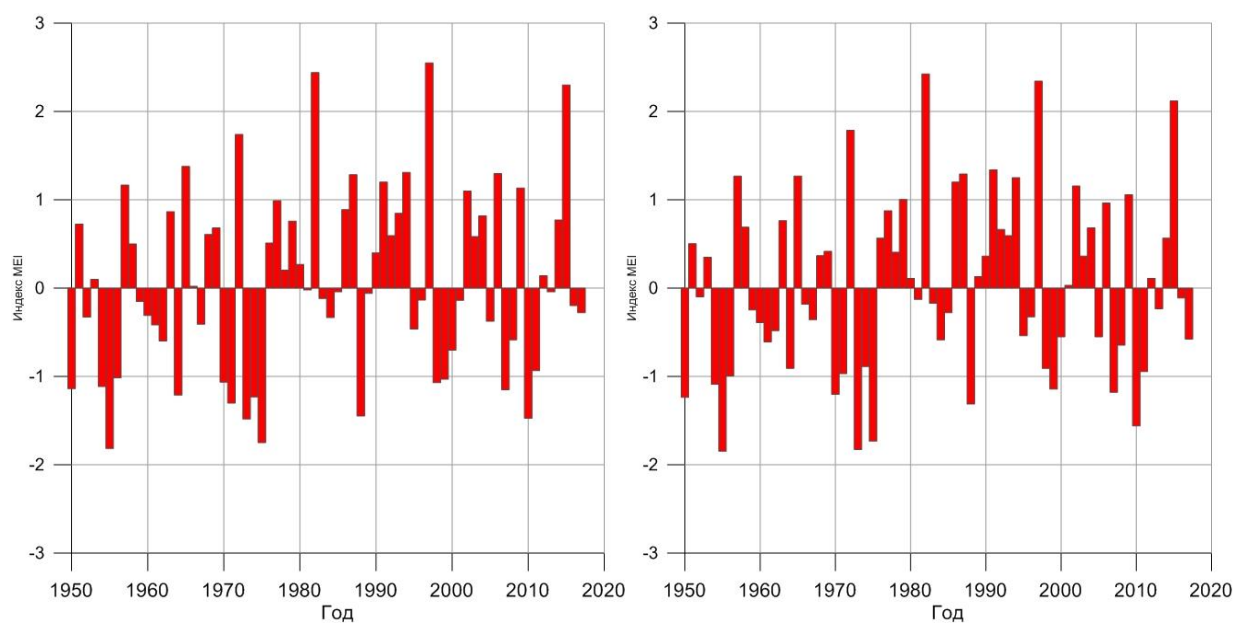


Рисунок А.6- Временной ход индекса МЭИ за октябрь-ноябрь (слева)
ноябрь-декабрь (справа) с 1950 по 2018 гг.

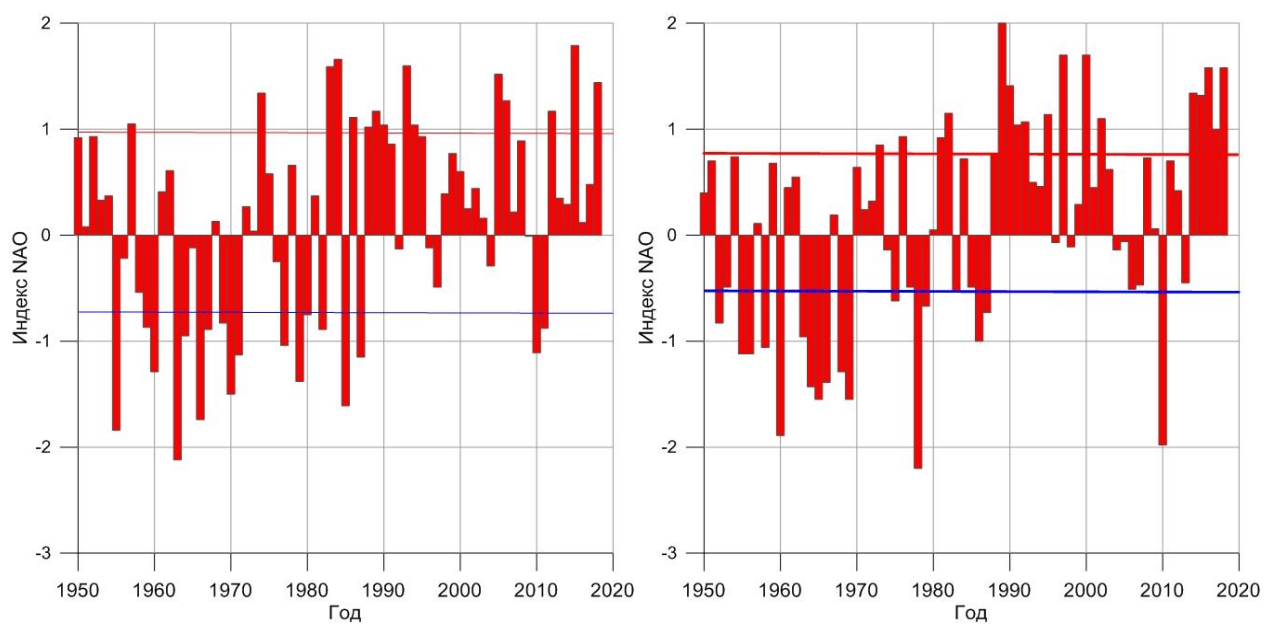


Рисунок А.7 – Временной ход индекса NAO за январь (слева) и февраль (справа) с 1950 по 2018 гг.

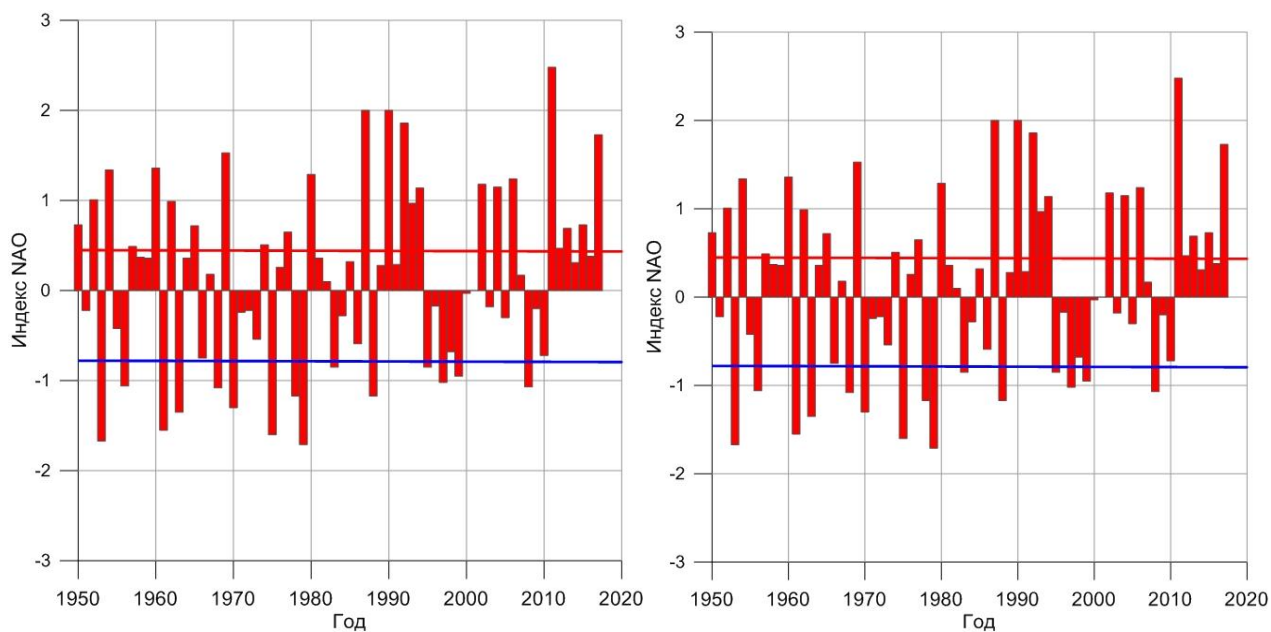


Рисунок А.8 – Временной ход индекса NAO за март (слева) и апрель (справа) с 1950 по 2018 гг.

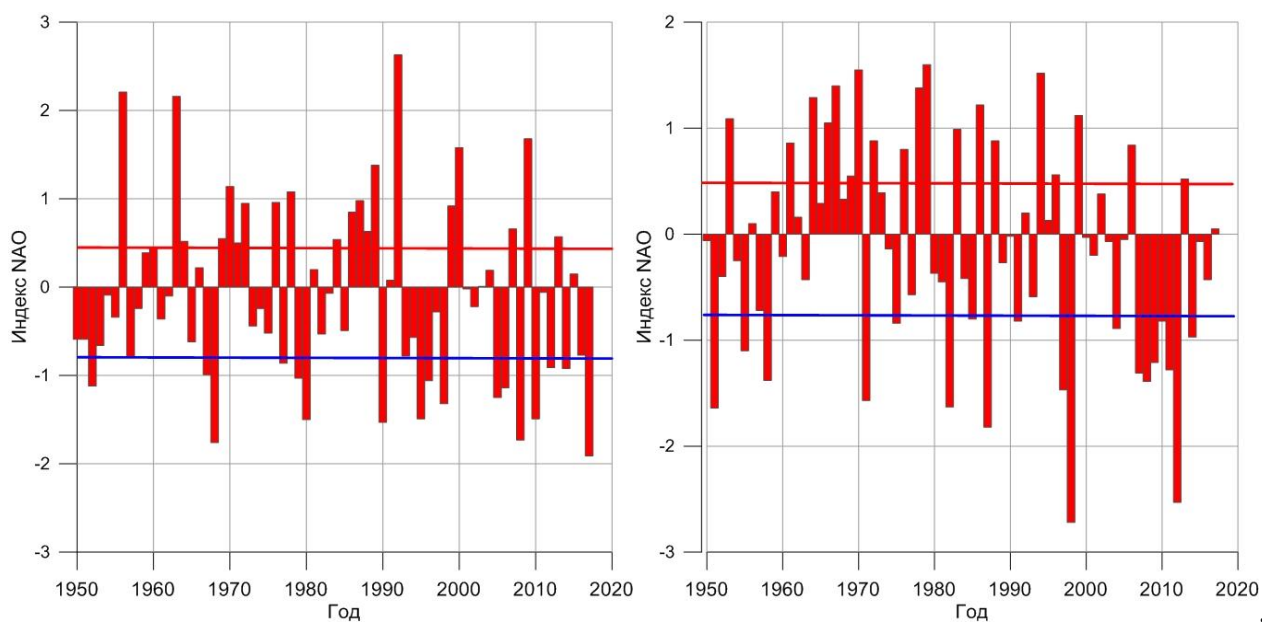


Рисунок А.9 – Временной ход индекса NAO за май (слева) и июнь (справа) с 1950 по 2018 гг.

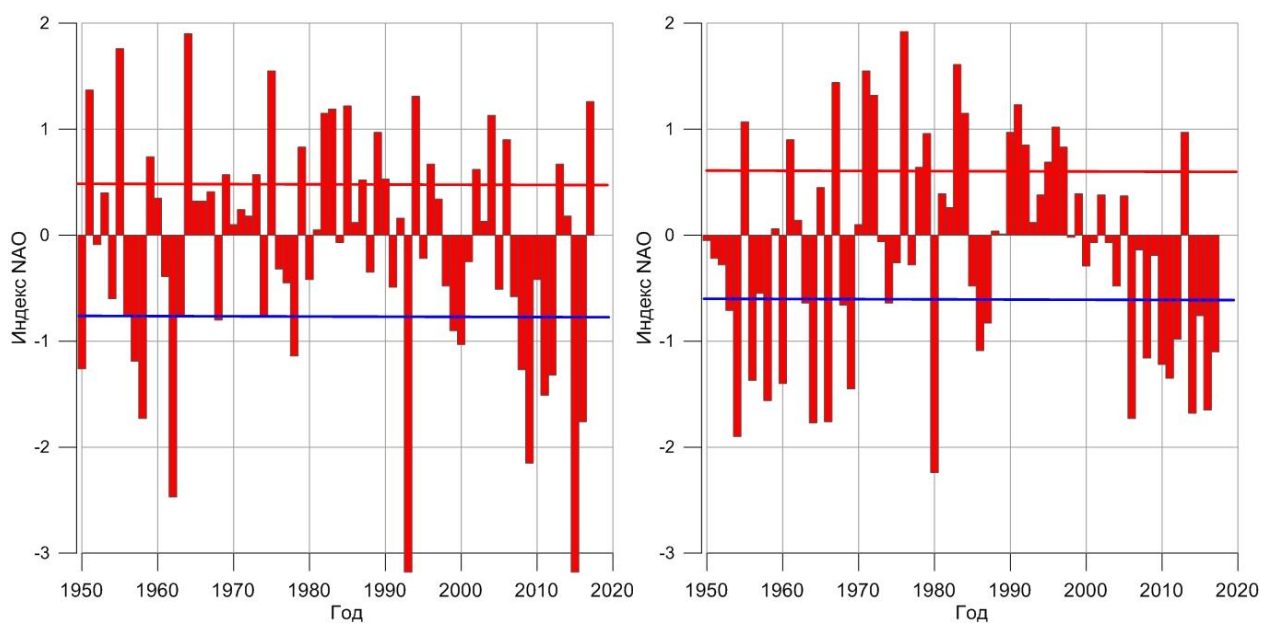


Рисунок А.10 – Временной ход индекса NAO за июль (слева) и август (справа) с 1950 по 2018 гг.

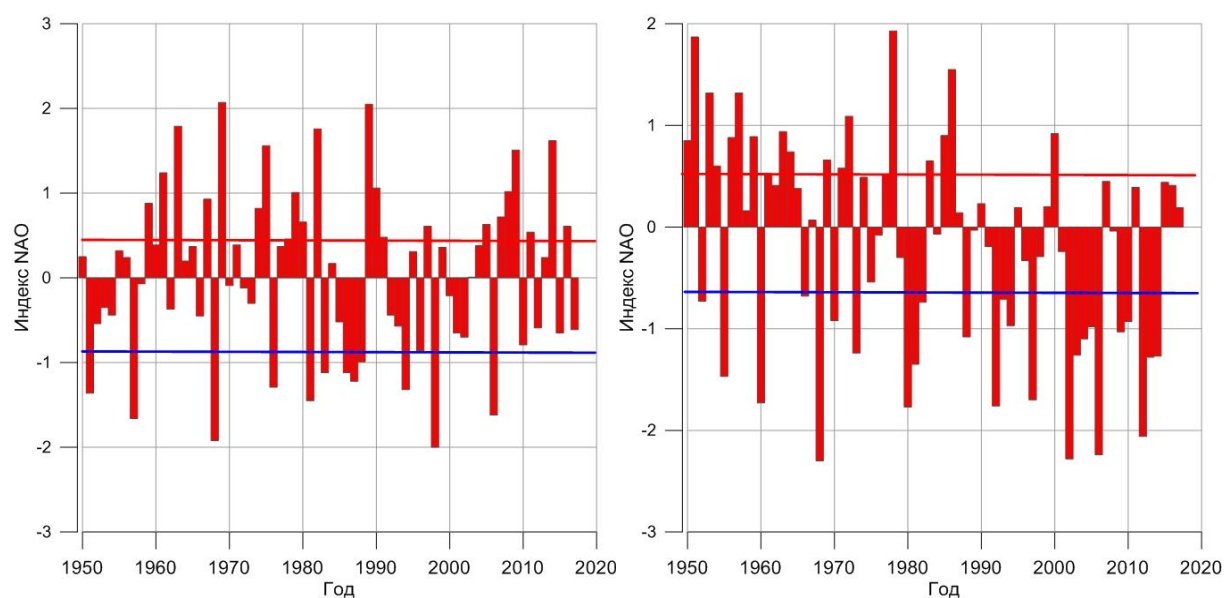


Рисунок А.11 – Временной ход индекса NAO за сентябрь (слева) и октябрь (справа) с 1950 по 2018 гг.

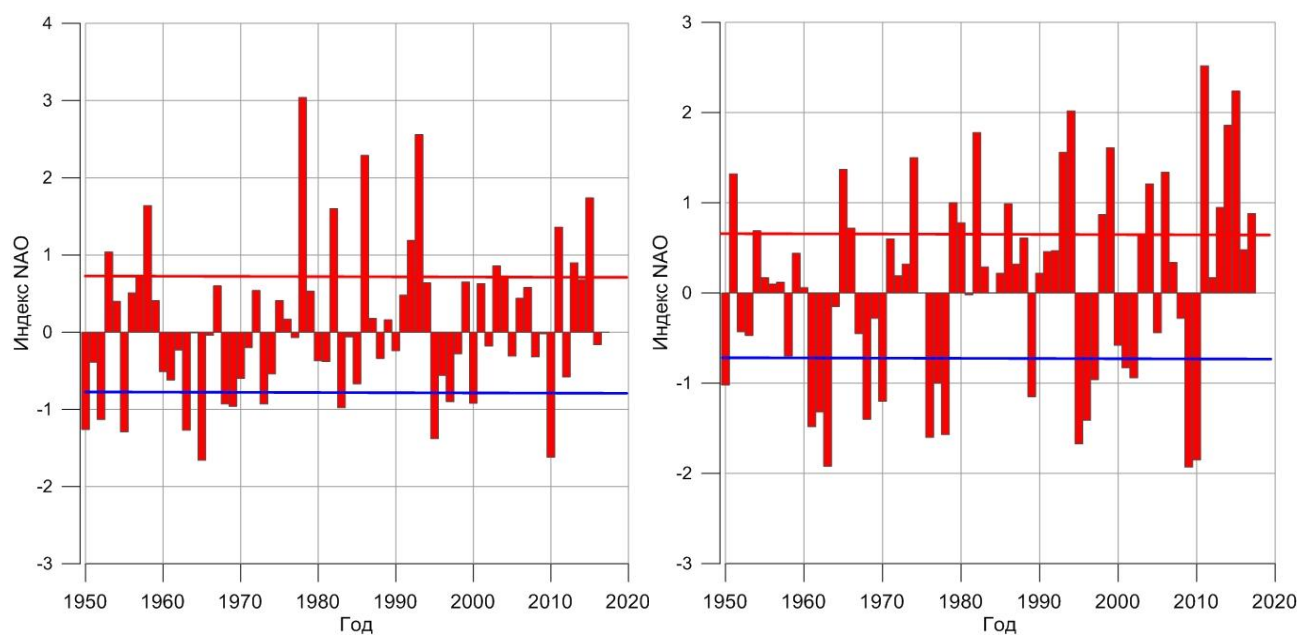


Рисунок А.12 – Временной ход индекса NAO за ноябрь (слева) и декабрь (справа) с 1950 по 2018 гг.

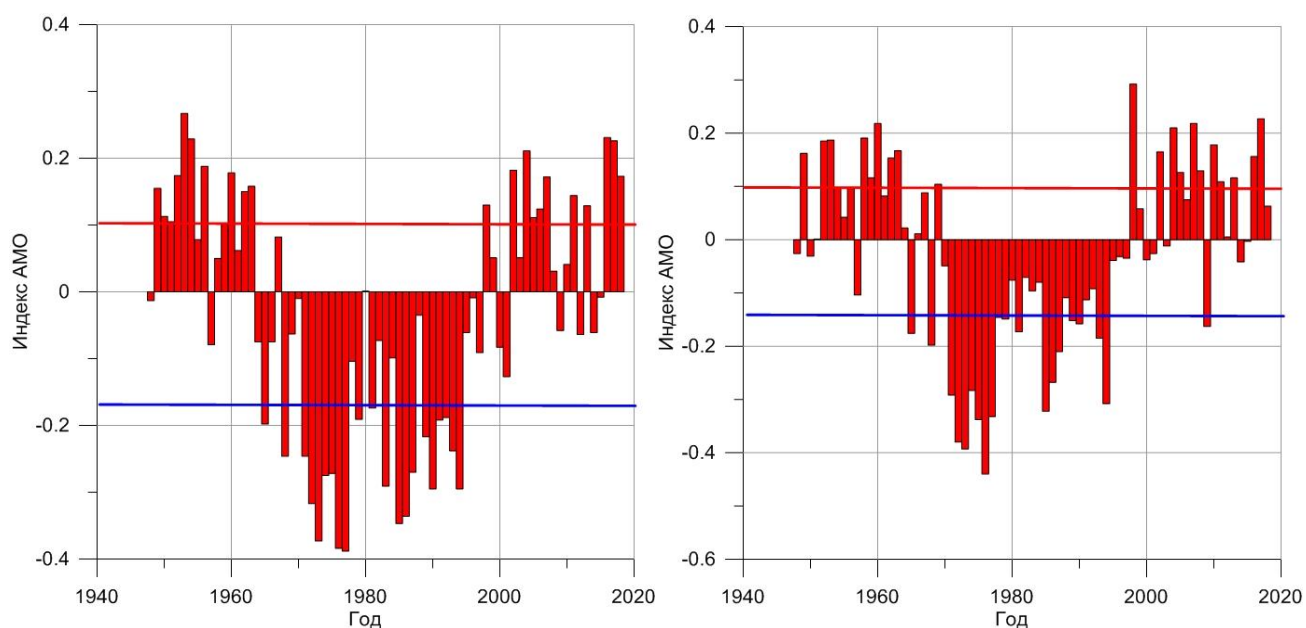


Рисунок А.13 – Временной ход индекса АМО за январь (слева) и февраль (справа) с 1950 по 2018 гг.

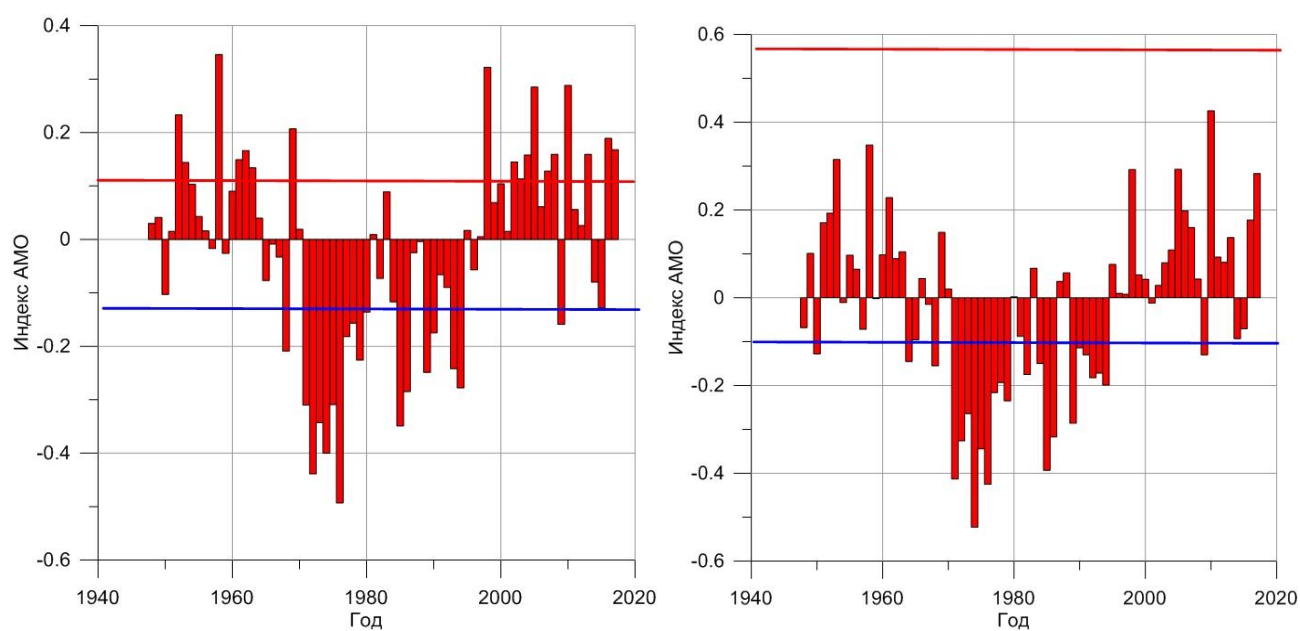


Рисунок А.14 – Временной ход индекса АМО за март (слева) и апрель (справа) с 1950 по 2018 гг.

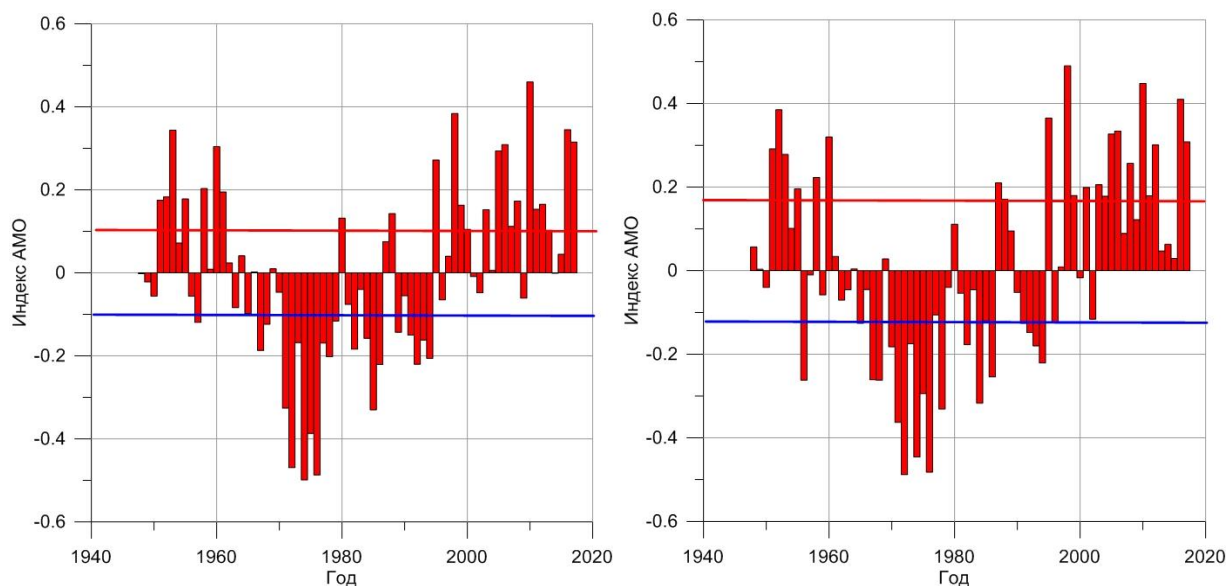


Рисунок А.15 – Временной ход индекса АМО за май (слева) и июнь (справа) с 1950 по 2018 гг.

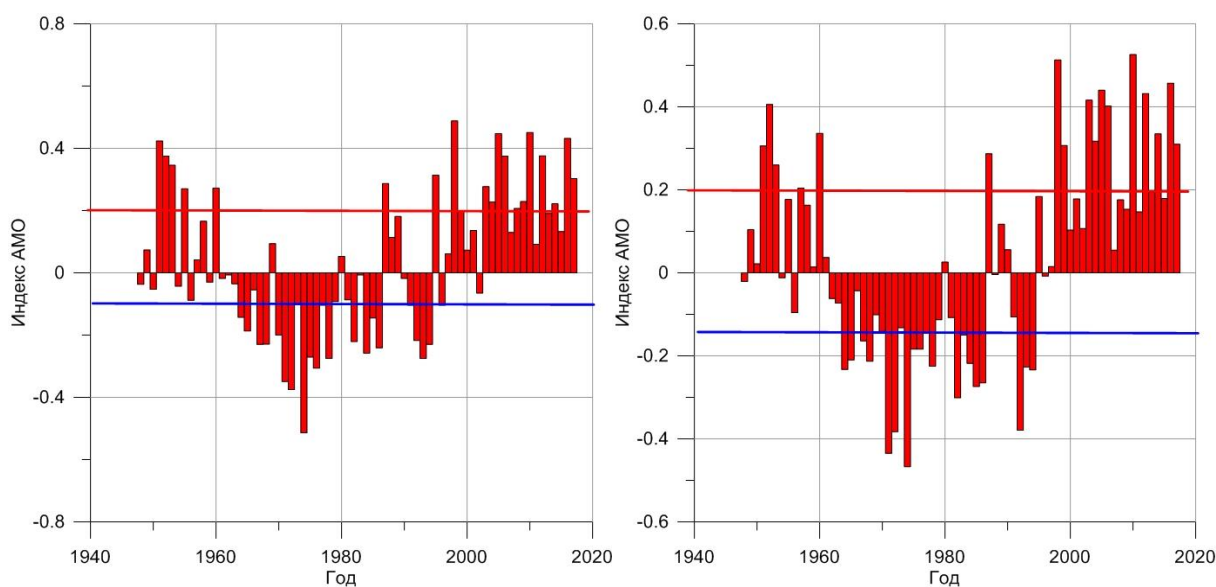


Рисунок А.16 – Временной ход индекса АМО за июль (слева) и август (справа) с 1950 по 2018 гг.

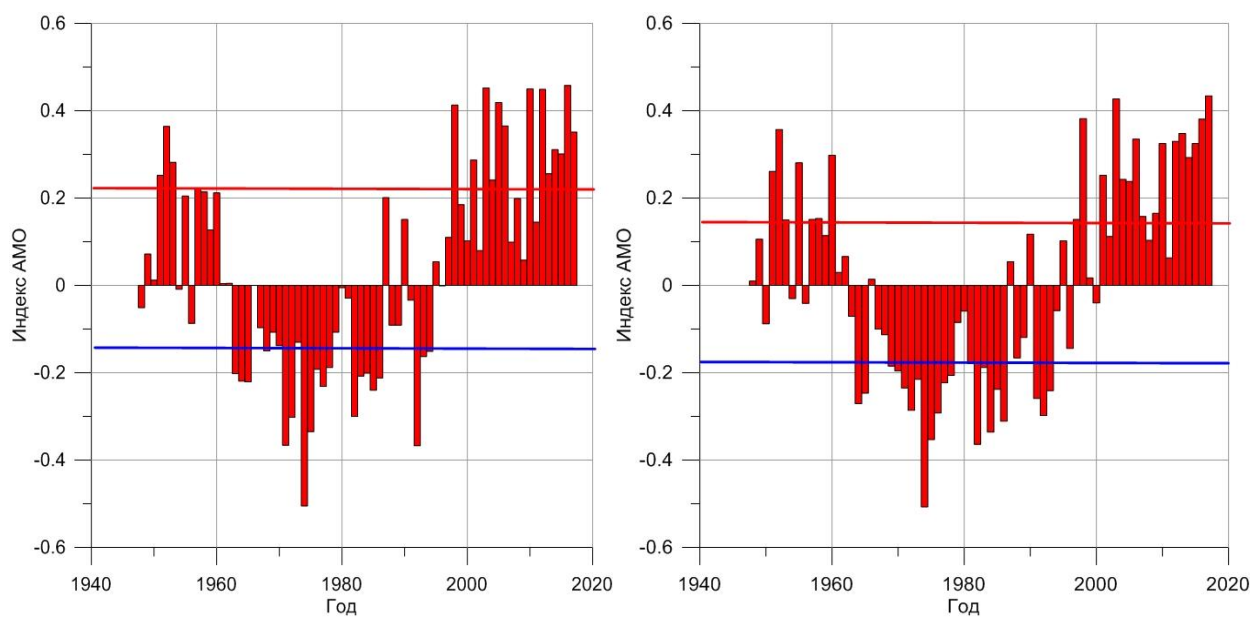


Рисунок А.17 – Временной ход индекса АМО за сентябрь (слева) и октябрь (справа) с 1950 по 2018 гг.

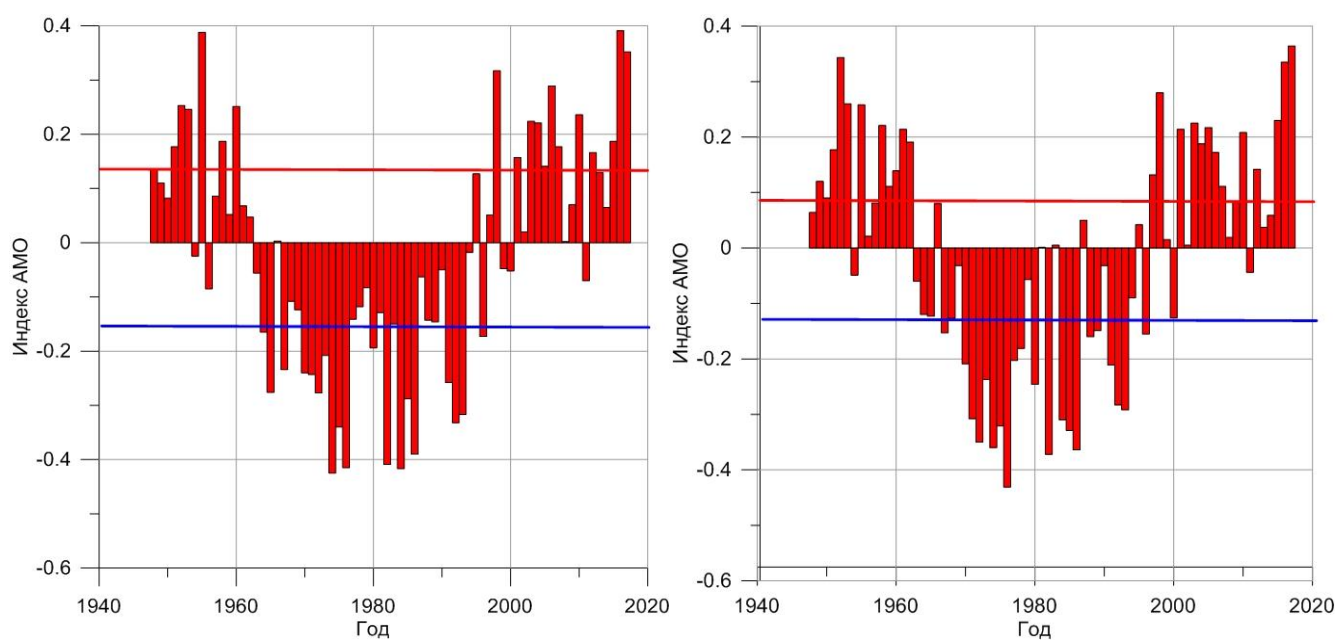


Рисунок А.18 – Временной ход индекса АМО за ноябрь (слева) и декабрь (справа) с 1950 по 2018 гг.

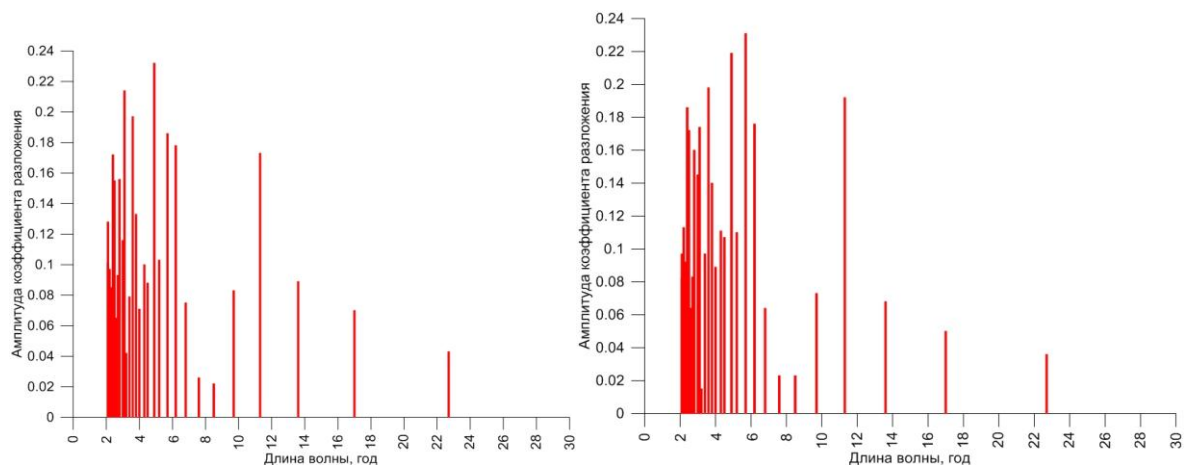


Рисунок А.19 – Зависимость изменения амплитуды коэффициентов разложения индекса МЕІ от длинны волны за январь-февраль (слева) и февраль-март (справа)

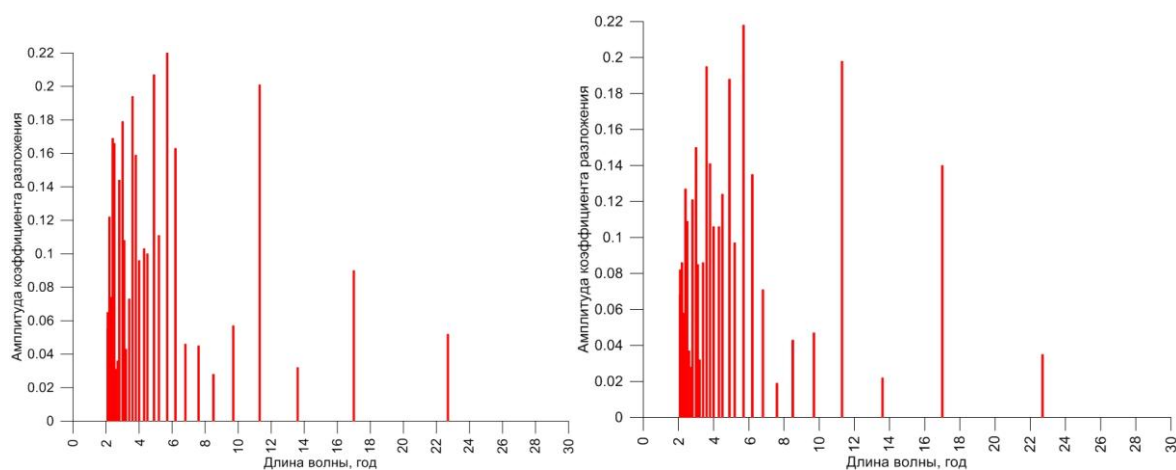


Рисунок А.20 – Зависимость изменения амплитуды коэффициентов разложения индекса МЕІ от длинны волны за март-апрель (слева) и апрель-май (справа)

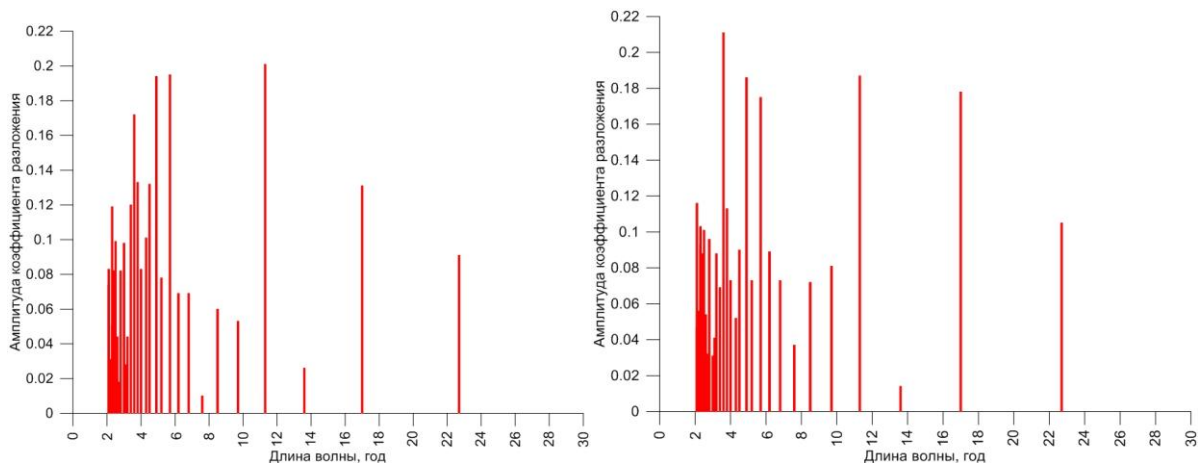


Рисунок А.21 – Зависимость изменения амплитуды коэффициентов разложения индекса MEI от длинны волны за май-июнь (слева) и июнь-июль (справа)

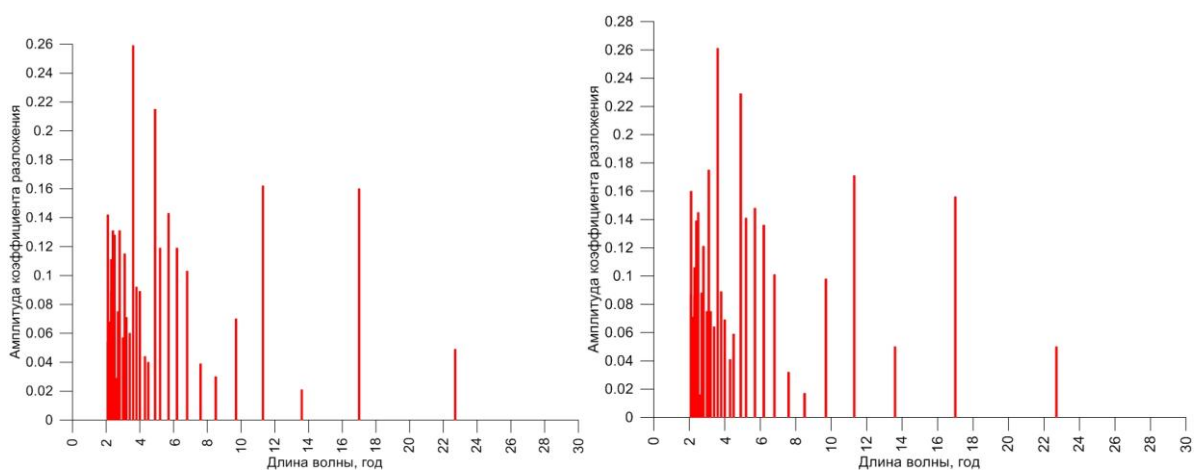


Рисунок А.22 – Зависимость изменения амплитуды коэффициентов разложения индекса MEI от длинны волны за июль-август (слева) и август-сентябрь (справа)

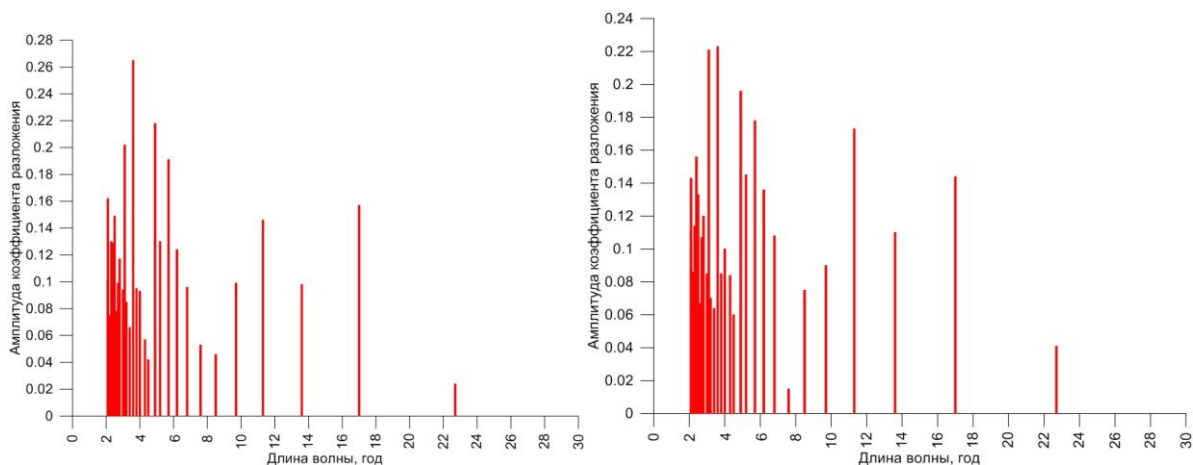


Рисунок А.23 – Зависимость изменения амплитуды коэффициентов разложения индекса MEI от длинны волны за сентябрь-октябрь (слева) и октябрь-ноябрь (справа)

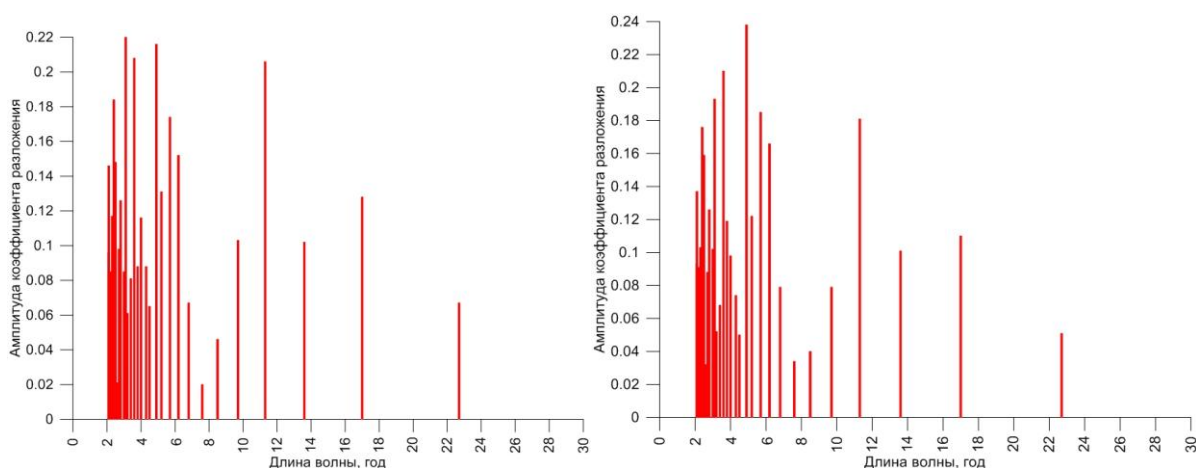


Рисунок А.24 – Зависимость изменения амплитуды коэффициентов разложения индекса MEI от длинны волны за ноябрь-декабрь (слева) и декабрь-январь (справа)

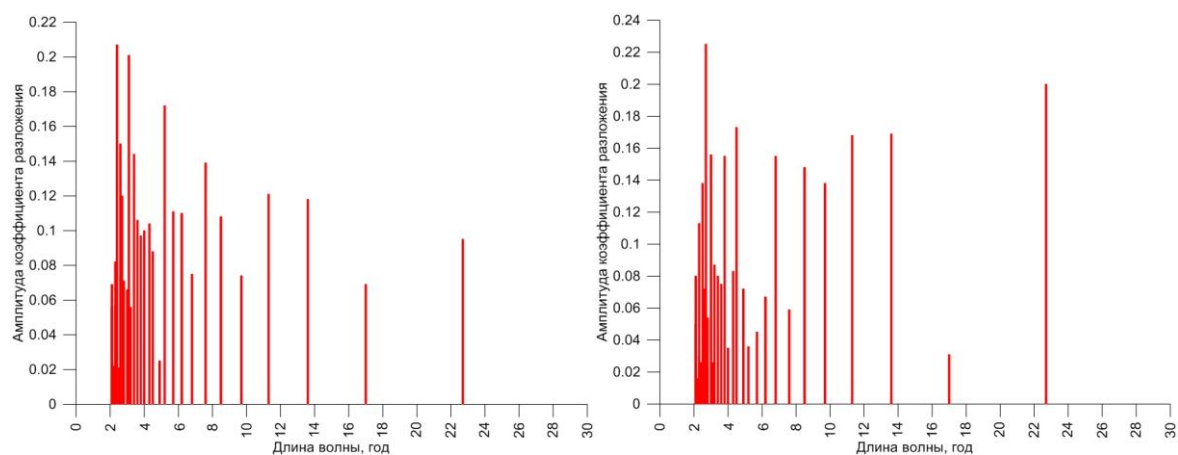


Рисунок А.25 – Зависимость изменения амплитуды коэффициентов разложения индекса NAO от длинны волны за январь (слева) и февраль (справа)

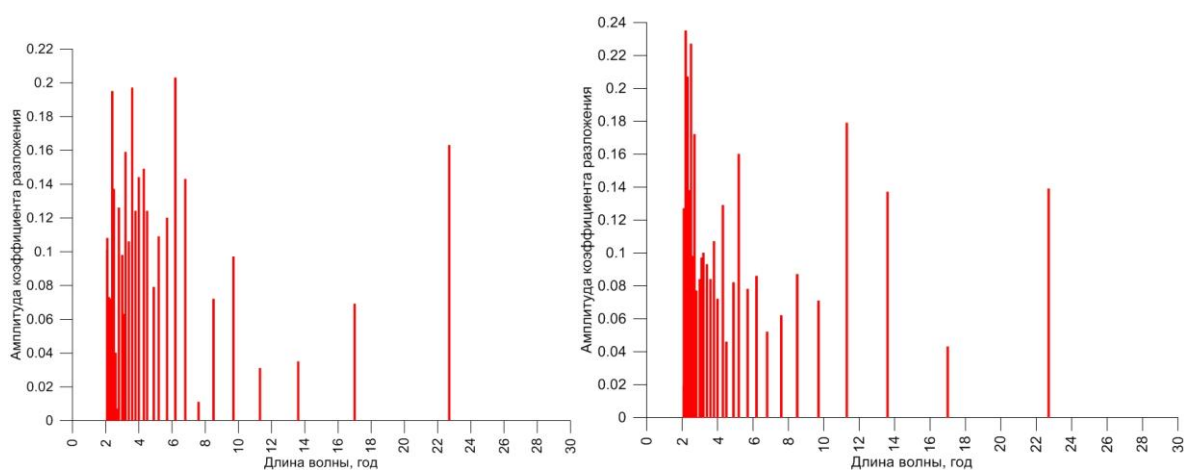


Рисунок А.26 – Зависимость изменения амплитуды коэффициентов разложения индекса NAO от длинны волны за март (слева) и апрель (справа)

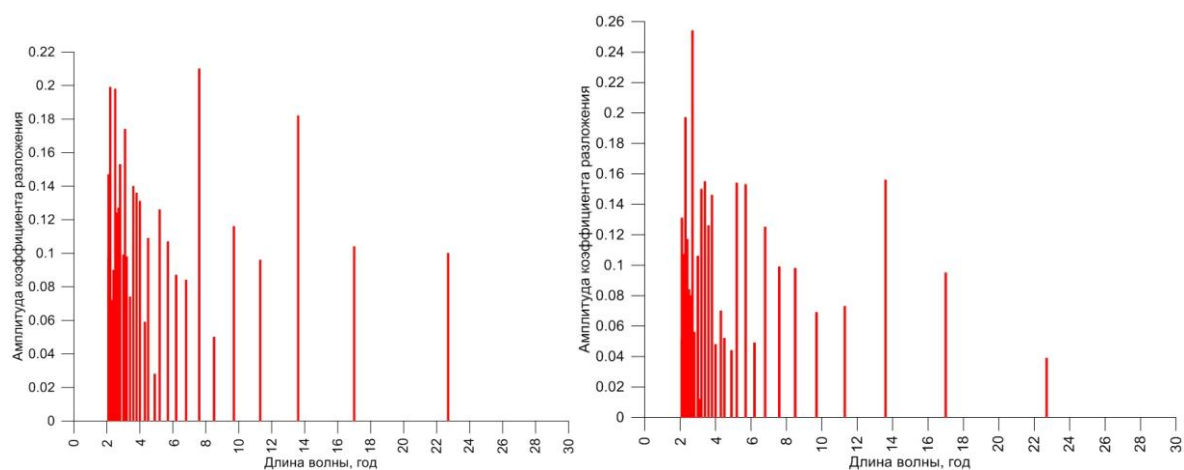


Рисунок А.27 – Зависимость изменения амплитуды коэффициентов разложения индекса NAO от длинны волны за май (слева) и июнь (справа).

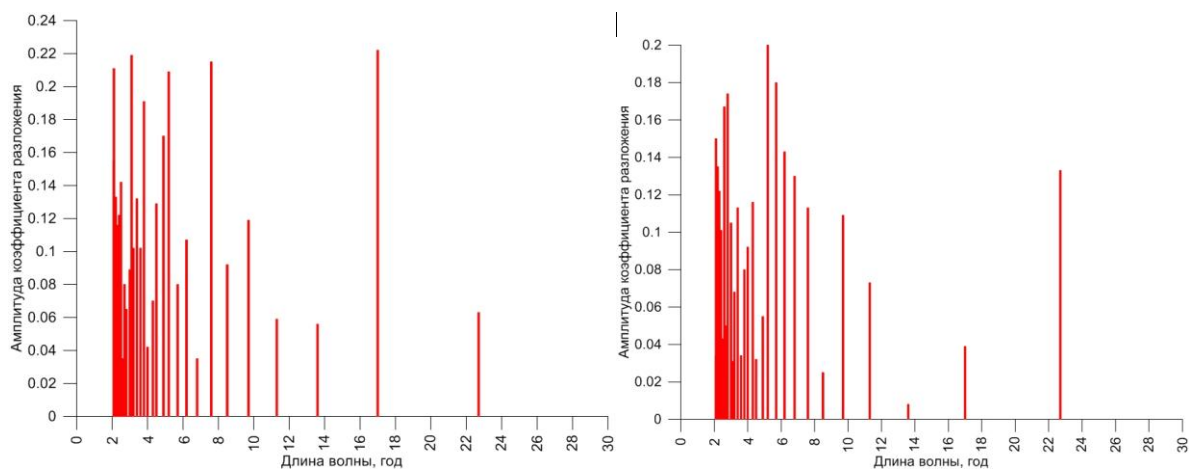


Рисунок А.28 – Зависимость изменения амплитуды коэффициентов разложения индекса NAO от длинны волны за июль (слева) и август (справа)

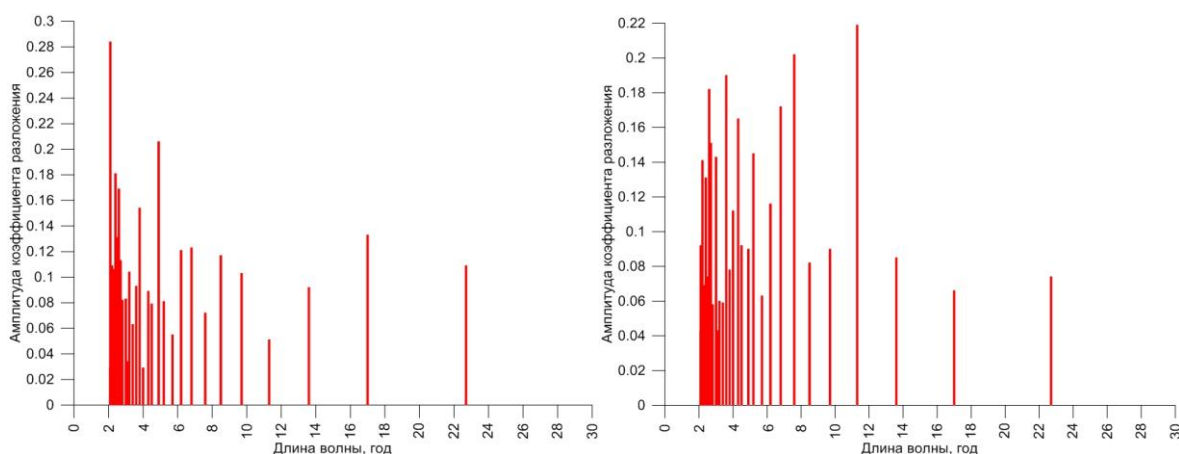


Рисунок А.29 – Зависимость изменения амплитуды коэффициентов разложения индекса NAO от длинны волны за сентябрь (слева) и октябрь (справа)

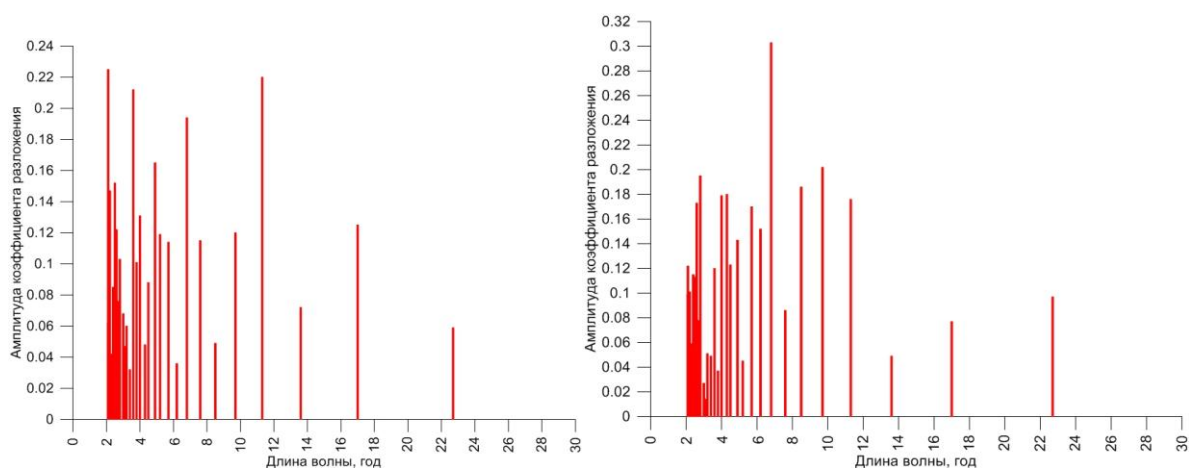


Рисунок А.30 – Зависимость изменения амплитуды коэффициентов разложения индекса NAO от длинны волны за ноябрь (слева) и декабрь (справа)

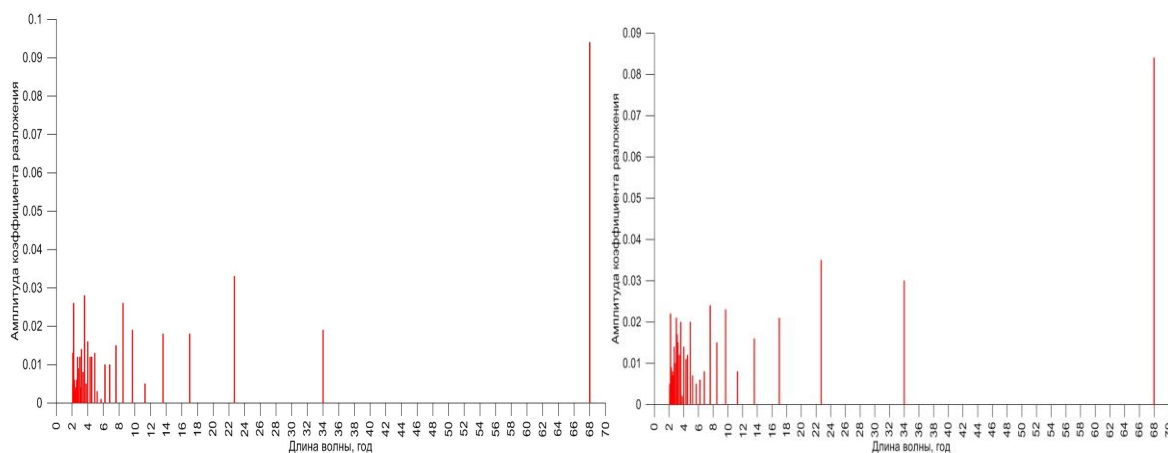


Рисунок А.31 – Зависимость изменения амплитуды коэффициентов разложения индекса АМО от длинны волны за январь (слева) и февраль (справа)

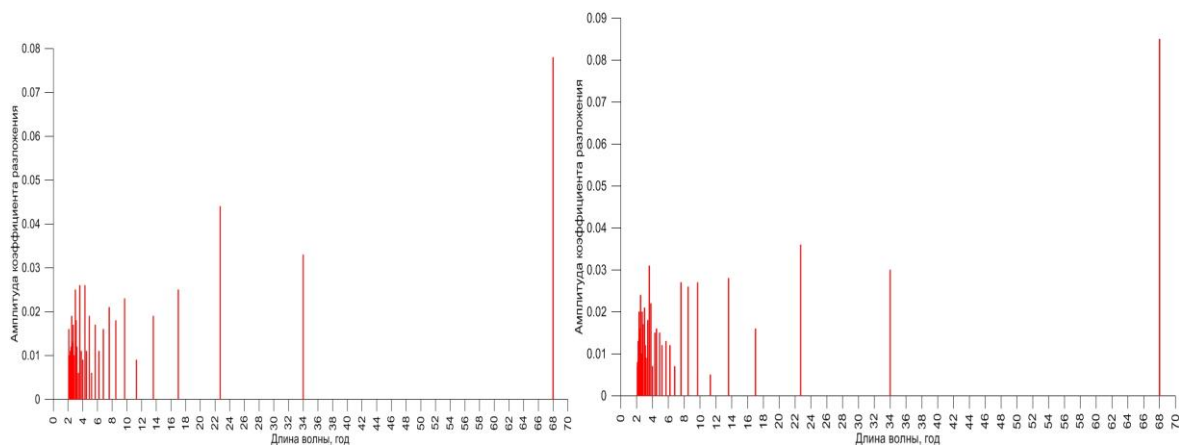


Рисунок А.32 – Зависимость изменения амплитуды коэффициентов разложения индекса АМО от длинны волны за март (слева) и апрель (справа)

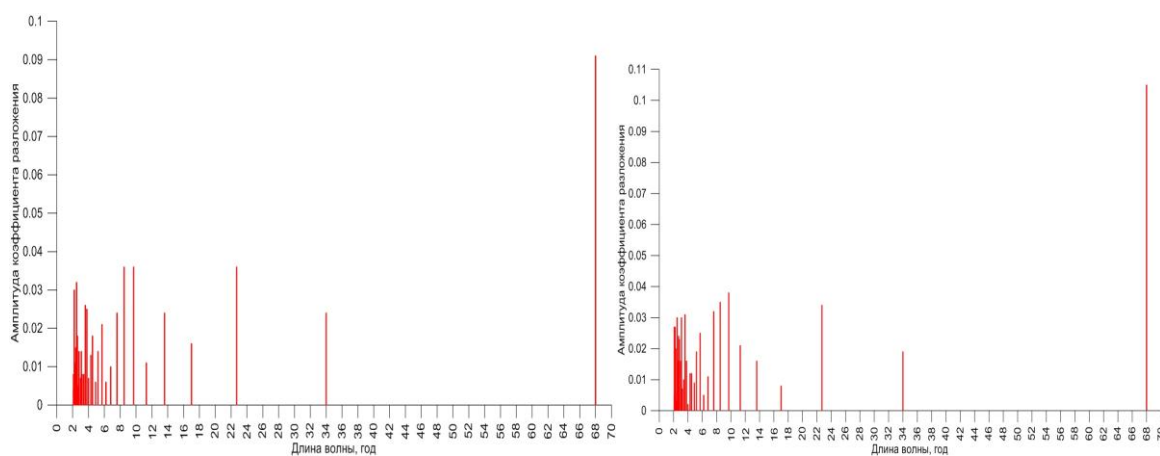


Рисунок А.33 – Зависимость изменения амплитуды коэффициентов разложения индекса АМО от длинны волны за май (слева) и июнь (справа)

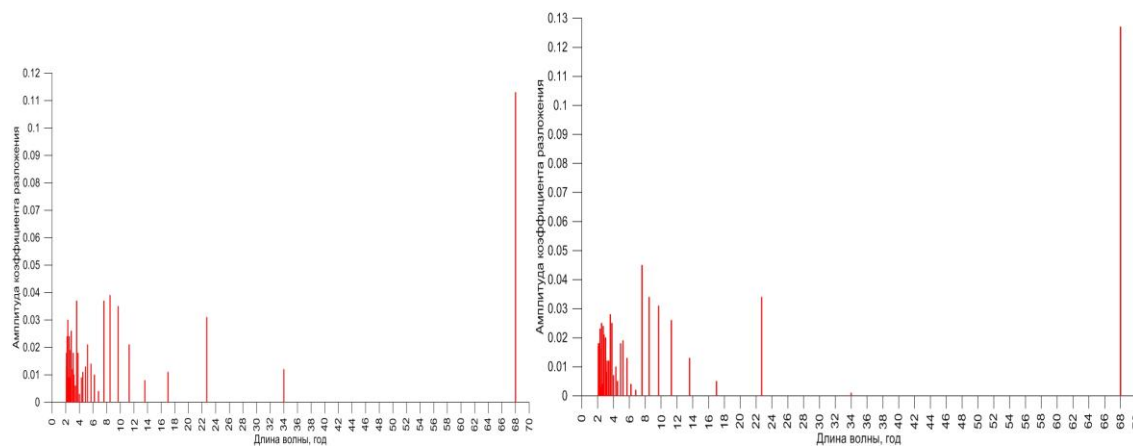


Рисунок А.34 – Зависимость изменения амплитуды коэффициентов разложения индекса АМО от длинны волны за июль (слева) и август (справа)

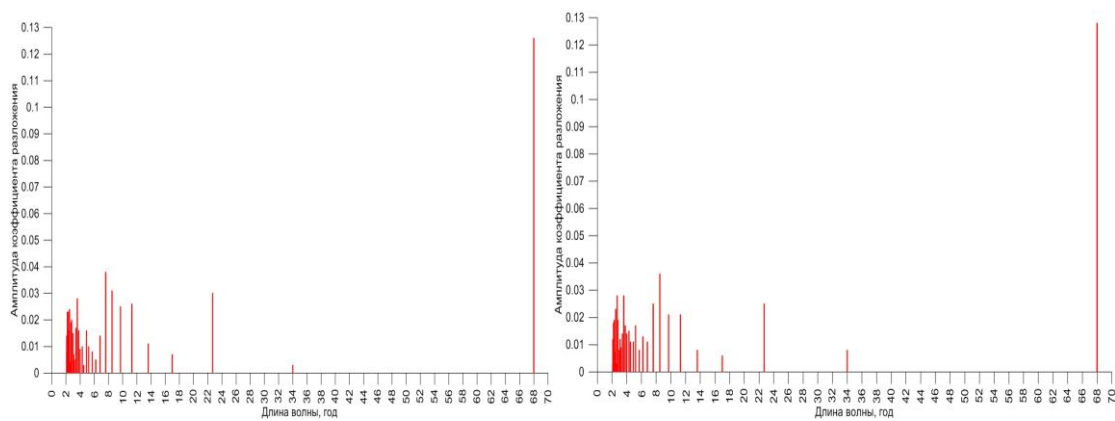


Рисунок А.35 – Зависимость изменения амплитуды коэффициентов разложения индекса АМО от длинны волны за сентябрь (слева) и октябрь (справа)

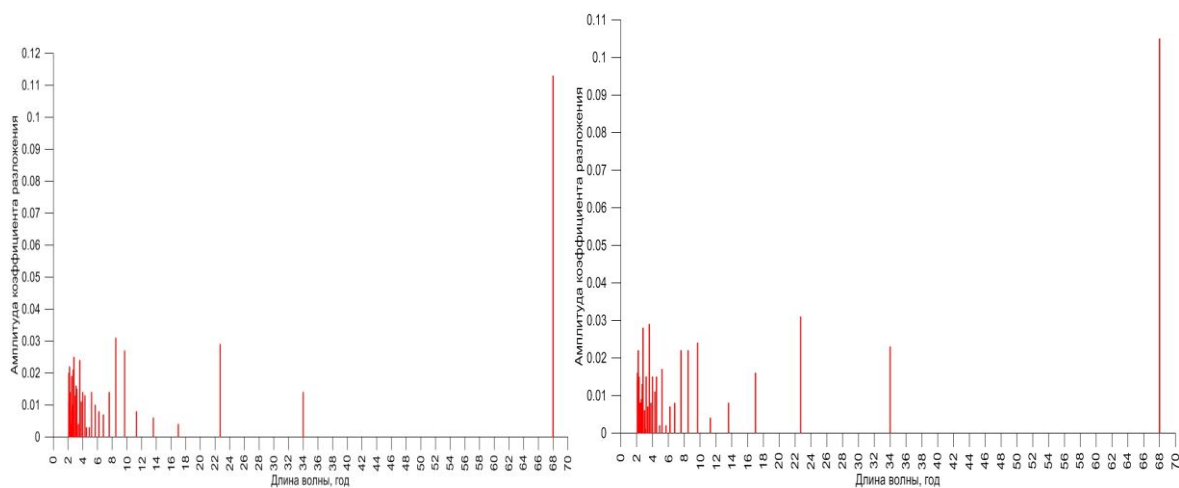


Рисунок А.36 – Зависимость изменения амплитуды коэффициентов разложения индекса АМО от длинны волны за ноябрь (слева) и декабрь (справа)

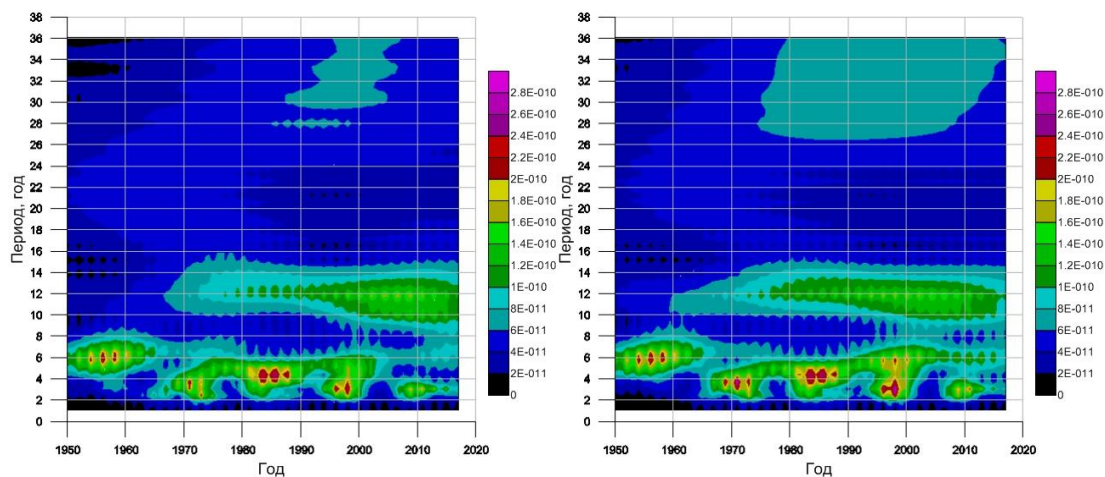


Рисунок А.38 -Зависимость изменения периода от года для индекса МЕІ
за январь (слева) и февраль (справа)

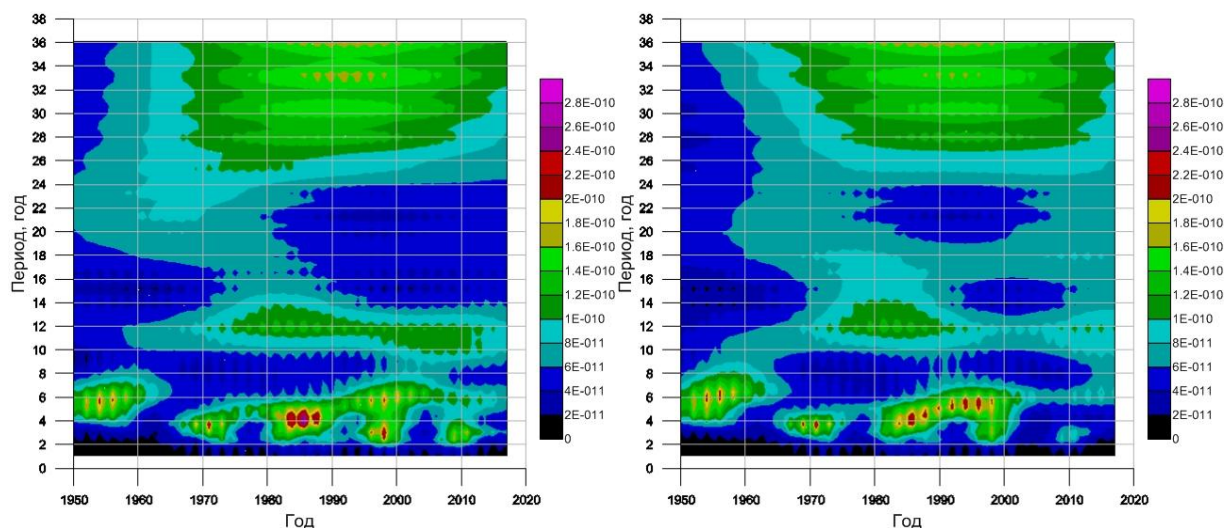


Рисунок А.39 -Зависимость изменения периода от года для индекса МЕІ
за март (слева) и апрель (справа)

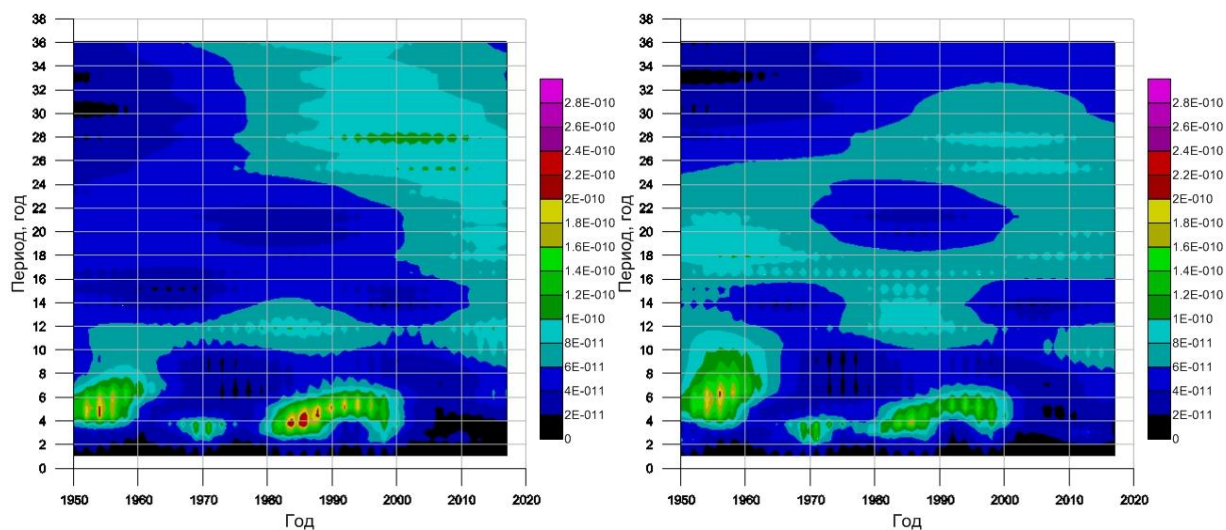


Рисунок А.40 -Зависимость изменения периода от года для индекса МЕІ
за май (слева) и июнь (справа)

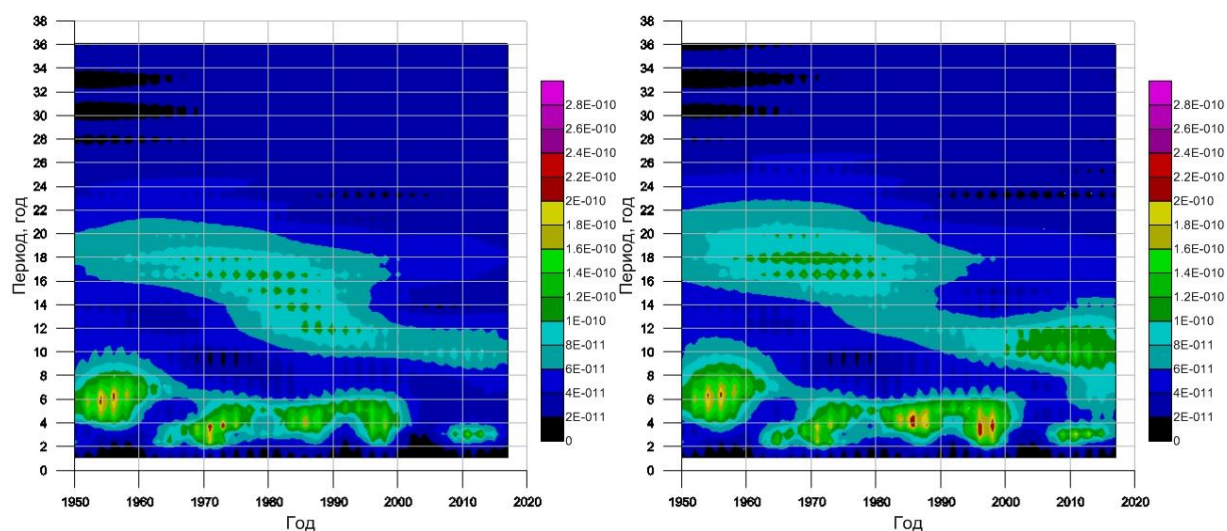


Рисунок А.41 -Зависимость изменения периода от года для индекса MEI
за июль (слева) и август (справа)

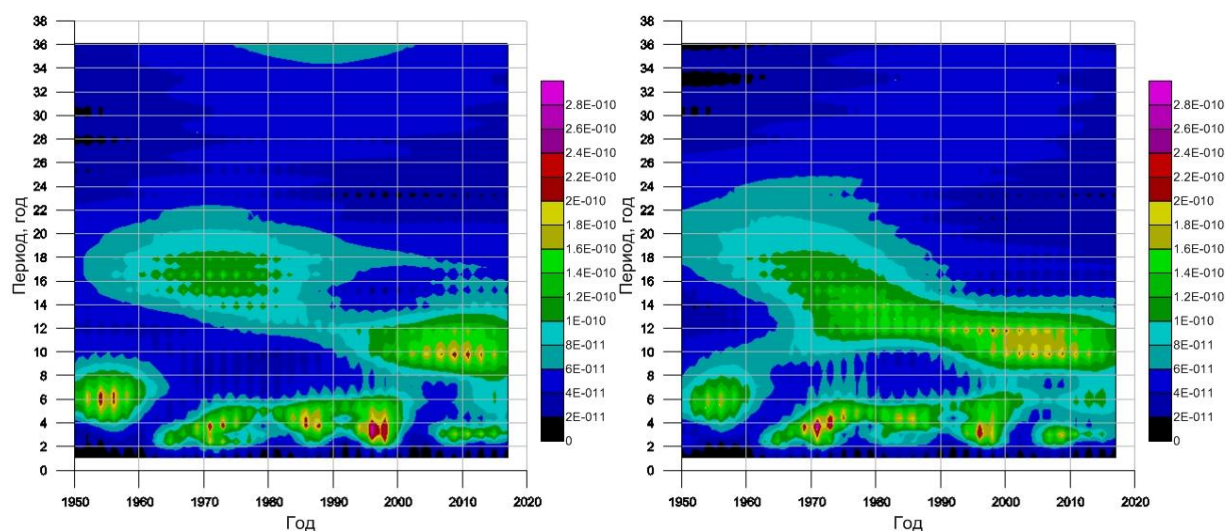


Рисунок А.41 -Зависимость изменения периода от года для индекса MEI
за сентябрь (слева) и октябрь (справа)

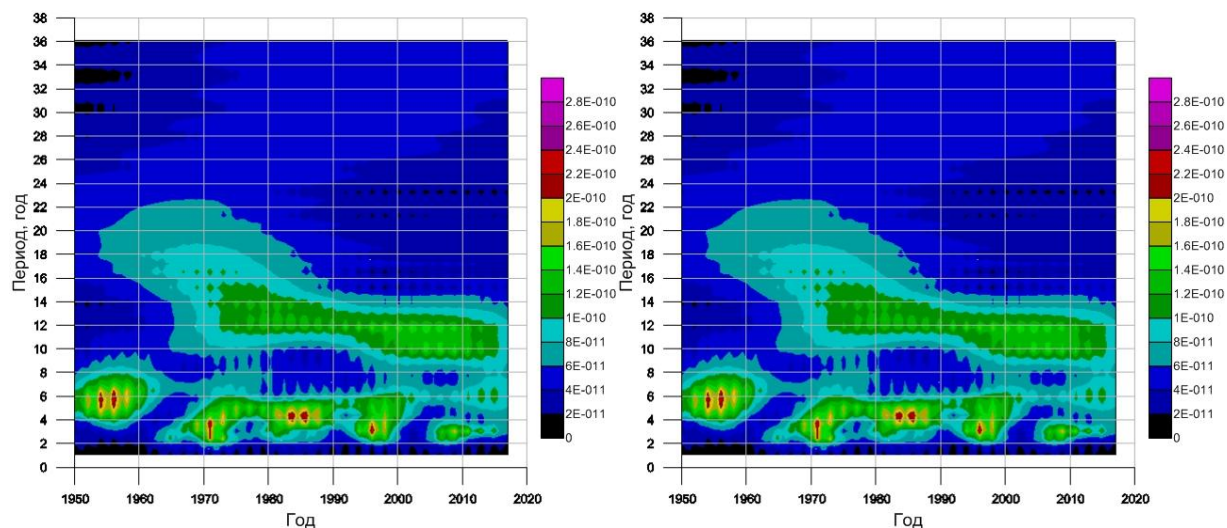


Рисунок А.42 -Зависимость изменения периода от года для индекса MEI
за ноябрь (слева) и декабрь (справа)

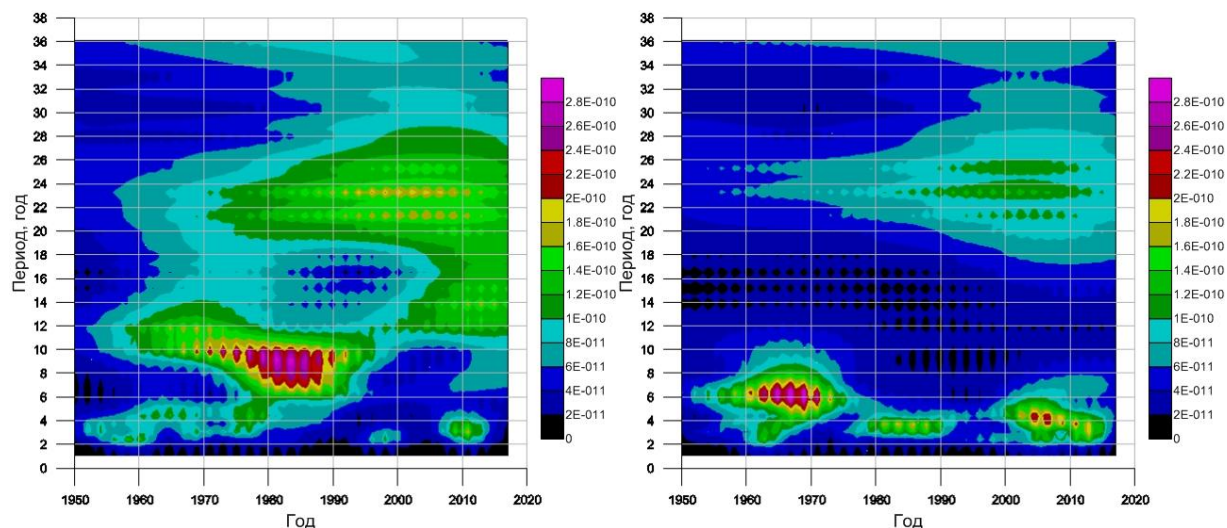


Рисунок А.43 -Зависимость изменения периода от года для индекса NAO
за январь (слева) и февраль (справа)

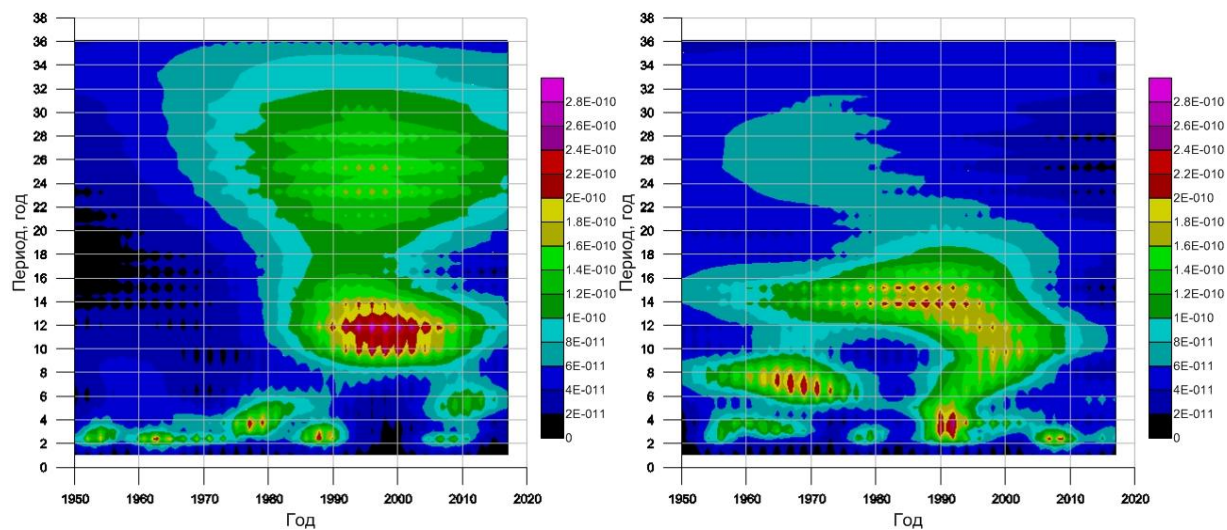


Рисунок А.44 -Зависимость изменения периода от года для индекса NAO
за март (слева) и апрель (справа)

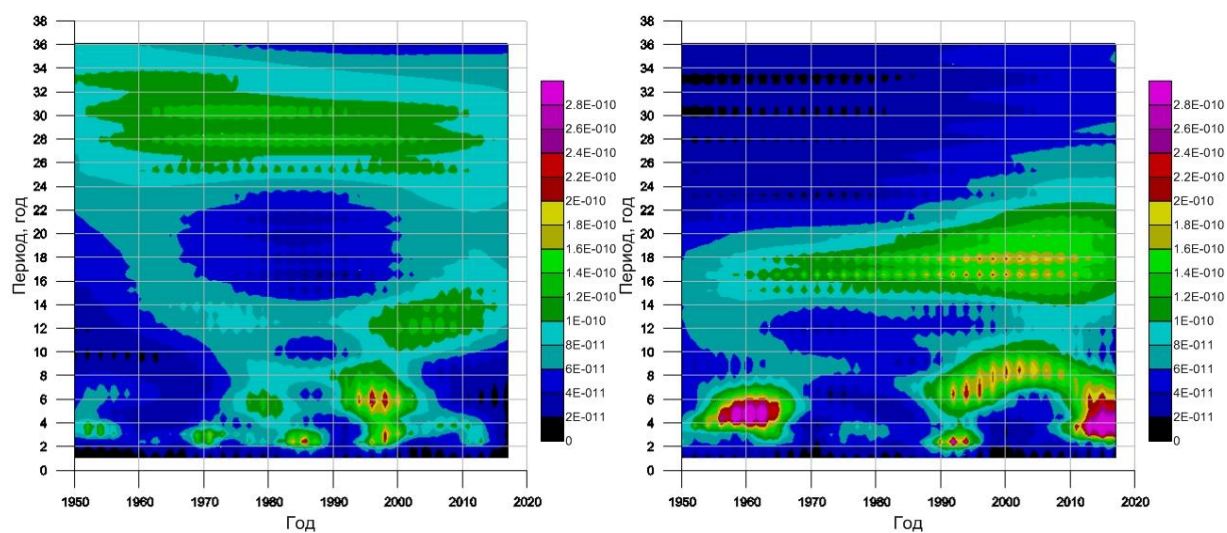


Рисунок А.45 -Зависимость изменения периода от года для индекса NAO
за май (слева) и июнь (справа)

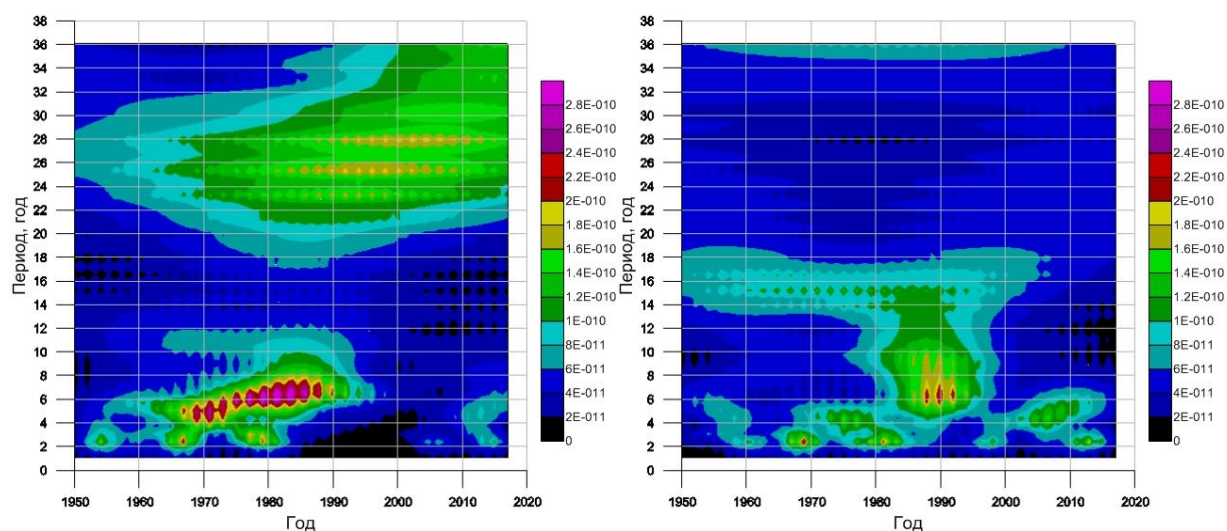


Рисунок А.46 -Зависимость изменения периода от года для индекса NAO
за июль (слева) и август (справа)

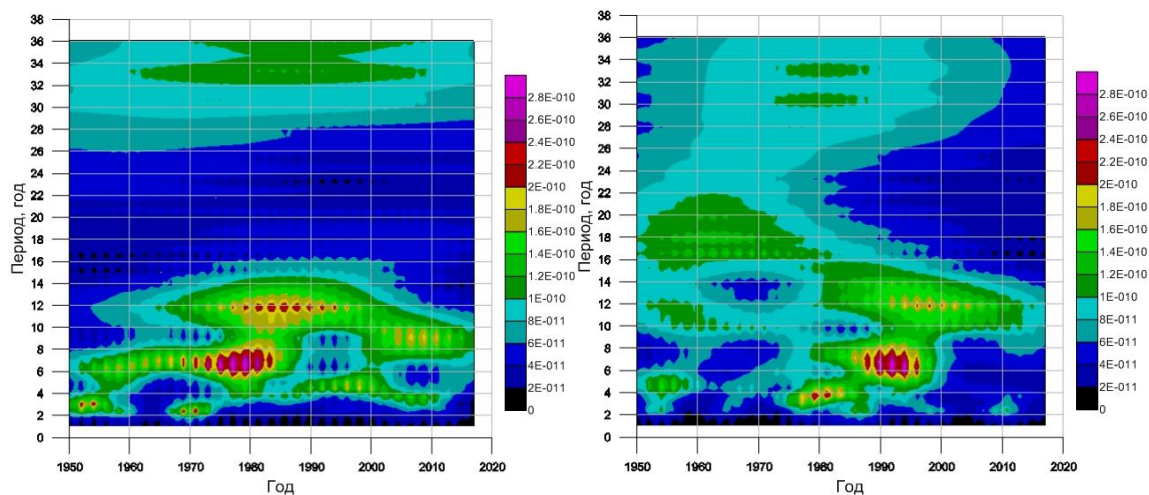


Рисунок А.47 -Зависимость изменения периода от года для индекса NAO за сентябрь (слева) и октябрь (справа)

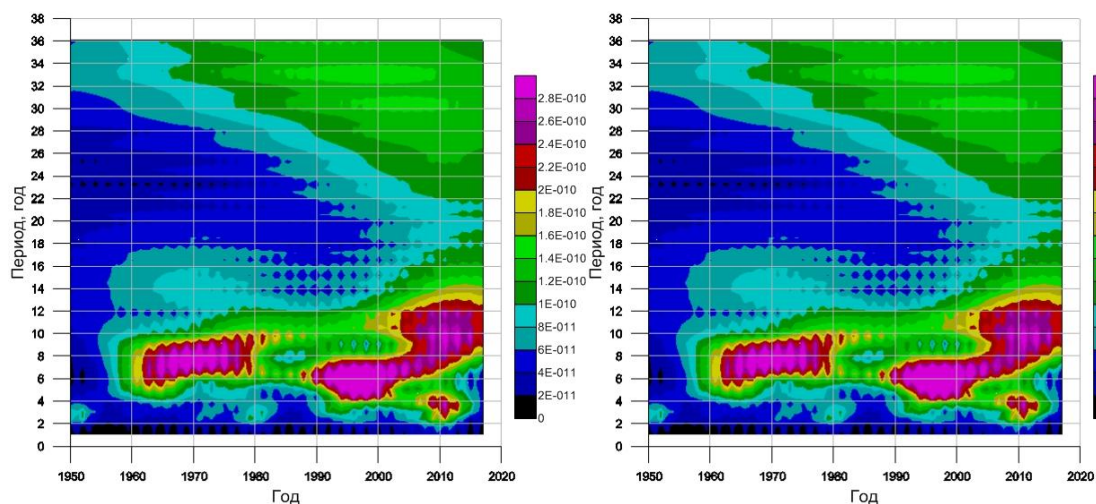


Рисунок А.48 -Зависимость изменения периода от года для индекса NAO за ноябрь (слева) и декабрь (справа)

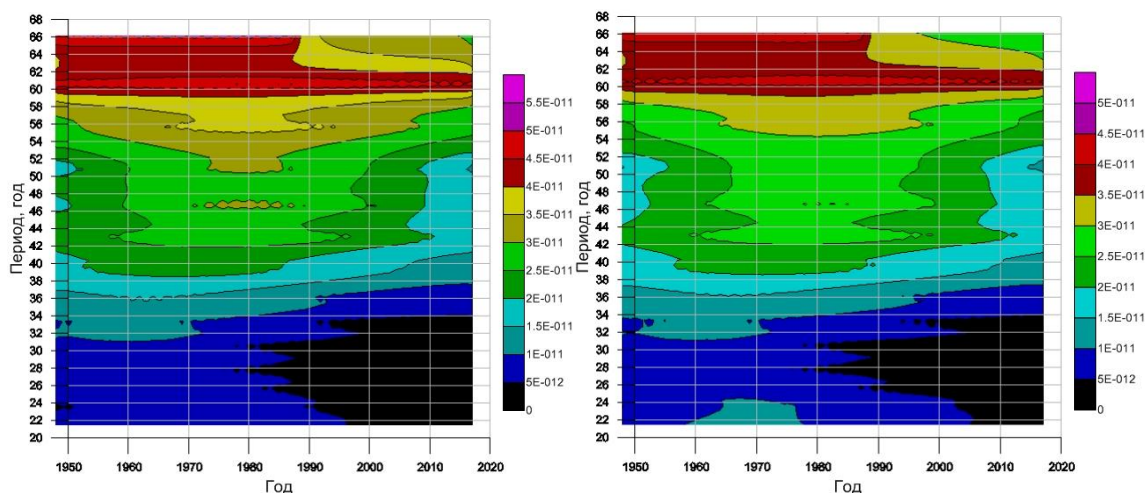


Рисунок А.49 -Зависимость изменения периода от года для индекса АМО за январь (слева) и февраль (справа)

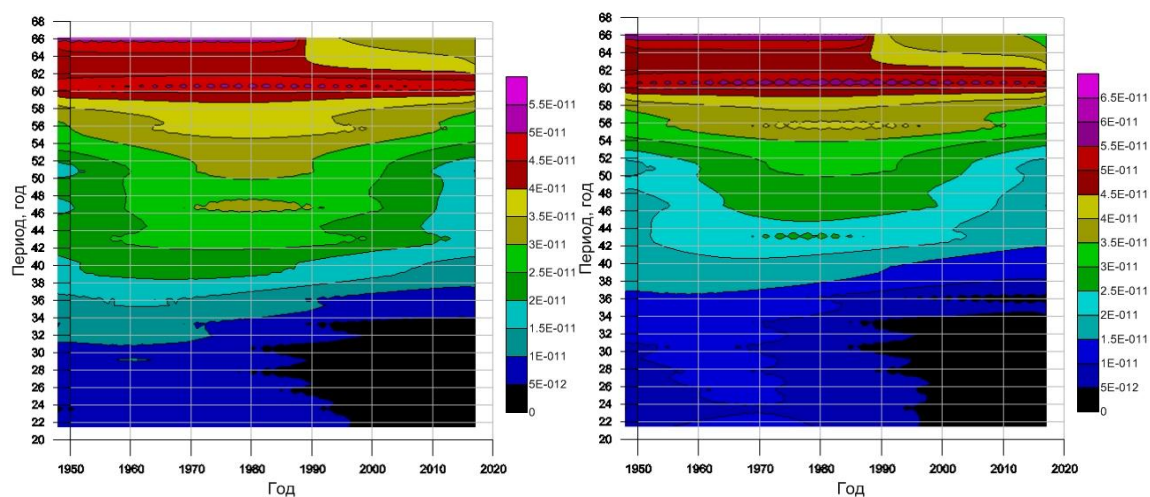


Рисунок А.50 -Зависимость изменения периода от года для индекса АМО
за март (слева) и апрель (справа)

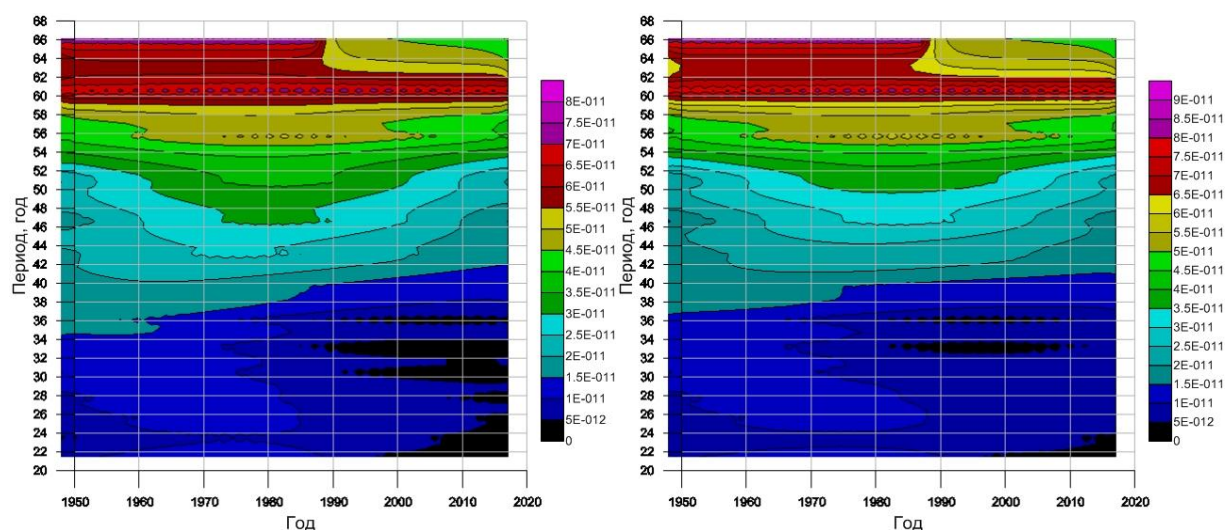


Рисунок А.51 -Зависимость изменения периода от года для индекса АМО
за май (слева) и июнь (справа)

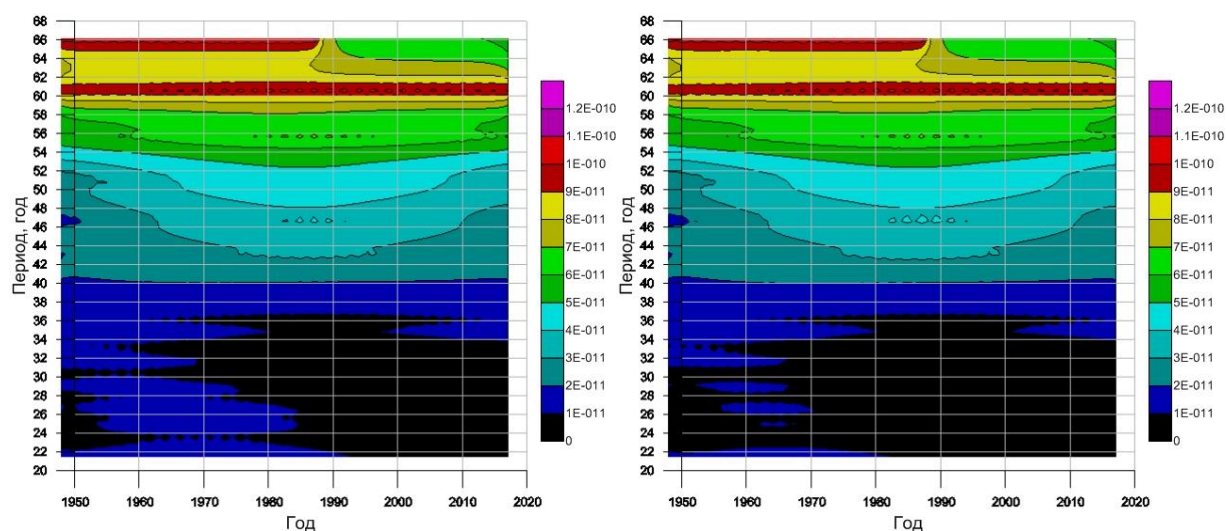


Рисунок А.52 -Зависимость изменения периода от года для индекса АМО
за июль (слева) и август (справа)

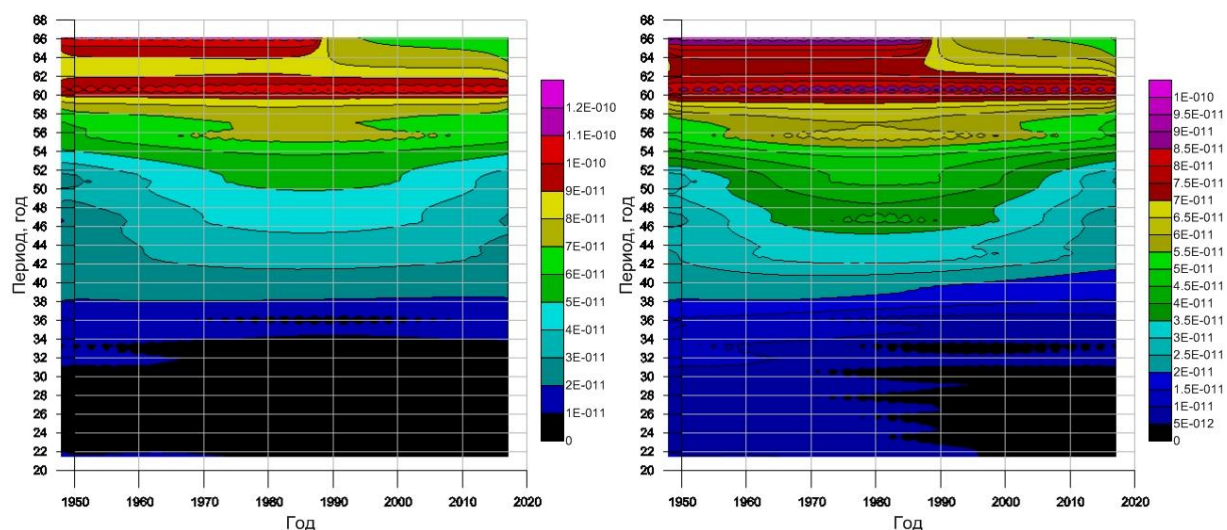


Рисунок А.53 -Зависимость изменения периода от года для индекса АМО
за сентябрь (слева) и октябрь (справа)

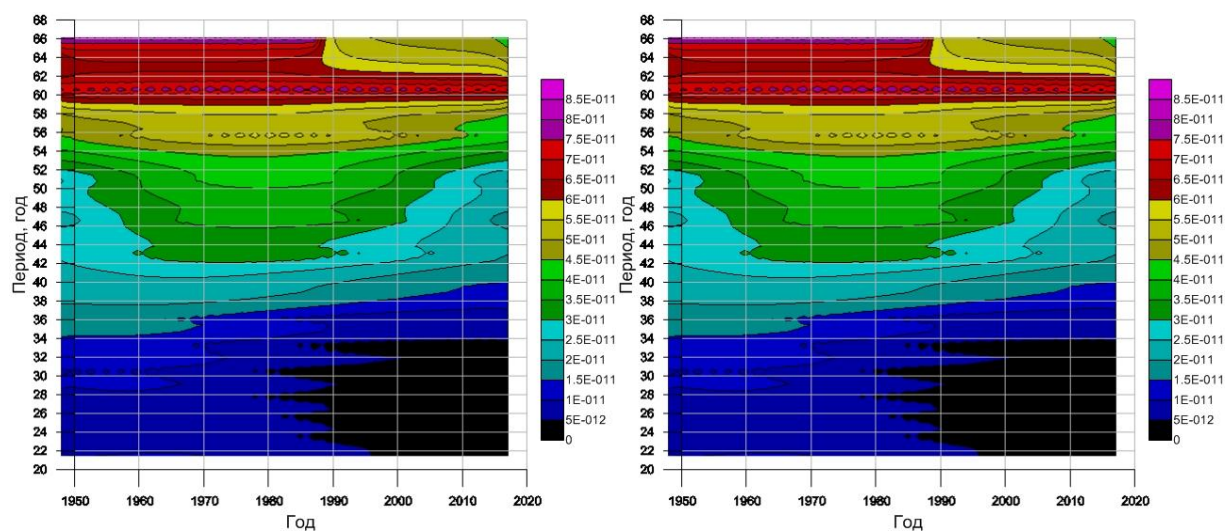


Рисунок А.54 -Зависимость изменения периода от года для индекса АМО
за ноябрь (слева) и декабрь (справа)