

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

«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра прикладной океанографии ЮНЕСКО-МОК и охраны природных вод

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(магистерская диссертация)

На тему Оценка влияния испарения в Северной Атлантике на перенос
атмосферной влаги

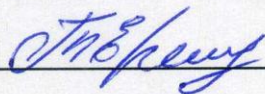
Исполнитель Горбушина Яна Александровна

Руководитель доктор географических наук, профессор

Малинин Валерий Николаевич

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой



кандидат физ.-мат. наук, доцент,

Ерёмина Татьяна Рэмовна

«09» 06 2018г.

Санкт-Петербург

2018

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

«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра прикладной океанографии ЮНЕСКО-МОК и охраны природных вод

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(магистерская диссертация)

На тему Оценка влияния испарения в Северной Атлантике на перенос
атмосферной влаги

Исполнитель Горбушина Яна Александровна

Руководитель доктор географических наук, профессор
Малинин Валерий Николаевич

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой _____

кандидат физ.-мат. наук, доцент,

Ерёмина Татьяна Рэмовна

«___» _____ 20__ г.

Санкт–Петербург

2018

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
1 Физико-географическое и гидрометеорологическое описание района Северной Атлантики	6
1.1 Физико-географическое положение Северной Атлантики	6
1.2 Особенности циркуляции атмосферы в Северной Атлантике	9
1.3 Особенности распределения испарения с поверхности Северной Атлантики	15
1.4 Крупномасштабная изменчивость переноса атмосферной влаги над Северной Атлантикой	16
1.5 Особенности распределения потоков влаги над территорией Евразии	19
2 Материалы и методы исследования	21
2.1 Исходные данные	21
2.2 Методология расчета характеристик влажности	23
3 Вертикальный влагообмен в Северной Атлантике	26
3.1 Статистические оценки годовых значений испарения, осадков и их разности	26
3.2 Оценка связи факторов разложения полного потока влаги на меридиональном разрезе по 5° в.д. с испарением над Северной Атлантикой	32
4 Межгодовая изменчивость переноса атмосферной влаги с Северной Атлантики на европейский континент и в Полярную область	37
4.1 Временная изменчивость характеристик потоков влаги на меридиональном разрезе по 5° в.д.	37
4.2 Зональный перенос атмосферной влаги через меридиональный разрез 50 в.д.	54
4.3. Межгодовая изменчивость меридионального переноса атмосферной влаги с Северной Атлантики в Арктический бассейн	63
Заключение	73
Список используемых источников	75

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Выявление генезиса межгодовой изменчивости и, особенно, построение моделей долгосрочного прогноза характеристик увлажнения и речного стока в условиях современных изменений климата представляет собой не только фундаментальную научную проблему, но также имеет важное экономическое значение. В работах [2, 3] речной сток рассматривается как компонент глобальной климатической системы и важнейший индикатор интенсивности гидрологического цикла. Очевидно, что установление причинно-следственных связей увлажнения и речного стока с определяющими факторами следует осуществлять в рамках уравнений гидрологического цикла для системы океан-атмосфера-суша. Так, в работе [16] показано, что количество выпадающих в бассейне Волги осадков в холодный период года прямо пропорционально интенсивности адвективного переноса водяного пара, обусловленного процессами общей циркуляции атмосферы. Известно также, что испарение с акватории Северной Атлантики (СА) является единственным источником выпадения осадков на европейской территории России (ЕТР) в холодный период года и главным – в теплый период. Отсюда становится понятным, что испарение в СА через атмосферный перенос водяного пара оказывает определяющее влияние на изменчивость увлажнения ЕТР.

Объект исследования – многолетние колебания испарения из океана в атмосферу в Северной Атлантике и горизонтальный перенос водяного пара в атмосфере через меридиональную (5° в.д.) и зональную (70° с.ш.) границы Северной Атлантики.

Предмет исследования – внутригодовая и межгодовая изменчивость испарения и переноса атмосферной влаги.

Целью данной работы является детальное исследование влияния испарения из океана в атмосферу в Северной Атлантике на горизонтальный перенос водяного пара в атмосфере через меридиональную (5° в.д.) и зональную (70° с.ш.) границы СА. Исходя из поставленной цели, решались следующие задачи:

- выявление крупномасштабных закономерностей межгодовой изменчивости испарения в СА в условиях современных изменений климата;
- выявление закономерностей в межгодовых колебаниях интегрального переноса атмосферной влаги через зональную и меридиональную границы СА;
- построение статистических моделей горизонтального переноса водяного пара через меридиональный (5° в.д.) и зональный (70° с.ш.) разрезы с испарением в СА.

В результате выполненных расчетов научная новизна работы состоит в следующем:

- доказано, что наиболее разумные оценки компонент влагосодержания в системе океан-атмосфера и горизонтального переноса влаги могут быть получены по данным архива Reanalysis-2.
- к новым результатам можно отнести полученные закономерности межгодовых колебаний горизонтального переноса атмосферной влаги через зональную и меридиональную границы Северной Атлантики и статистические модели горизонтального переноса водяного пара через меридиональный (5° в.д.) и зональный (70° с.ш.) разрезы с испарением в Северной Атлантике.

Основные положения выносимые на защиту:

1. закономерности межгодовой изменчивости испарения в Северной Атлантике в условиях интенсивного глобального потепления климата;
2. закономерности межгодовых колебаний горизонтального переноса атмосферной влаги через зональную и меридиональную границы Северной Атлантики;

3. статистические модели горизонтального переноса водяного пара через меридиональный (5° в.д.) и зональный (70° с.ш.) разрезы с испарением в Северной Атлантике.

Практическая значимость результатов:

Материалы и обобщения, содержащиеся в диссертации, могут быть полезны для дальнейшего исследования вертикального влагопереноса с Северной Атлантики в Европейскую часть России.

Объем и структура диссертации

Во *введении* обосновывается актуальность выбранной темы диссертационного исследования, обсуждаются цели и задачи исследования, научная новизна, научная и практическая значимость диссертации, формулируются положения, выносимые на защиту. Кратко представлено содержание диссертации.

В *главе 1* дается физико-географическое и гидрометеорологическое описание района Северной Атлантики, а так же описание крупномасштабной циркуляции атмосферы в Северной Атлантике и исследований, посвященных этой теме.

В *главе 2* дается описание массивов гидрометеорологических данных, которые используются в диссертационном исследовании, представлено краткое описание методов расчета характеристик влажности.

В *главе 3* дается оценка вертикальному влагообмену в Северной Атлантике, а также исследуется внутригодовая и межгодовая изменчивость среднегодовых значений испарения, осадков и их разности и оценка связи факторов разложения полного потока влаги на меридиональном разрезе по 5° в.д. с испарением над Северной Атлантикой.

Глава 4 посвящена исследованию зонального переноса атмосферной влаги через меридиональный разрез 5° в.д. и межгодовой изменчивости меридионального переноса атмосферной влаги с Северной Атлантики в Арктический бассейн.

В *заключении* сформулированы основные результаты диссертационного исследования.

1 Физико-географическое и гидрометеорологическое описание района Северной Атлантики

1.1 Физико-географическое положение Северной Атлантики

С точки зрения физической географии деление Атлантического океана на северную и южную части условно походит по экваториальной линии, но в то же время океанография так же относит к южной части океана экваториальное противотечение, которое располагается на 5–8°с.ш. С севера же океан ограничен Полярным кругом и местами подводными хребтами (рис. 1.1). С точки зрения тектоники, Северная Атлантика представлена подводной окраиной материков, океанским ложем и срединно-океаническим хребтом. Ее нефтегазоносность связана с первой геотектурой океанского дна. В целом, ширина акватории колеблется от 3500 до 6700 км.

Атлантика считается одним из самых биологически продуктивным океаном и, естественно, он выделяется относительно других океанов наличием поистине уникальных мест. В первую очередь, это наиболее протяжённый подводный океанический хребет – Срединно-Атлантический; еще можно отметить, что на его акватории располагается единственное море, не имеющее твёрдых берегов, ограниченное течениями, – Саргассово; а так же залив Фанди с самой высокой приливной волной и Чёрное море с его уникальным сероводородным слоем.



Рисунок 1.1 – Карта Северной Атлантики

На параллели 30°с.ш. находится самая широкая часть океана – 6700 км (самая наименьшая ширина – в экваториальной части около 2830 км). Доступная для освоения шельфовая зона океана (с глубинами до 200 м) занимает всего 5% от площади (или 8,6%, если принимать во внимание моря, заливы и проливы), но эта площадь больше, чем в Индийском и Тихом океанах, и значительно меньше, чем в Северном Ледовитом океане. Районы с глубинами от 200 м до 3000 м (зона материкового склона) занимают 16,3% площади океана, или 20,7% с учётом морей и заливов, а более 70% это абиссальная зона (ложе океана).

Северная часть океана отличается изрезанностью своей береговой линией, здесь располагаются большая часть крупнейших внутренних морей и заливов. Она непосредственно граничит с бассейном Северного Ледовитого океана через восточный вход Гудзонова пролива, Девисов пролив. Далее ее граница по побережью острова Гренландия до мыса Брустер, через Датский пролив до мыса Рёйдинупюр на острове Исландия и дальше по его побережью до мыса

Герпир (Терпир), далее к Фарерским и Шотландским островам и по 61°с.ш. до побережья Скандинавии. Восточная часть Северной Атлантики ограничена побережьями Европейского континента и Африки, а западная – Северной Америкой. В восточной части океана можно выделить две глубоко вдающиеся в сушу акватории: Северное море (которое восточнее переходит в Балтийское море с Ботническим и Финским заливами) и южная система внутриконтинентальных морей – Средиземного и Черного. Средиземное море соединяется с СА Гибралтарским проливом, который имеет одно под другим, два противоположно направленных течения. Нижнее положение занимает течение, направляющееся из Средиземного моря в Атлантический океан, вследствие того, что средиземноморские воды характеризуются большей плотностью и большей соленостью из-за более интенсивного испарения с поверхности.

На юго-западе в тропической части СА располагаются Карибское море и Мексиканский залив, который соединяется с океаном Флоридским проливом. Побережье Северной Америки изрезано небольшими заливами (Памлико, Барнегат, Чесапикский, Делавэр и пролив Лонг-Айленд); а на северо-западе находятся заливы Фанди и Св.Лаврентия, пролив Белл-Айл, Гудзонов пролив и Гудзонов залив.

Северная Атлантика является очень важным в научном и практическом отношениях районом Мирового океана за счет того, что именно здесь происходит обмен потоками тепла и влаги между экватором и северными широтами. В науке принято деление этой области на три части: Экваториально-Тропическая Атлантика (зона от экватора до 20° с.ш.), Субтропическая Атлантика (зона между 20–45° с.ш.) и Субполярная Атлантика (45°–70° с.ш.). В свою очередь, в моей диссертации исследовался район, располагающийся в северной части субтропической и субполярной зонах Северной Атлантики.

Известно, что в Субполярной Атлантике формируются глубинные воды, которые впоследствии распространяются по всему Мировому океану. За счет конвекции холодных глубинных вод в очагах, их формирования в Субполярной

Атлантике и компенсирующего переноса относительно теплых вод термоклина на север, согласно схеме Стоммела [17], образуется глобальная термохалинная циркуляционная ячейка, которая обуславливает квазистационарный меридиональный перенос тепла на север в Атлантическом океане.

1.2 Особенности циркуляции атмосферы в Северной Атлантике

В работе [8] была предложена приближенная генетическая концепция формирования межгодовых колебаний увлажнения поверхности суши ЕТР. Если в результате взаимодействия процессов крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в СА в холодный период года усиливается зональный перенос водяного пара на континент, включая ЕТР, то соответственно, большее количество осадков выпадает в бассейне р. Волги и других крупных рек ЕТР, что усиливает увлажнение и приводит к повышению годового стока рек. Если же зональный перенос влаги ослабевает и соответственно усиливается меридиональный перенос, то картина меняется на противоположную. В дальнейшем [9] осуществлено уточнение данной концепции применительно к процессам взаимодействия океана с атмосферой в СА, суть которых состоит в следующем (рис. 1.3). С одной стороны, при усилении процессов циклонической активности в Северной Атлантике и, прежде всего, в области исландской депрессии происходит возрастание испарения и понижение температуры поверхности океана. При этом увеличивается влагосодержание атмосферы. С другой стороны, возрастание циклонической активности способствует повышению «эффективной» скорости горизонтального переноса атмосферной влаги, характеризующей скорость перемещения водяного пара за счет общей циркуляции и синоптических вихрей, т.е. циклонов.

Известно, что Мировой океан – это основной источник влаги в атмосфере, которая, в свою очередь оказывает такое же сильное влияние на все термодинамические процессы как и солнечная радиация, так как из-за конденсации влаги атмосфера получает примерно столько же тепла, сколько она получает посредством турбулентного теплообмена с океаном и поглощения лучистой энергии. Необходимо отметить, что если океан влияет на атмосферные процессы в основном через тепло- и влагообмен, то атмосфера, в свою очередь воздействует на океан при помощи и тепловых, и динамических процессов. Естественно полагать, что данная совокупность особенностей взаимодействия океана и атмосферы, а так же перераспределения влаги и обусловленные ими процессы с обратными связями заставляют рассматривать атмосферу и океан как единую систему.

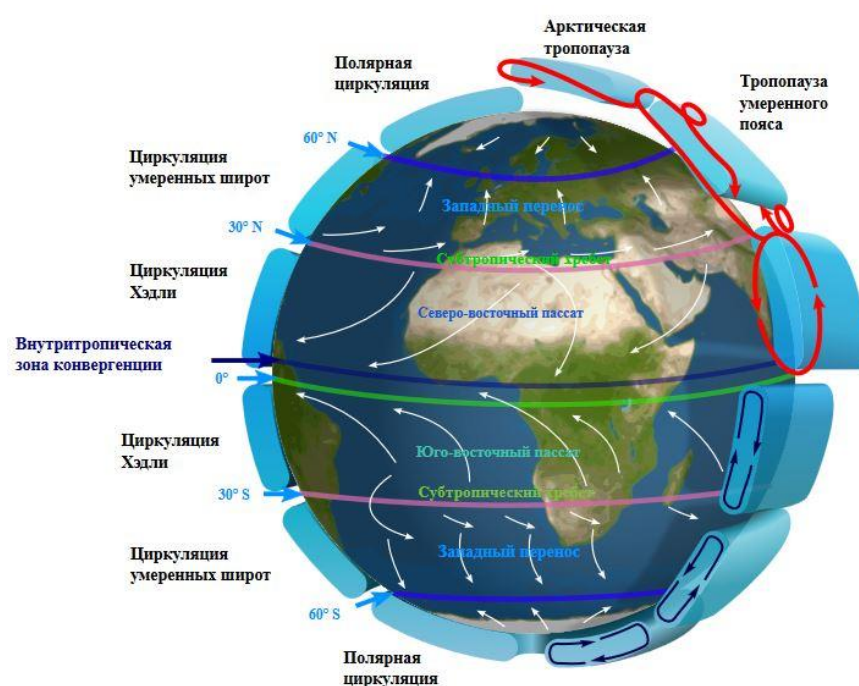


Рисунок 1.2. Расположение элементов общей циркуляции атмосферы

Крупномасштабная циркуляция атмосферы в регионе Северной Атлантики является одним из важнейших звеном глобальной циркуляции, от состояния которого зависят погода и климат Европы и Европейской части России [15]. Основные барические системы над Атлантикой, которые определяют метеорологическую обстановку в течение года, это приэкваториальная депрессия и квазистационарные субтропические области высокого давления.

Чаще всего зоны циклонической активности перемещаются из районов Гудзонова залива и Ньюфаундлендской банки в направлении Исландии и Норвежского моря. В зимний период они выходят в Баренцево море и иногда перемещаются далее к востоку - на Карское море, а летом обычно смещаются на север Скандинавского полуострова. В зимний период перенос циклонической активности со стороны Ньюфаундленда на северо-восток чаще всего сопровождается штормовой активностью: она приносит повторяемость ветра силой 7 баллов и южнее Ньюфаундленда (в январе составляет 30%, юго-западнее Исландии - 40%, у берегов Новой Земли в Баренцевом и Карском морях - 30%). В летний период повторяемость штормовых ветров в этих районах снижается до 10%. На Балтийском море циклоны чаще выходят со стороны Бискайского залива, реже - с Северного моря (особенно зимой). На Средиземном море зимой один-два циклона в месяц проходят в широтном направлении от Гибралтара до южного побережья Турции. Со Средиземного моря циклоны часто выходят на Черное море и далее на европейскую территорию СНГ.

Наиболее значимые амплитуды давления и температур создаются зимой, вследствие того, что над такими областями как Гренландия, Северная Америка и внутренней частью Евразии образуются центры высокого давления, вследствие чего температура и над сушей, и над водами Канадского Арктического архипелага сильно понижается. Океан же, кроме прибрежной северо-западной части, сохраняет температуру поверхностных вод от 5 до 10 °С даже в феврале. Данный факт связан с притоком в северо-восточную часть

Атлантики теплых вод с юга и отсутствием поступления холодной воды со стороны Северного Ледовитого океана.

На севере Атлантики в зимний период формируется замкнутая область пониженного давления — Исландский, или Северо-Атлантический, минимум (рис. 1.3). Его взаимодействие с Азорским или как его еще называют, Северо-Атлантическим, максимумом, который располагается в районе 30-й параллели, создает над Северной Атлантикой преобладающий западный ветровой поток, который выносит с океана на Евразийский материк влажно-неустойчивый и относительно теплый воздух. Данный атмосферный процесс, как правило, сопровождается выпадением осадков в виде дождя и снега при положительных температурах.

В летний же сезон область высокого давления сохраняется только над ледяным щитом Гренландии, а над материками устанавливаются центры низкого давления и Исландский минимум ослабевает. Западный перенос остается главным циркуляционным процессом в умеренных и высоких широтах, но он выражен не так ярко, как в зимнее время. В то же время, Азорский максимум усиливается и расширяется, и большая часть акватории СА, включая Средиземное море, оказывается под воздействием тропических воздушных масс и не получает осадков. Только у берегов Северной Америки, куда по периферии Азорского максимума поступает влажнонеустойчивый воздух, выпадают осадки муссонного типа, хотя этот процесс выражен совсем не так интенсивно, как на тихоокеанском побережье Евразии.

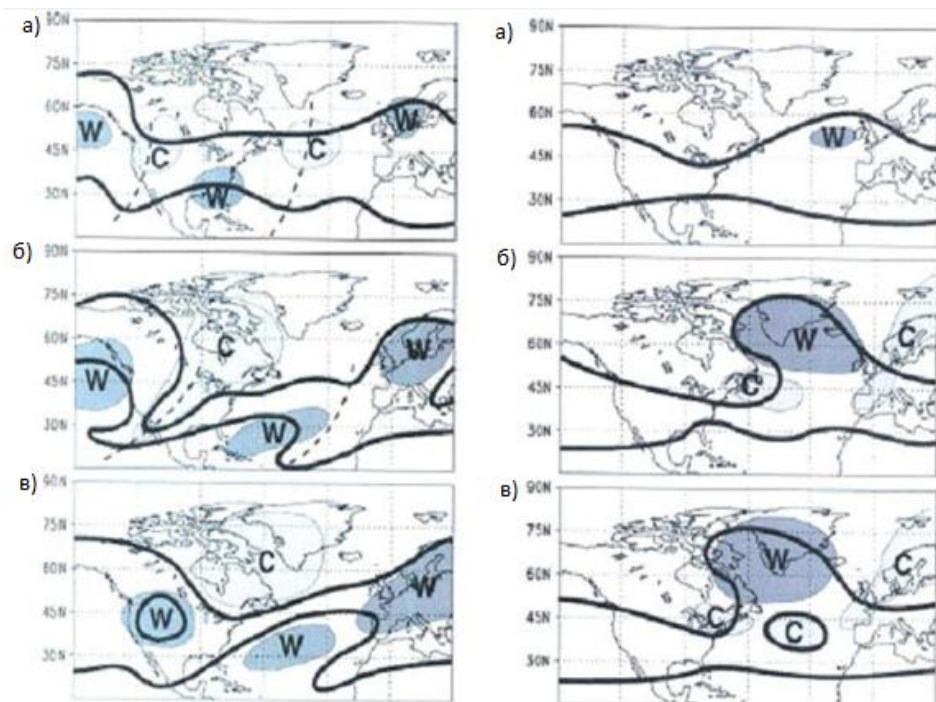


Рисунок 1.3 – Схема формирования положительной (слева) и отрицательной (справа) фазы САК под влиянием синоптических процессов: а) за 8-10 дней до формирования фазы САК; б) за 3-5 дней; в) день установления фазы. Жирные линии – основные течения; пунктир – оси ложбин; W – области положительной аномалии температуры воздуха; C – области отрицательной аномалии температуры воздуха [13].

Как известно, область Исландского минимума и энергоативные зоны в системе Гольфстрима – районы максимальной изменчивости испарения и циклонической активности.



Рисунок 1.4 Концептуальная схема формирования межгодовых колебаний увлажнения на европейской территории России [9]

Если обратиться к рис.1.4, можно увидеть схему формирования межгодовых колебаний увлажнения на европейской части России. Концепция состоит в том, что при усилении процессов циклонической активности в Северной Атлантике и прежде всего в области Исландского минимума, увеличиваются испарение и влагосодержание атмосферы и понижается температура поверхности океана. В свою очередь, при возрастании циклонической активности одновременно повышается вертикальная составляющая эффективной скорости горизонтального переноса атмосферной влаги, которая характеризует скорость перемещения циклонов. При росте циклонической активности углубляется Исландский минимум, и одновременно возникают его пространственные перемещения. В свою очередь, при углублении Исландского минимума усиливается интенсивность Северо-Атлантического колебания (САК), которое в значительной степени регулирует адвективный зональный перенос в атмосфере в умеренных широтах.

Все это приводит к значительному повышению зонального переноса водяного пара в системе общей циркуляции атмосферы на европейский

континент и ЕТР. Естественно полагать, что при ослаблении циклонической и, соответственно, возрастании антициклонической активности рассмотренная картина развития гидрометеорологических процессов вынуждена меняться в обратную сторону [7].

1.3 Особенности распределения испарения с поверхности Северной Атлантики

Основное влияние океана на атмосферу осуществляется через потоки тепла при испарении, то есть через скрытое тепло. Среднегодовое значение эффективного испарения в Северной Атлантике меняется от $8.8 \cdot 10^3$ до $21.6 \cdot 10^3$ км³, при среднем значении $16.6 \cdot 10^3$ км³ [9].

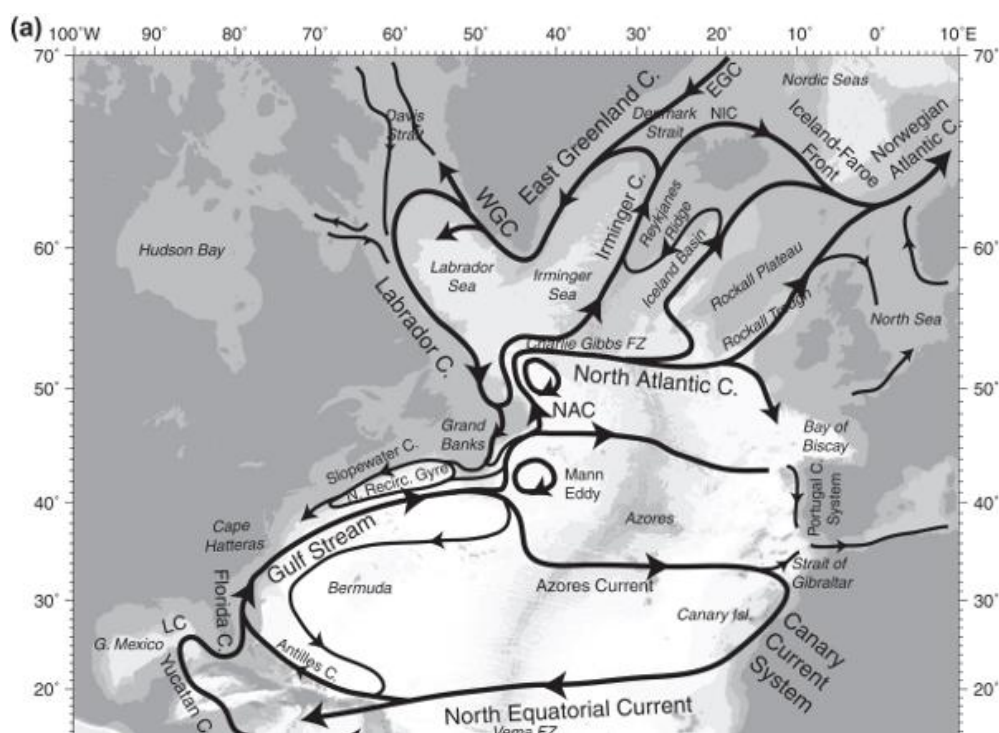


Рисунок 1.5 – Поверхностные течения северной части Атлантического океана

Известно, что основным источником скрытого тепла в Северной Атлантике является субтропический круговорот. В субтропическом круговороте, Гольфстриме и в целом на акватории СА в характере поведения потоков

скрытого тепла заметно преобладающее влияние обусловленной адвективными течениями температуры поверхности океана (рис. 1.5).

Годовой ход потоков явного и скрытого тепла ярко выражен в умеренных и высоких широтах, причем с весьма существенной межгодовой изменчивостью величины амплитуды. Максимум ее, как правило, отмечается в зоне 50—60°с.ш., что, прежде всего, связано с большими контрастами температуры воздуха от зимы к лету. В связи с ростом температуры воды и воздуха по направлению к экватору происходит увеличение затрат тепла на испарение. Наиболее наглядно это прослеживается летом, когда среднемесячный расход тепла на испарение возрастает от 10-30 Вт/м² в субполярных районах до 100-120 Вт/м² у экватора.

Зимой в картине горизонтальной изменчивости испарения наблюдается более интересная картина. В приэкваториальной зоне оно уменьшается по сравнению с летним периодом, прежде всего за счет выравнивания перепада влажности в приводном слое. В свою очередь, в умеренных и высоких широтах, напротив, испарение зимой может уже на порядок превышать испарение летом. Это связано с выносом холодных и сухих воздушных масс с континентов на теплый океан и с более частой повторяемостью штормовых условий. Максимум затрат тепла на испарение, как правило, отмечается в зоне 50 —60°с.ш. [5].

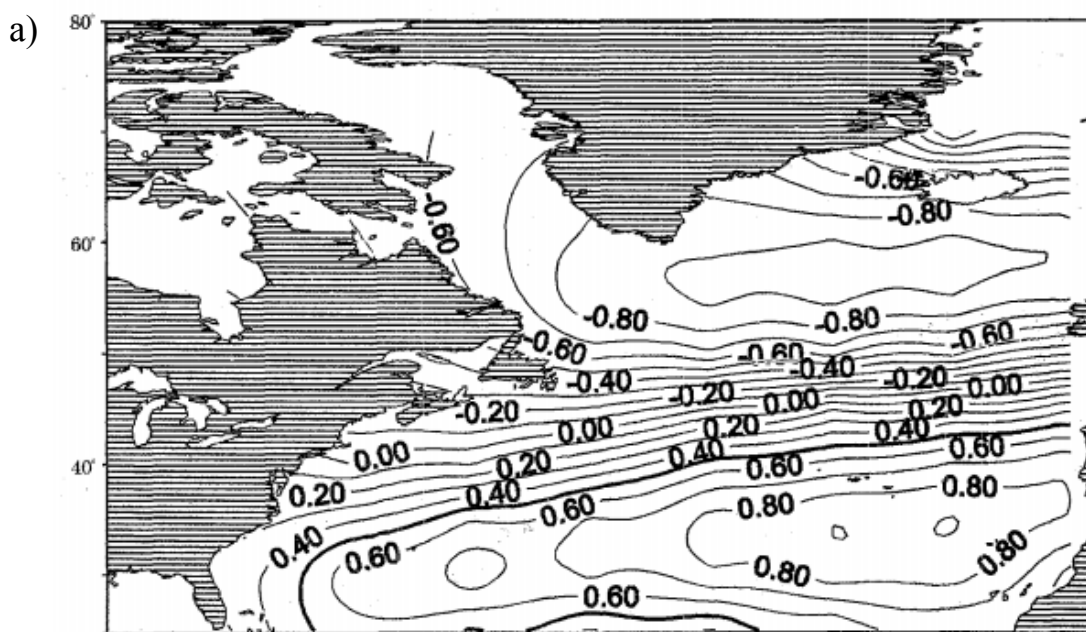
1.4 Крупномасштабная изменчивость переноса атмосферной влаги над Северной Атлантикой

В исследовании [12] было показано, что с постепенным удалением от акватории океана поток влаги так же постепенно сокращается. Над умеренными широтами Атлантики среднегодовая величина составляет около 165 кг/(м*с),

центральной части Европы он уже составляет $102 \text{ кг}/(\text{м}^*\text{с})$, а над северными районами ЕТР всего $86 \text{ кг}/(\text{м}^*\text{с})$.

В то же время, многолетний ход интенсивности потоков различается. Над акваторией океана минимальный показатель влагопереноса наблюдается в апреле, а максимальный – в августе. Возможно, в данном процессе определяющее влияние играет результат изменения структуры крупномасштабной циркуляции – смещение траекторий центров циклонической активности, так как это один из важнейших механизмов переноса влаги.

Главная закономерность полей адвективного зонального и меридионального потоков водяного пара – дипольная структура межгодовых колебаний. Особенно важно с практической точки зрения наличие дипольного момента в зональном переносе между Исландским и Азорским центрами действия атмосферы (ЦДА): межгодовые колебания, усиливаясь в одном из них, одновременно ослабевают в другом. При этом усиление зонального переноса в северном районе и ослабление в южном сопровождается усилением САК.



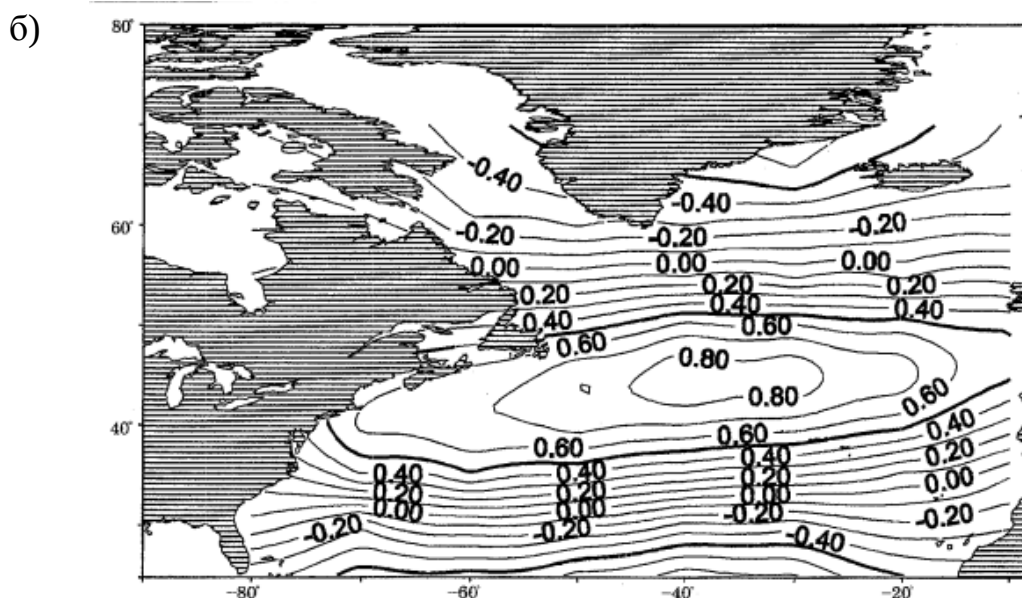


Рисунок 1.6. Распределение первого (а) и второго (б) собственных векторов разложения поля зонального потока влаги для холодного (октябрь—март) периода года [9]

Зональный средний перенос влаги всегда положителен: водяной пар вносится на акваторию СА через западную границу, а выносится через восточную. Необходимо отметить некоторое превышение потока на западной границе по сравнению с восточной. Вследствие того, что на рассматриваемой акватории СА испарение превышает осадки, то полный вынос влаги через восточную границу, несомненно, должен быть больше. Это возможно только в том случае, если вынос водяного пара за счет макротурбулентности на восточной границе существенно больше, чем его приток на западной границе, что представляется вполне реальным [9].

Более пестрая картина наблюдается в распределении меридиональных потоков влаги. Приток водяного пара происходит преимущественно через южную границу, а его вынос — через северную. Однако в отдельные годы меридиональные потоки влаги меняют направление на противоположное, особенно часто это происходит на северной границе. Естественно, по абсолютному значению зональные потоки существенно больше, чем меридиональные. Нельзя не отметить полное отсутствие трендов в рядах

межгодовых колебаний потоков влаги через границы контура. Это, очевидно, связано с тем, что в разных районах рассматриваемой акватории тренды имеют разнонаправленный характер, вследствие чего при осреднении потоков влаги они становятся незначимыми.

Основная часть переноса атмосферной влаги на ЕТР происходит через восточную границу контура. Изменчивость выноса влаги за пределы СА очень слабо, исключая холодный период, зависит от атмосферных процессов извне и определяется главным образом процессами и взаимодействием океана и атмосферы внутри контура. Испарение и циклоническая активность оказывают значительное воздействие на формирование межгодовой изменчивости зонального выноса влаги за пределы Северной Атлантики вне зависимости от периода года.

Межгодовая изменчивость испарения и циклонической активности в атмосфере оказывает преобладающее влияние на формирование межгодовых колебаний переноса атмосферной влаги на территорию Европы и европейской части России, которые в свою очередь в значительной степени определяют изменчивость увлажнения и годового стока крупных рек европейской части России. Изменчивость горизонтального выноса влаги за пределы Северной Атлантики очень слабо, исключая холодный период, зависит от атмосферных процессов извне и определяется главным образом процессам и взаимодействия океана и атмосферы внутри рассматриваемого контура [9].

1.5 Особенности распределения потоков влаги над территорией Евразии

Зональные и меридиональные потоки влаги относятся к важнейшим характеристикам, определяющим современные тенденции изменения климата на территории Евразии. Исследование [5] показало, что значительные изменения в потоках влаги происходят в основном над Атлантикой и Тихим

океаном, где в последние годы увеличился влагоперенос. При этом перенос влаги в высокие широты над Атлантикой возрос в зимние месяцы, над Тихим океаном - летом и осенью. В течение года интенсивность западной составляющей в переносе влаги увеличивается на восточном побережье Евразии – зимой (до $50 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$), над Центральной Азией – весной (до $45 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$), а в районе Средиземноморья – летом (до $35 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$)[8].

Циклические колебания атмосферной циркуляции в современный период проявляются в увеличении вклада западной и южной составляющей в переносе влаги в высоких и умеренных широтах Евразии, что сопровождается повышением температур в зимние и летние месяцы на фоне ослабления зимнего и летнего континентальных центров действия атмосферы. Над субтропиками в последние годы возрос вклад северной и восточной составляющей в переносе влаги, что сопровождается уменьшением влагосодержания тропосферы на фоне динамических факторов роста давления.

Наибольшие изменения во влагосодержании воздуха и потоках влаги отмечаются летом, когда их значения максимальны в годовом распределении. В пространственном соотношении эти изменения в наибольшей степени выражены в океанических областях, которые, как известно, являются аккумуляторами тепла.

Наблюдаемые изменения режима влажности на территории Евразии, которые хорошо согласуются с увеличением частоты процессов меридиональной южной группы циркуляции, могут быть интерпретированы как собственные колебания климатической системы, вызванные перераспределением массы атмосферы между высокими и низкими широтами либо усилением теплообмена [19].

2 Материалы и методы исследования

2.1 Исходные данные

В связи с комплексным характером рассматриваемых задач в данной работе использовалось значительное число различных архивов. Для оценки среднемесячных значений испарения (E) и осадков (P) в Северной Атлантике использованы следующие архивы:

- архив OAFlux (Objectively Analyzed air-sea Heat Fluxes), документация на который дается в работе [30];
- архив PMWC (Passive Microwave Water Cycle Dataset) V.01b, рассчитанный в рамках программы NASA Energy and Water Cycle Study (NEW) компании Remote Sensing Systems (REMSS) [24];
- архив HOAPS-3 (Hamburg Ocean-Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data) [20];
- архив GPCP (Global Precipitation Climatology Project) Version 2.2 [19];
- архив NCEP-NCAR Reanalysis CDAS (Climate Data Assimilation System) [27];
- архив NCEP-DOE Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP-II) reanalysis (Reanalysis-2) [26].

Так как указанные архивы имеют различную пространственную сетку (от $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ до $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$), то предварительно выполнялось усреднение среднемесячных полей E и P в пятиградусные “квадраты” и выполнялся последующий расчет полей E–P. При этом из архива OAFlux выбирались только данные испарения, а из архива GPCP – осадки. Поэтому оценки E–P определялись как разность испарения и осадков по этим архивам. Для

остальных вариантов (REMSS, HOAPS-3, CDAS и Reanalysis-2) оценки E–P находились непосредственно по данным своего архива. Далее в результате усреднения полей E, P и E–P с учетом площадей квадратов для акватории Северной Атлантики в целом (30–70° с.ш.), были получены временные ряды годовых значений указанных параметров. Отметим, что архивы REMSS, HOAPS-3 являются полностью спутниковыми, т.е. все их параметры определяются на основе дистанционных наблюдений со спутников.

Для оценки вертикально-интегрированных горизонтальных потоков водяного пара использовались два архива:

- аэрологический архив IGRA (Integrated Global Radiosonde Archive) Национального центра климатических данных (NCDC) США [23];
- архив NCEP–DOE Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP-II) reanalysis (Reanalysis-2) [26].

В архиве IGRA сосредоточена срочная (4 раза в сутки) информация на более чем 1500 станций с различными периодами наблюдений начиная с ноября 1979 г. до настоящего времени. Наблюдения включают атмосферное давление, температуру воздуха, значение точки росы, направление и скорость ветра, геопотенциальную высоту на основных изобарических поверхностях от 1000 мб до 100 мб. Указанный архив находится в свободном доступе в системе Интернет (<ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/igra>) и оперативно пополняется.

Архив NCEP-DOE проект является продолжением «50-летнего» проекта (с 1948 г. по настоящее время) NCEP-NCAR Reanalysis, охватывает спутниковый период с 1979 г. по настоящее время. Он использует обновленные модели прогноза, ассимиляции данных, улучшенные диагностические результаты, в том числе исправления ошибок обработки, выявленных в NCEP-NCAR Reanalysis. В Reanalysis-2 сделаны также значительные уточнения в параметрах потоков для суши и океана у земной поверхности. Срочные 6-часовые аэрологические данные температуры воздуха, относительной влажности, скорости и направления ветра,

геопотенциальной высоты представлены на стандартных изобарических поверхностях (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300 гПа) в узлах $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ географической сетки. Данные NCEP-DOE Reanalysis-2 находятся в свободном доступе по адресу http://apdrc.soest.hawaii.edu/dods/public_data/Reanalysis_Data/NCEP.

Для оценки горизонтально-интегрированных горизонтальных потоков водяного пара так же использовались данные из архива NCEP–DOE Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP-II) reanalysis (Reanalysis-2) [26]. Были выбраны данные об атмосферном давлении, температуре воздуха, скорости ветра, геопотенциальной высоте на основных изобарических поверхностях от 1000 мб до 400 мб в узлах $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ географической сетки на разрезе 20° з.д. – 20° в.д.

2.2 Методология расчета характеристик влажности

Основными характеристиками (полями) атмосферной влажности над океаном являются влажность воздуха в приводном слое и суммарное влагосодержание столба воздуха единичного сечения. Указанные поля составляют единый вертикальный профиль влажности от поверхности океана до такой высоты, на которой содержанием влаги можно пренебречь [7].

Для количественного выражения содержания водяного пара в атмосфере употребляют различные характеристики влажности воздуха. Основные характеристики влажности воздуха – упругость водяного пара и относительная влажность.

Упругость (фактическая) водяного пара (e) – давление водяного пара находящегося в атмосфере выражается в мм.рт.ст. или в миллибарах (мб). Численно почти совпадает с абсолютной влажностью (содержанием водяного пара в воздухе в г/м^3), поэтому упругость часто называют абсолютной

влажностью. Упругость насыщения (максимальная упругость) (E) – предел содержания водяного пара в воздухе при данной температуре. Значение упругости насыщения зависит от температуры воздуха, чем выше температура, тем больше он может содержать водяного пара.

Упругость насыщения (E , мбар) рассчитывалась по формуле :

$$E = 10^{(23,83 - 5,03 \cdot \log(T_a) - (1,382E - 7) \cdot 10^{(11,344 - 0,03 \cdot T_a)} + (8,13E - 3) \cdot 10^{(3,49 - \frac{1302,88}{T_a}) - \frac{2949,08}{T_a}})} \quad (2.2)$$

Фактическая упругость водяного пара (e , мбар) была получена из соотношения для расчета относительной влажности (RH), которое определяется как отношение между упругостью e и упругостью насыщения E :

$$e = RH \cdot E / 100 \quad (2.3)$$

Абсолютная влажность (a , г/м³) была рассчитана как отношение фактической упругости водяного пара e к температуре атмосферы T_a :

$$a = 216.7 \cdot \left(\frac{e}{T_a} \right) \quad (2.4)$$

Оценки влагосодержания атмосферы (ВА) над океаном были получены по аэрологическим данным путем вычисления интеграла методом трапеций. В изобарической системе координат, влагосодержание столба атмосферы единичной толщины определяется следующим образом:

$$W = \frac{1}{g} \int_{p_k}^{p_z} q \, dp \quad (2.5)$$

где p_z и p_k — соответственно давление воздуха в приводном слое атмосферы и на такой изобарической поверхности, где влажностью можно пренебречь [7].

3 Вертикальный влагообмен в Северной Атлантике

3.1 Статистические оценки годовых значений испарения, осадков и их разности

Вертикальный влагообмен между океаном и атмосферой представляет два противоположно направленных потока влаги: испарения и осадков. Их разность, называемая эффективным испарением ($E-P$), входит в интегральное уравнение водного баланса атмосферы, которое запишем в виде [7]:

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \text{div} F = E - P. \quad (3.1)$$

Здесь W – общее влагосодержание атмосферы («осажденная вода»), F – вертикально-интегрированный горизонтальный полный поток водяного пара. Как правило, величина $\partial W/\partial t$ существенно меньше $\text{div} F$, поэтому для годовых интервалов времени ею обычно пренебрегают. Величина $\text{div} F$, исходя из теоремы Остроградского-Гаусса, интерпретируется как разность между выносом атмосферной влаги за пределы рассматриваемой территории и ее вносом вглубь этой территории. Если $\text{div} F > 0$, то это означает, что Северная Атлантика является источником влаги, которая выносится за ее пределы. Если $\text{div} F < 0$, то наоборот, Северная Атлантика служит стоком влаги, которая вносится извне. Из физических соображений ясно, что Северная Атлантика должна представлять собой источник влаги для европейского континента.

Отметим, что вертикальный влагообмен океана с атмосферой остается наиболее трудно определяемым звеном гидрологического цикла [7, 28],

поскольку оценки компонентов влагообмена большинства архивов не отвечают элементарным физическим критериям точности. Так, эффективное испарение ($E-P$), усредненное для Мирового океана за длительный многолетний период времени должно соответствовать суммарному притоку пресных вод к океану, который определяется со значительно более высокой точностью, чем эффективное испарение. В работе [29] приводятся результаты расчетов испарения и осадков над Мировым океаном за 2002–2008 гг. для 8 различных видов реанализа. Оказалось, что для 4-х из них (MERRA, R2, ERA-40, CFSR) эффективное испарение имеет отрицательную величину, т.е. осадки больше испарения, что с физической точки зрения представляется абсурдом. Однако при удлинении расчетного периода оценки испарения и осадков становятся более точными. Об этом свидетельствуют результаты их расчета за 35-летний (1979–2014 гг.) период для 12 видов реанализа, выполненные в работе [31].

Можно считать установленным, что перенос влаги с акватории Северной Атлантики является важнейшим осадкообразующим фактором для большей части ЕТР по крайней мере в холодный период года [10]. В связи с этим очень важной представляется задача расчета характеристик атмосферного влагопереноса за длительный промежуток времени.

Как известно, основными характеристиками интегрированного по вертикали горизонтального потока влаги в фиксированной точке пространства являются: F — полный результирующий поток; F_x — полный зональный поток; F_y — полный меридиональный поток; $\bar{F}$ — адвективный результирующий поток; $\bar{F}_x$ — адвективный зональный поток; $\bar{F}_y$ — адвективный меридиональный поток; F' — вихревой результирующий поток; F'_x — вихревой зональный поток; F'_y — вихревой меридиональный поток. Полный горизонтальный поток влаги складывается из суммы адвективного (среднего) и вихревого потоков, т.е.

$$F = \bar{F} + F' = \int_{h_1}^{h_2} \overline{aU_s} dh \quad (3.2)$$

где a — абсолютная влажность воздуха;

U_s — горизонтальный вектор скорости ветра;

h_0 — нижняя граница подстилающей поверхности;

h_k — такая высота, на которой доля влаги очень мала, т.е. $a > 0$;

черта сверху означает усреднение во времени, а штрих — отклонение от среднего.

При этом физическая интерпретация указанных слагаемых зависит от периода временного осреднения. Если, например, принять $t = 1$ мес, то средняя компонента традиционно трактуется как поток атмосферной влаги за счет средней во времени (общей) циркуляции, а вихревая — как перенос влаги за счет процессов макротурбулентности, который обусловлен главным образом циклонами и антициклонами.

Оценка указанных характеристик осуществляется на основе данных аэрологического зондирования. В изобарической системе координат расчетные формулы, по которым были вычислены полный результирующий поток, адвективный результирующий поток и вихревой результирующий поток имеют вид:

$$F_x = g^{-1} \int_{p_k}^{p_0} \overline{au} dp; \quad F_y = g^{-1} \int_{p_k}^{p_0} \overline{av} dp; \quad (3.3)$$

$$\overline{F_x} = g^{-1} \int_{p_k}^{p_0} \bar{a} \bar{u} dp; \quad \overline{F_y} = g^{-1} \int_{p_k}^{p_0} \bar{a} \bar{v} dp; \quad (3.4)$$

$$F_x' = g^{-1} \int_{p_k}^{p_0} \overline{a'u'} dp; \quad F_y' = g^{-1} \int_{p_k}^{p_0} \overline{a'v'} dp; \quad (3.5)$$

где a — абсолютная влажность воздуха;

u и v — соответственно горизонтальная и вертикальная скорости ветра;

h_0 и h_k — соответственно нижняя и верхняя границы облачности;

черта сверху означает осреднение во времени, а штрих — отклонение от среднего.

Данные интегралы обычно определяются численными методами. Наиболее простым и в тоже время наиболее распространенным является метод трапеций, который предполагает линейное изменение потока влаги между отдельными расчетными уровнями. Так как коэффициент вариации скорости ветра существенно превышает коэффициент вариации влажности воздуха, то погрешности вычисления интегралов в большей степени зависят от ошибок скорости ветра. При достаточно большом осреднении (например, месяц) и при двухразовом зондировании в сутки случайная ошибка уменьшается приблизительно в 60 раз и становится малой. Поэтому при вычислении интегралов основной является систематическая погрешность, зависящая от степени нелинейности распределения потока влаги с высотой, инструментальных погрешностей определения скорости ветра и влажности и ряда других факторов. Для получения надежных оценок интегральных потоков влаги необходимо в пограничном слое атмосферы иметь несколько расчетных уровней, что, к сожалению, не всегда возможно, поскольку в качестве нижней к земле стандартной изобарической поверхности ВМО принята поверхность 850гПа [10].

В ходе исследования потоков влаги на разрезе и в точках были рассчитаны среднемесячные значения полного, адвективного и макротурбулентного потоков водяного пара, влагосодержание атмосферы и эффективный ветер.

Для нахождения полного горизонтального потока водяного пара за месяц было рассчитано произведение абсолютной влажности (a) и составляющих ветра, после чего в пределах каждых суток произведение было проинтегрировано по барическим высотам. Затем было получено среднее значение за месяц.

Для нахождения среднего адвективного потока были найдены средние за месяц значения абсолютной влажности (a) и составляющих ветра для каждой барической высоты, а затем их попарные произведения интегрировались.

В свою очередь, макротурбулентный поток был рассчитан как разность полного и адвективного потоков водяного пара. Влагосодержание атмосферы было получено путем интегрирования абсолютной влажности (a) по барическим высотам в пределах каждого дня и последующим осреднением за месяц. Эффективный ветер был получен путем осреднения всех векторов скорости ветра, наблюдаемых в течение месяца на разных уровнях в пределах данного слоя.

Отметим, что вертикальный влагообмен океана с атмосферой остается наиболее трудно определяемым звеном гидрологического цикла [7, 28], поскольку оценки компонентов влагообмена большинства архивов не отвечают элементарным физическим критериям точности. Так, эффективное испарение ($E-P$), усредненное для Мирового океана за длительный многолетний период времени должно соответствовать суммарному притоку пресных вод к океану, который определяется со значительно более высокой точностью, чем эффективное испарение. В работе [29] приводятся результаты расчетов испарения и осадков над Мировым океаном за 2002–2008 гг. для 8 различных видов реанализа. Оказалось, что для 4-х из них (MERRA, R², ERA-40, CFSR) эффективное испарение имеет отрицательную величину, т.е. осадки больше испарения, что с физической точки зрения представляется абсурдом. Однако при удлинении расчетного периода оценки испарения и осадков становятся более точными. Об этом свидетельствуют результаты их расчета за 35-летний (1979–2014 гг.) период для 12 видов реанализа, выполненные в работе [31].

Вследствие сложности контроля точности испарения и осадков для региональных масштабов, приходится оценивать их достоверность только на качественном уровне. В табл. 3.1 приводятся статистические оценки годовых значений испарения, осадков и их разности, усредненных по акватории Северной Атлантики (30–70° с.ш.) за различные периоды времени в мм/год,

рассчитанных по данным указанных выше различных архивов. К ним относятся средние многолетние значения, оценки линейного тренда (Tr) и коэффициент детерминации R^2 , показывающий вклад тренда в дисперсию исходных рядов.

Дополнительно в этой же таблице представлены среднемноголетние значения компонентов влагообмена, вычисленные по климатологическим данным приводного слоя атмосферы над океаном [7, 11]. Прежде всего, обращает на себя внимание большой разброс в оценках испарения и осадков, который превышает 300 мм/год. Если климатологические оценки испарения, исключая архив Reanalysis-2, существенно выше, то климатологические оценки осадков находятся внутри диапазона изменчивости осадков, определенных по архивам ре-анализа. Из табл. 3.1 также видно, что эффективное испарение, рассчитанное по архивам OAFflux, GPCP и REMSS оказывается отрицательным. Этого не может быть в принципе, поскольку акватория СА вместо источника влаги становится ее стоком.

Таблица 3.1. Статистические характеристики годовых значений испарения, осадков и их разности, осредненных по акватории Северной Атлантики (30-70° с.ш.) за различные периоды времени в мм/год

Характеристика	OAFflux, GPCP 1981-2012	HOAPS 1988-2008	REMSS 1988- 2009	CDAS 1981- 2002	Reanalysis- 2 1979-2014	Климатическ ие данные	
						[11]	[7]
<i>Испарение</i>							
Среднее	1077	1102	1161	1135	1394	1353	1434
R^2	0.36	0.82	0.41	0.49	0.71		
Tr	1.8	8.40	2.20	4.0	5.1		
<i>Осадки</i>							
Среднее	1230	1007	1296	942	1184	968	1075
R^2	0.64	0.17	0.27	0.60	0.71		
Tr	-5.8	-3.65	-5.48	6.2	6.0		
<i>Разность E-P</i>							
Среднее	-153	95	-135	193	210	85	59
R^2	0.69	0.59	0.43	0.15	0.08		
Tr	7.6	12.41	7.30	-2.2	-0.9		

Очевидно также, что эффективное испарение, определенное по архиву HOAPS-3, которое примерно в 4 раза меньше климатологических оценок $E-P$,

существенно занижено. Абсолютно нереалистичным является тренд в эффективном испарении, который составляет 12.4 мм/год, т.е. оно за 21 год (1988–2008 гг.) должно повыситься на 260.4 мм, что превышает среднюю величину $E-P$ почти в 3 раза. Это означает, что должно происходить резкое усиление выноса водяного пара за пределы Северной Атлантики. Как будет показано ниже (табл. 2), в действительности положительные тренды в переносе водяного пара в Европу отсутствуют. Поэтому можно утверждать, что на современном этапе данные архивов OAFlux, HOAPS, GPCP и REMSS не позволяют надежно определять испарение и осадки на акватории Северной Атлантики.

Таким образом, наиболее разумные оценки компонентов влагообмена характерны для архивов CDAS и Reanalysis-2, причем второй, по сути, является улучшенным вариантом первого. Поэтому он был принят за основу в данной работе.

3.2 Оценка связи факторов разложения полного потока влаги на меридиональном разрезе по 5°в.д. с испарением над Северной Атлантикой.

Из факторного разложения, видно, что в летний период разрез разделяется на 4 зоны изменчивости полного потока влаги с границами по 43°с.ш., 53°с.ш. и 62°с.ш. А в зимний период разрез разделяется на 3 зоны изменчивости полного потока: 40-43°с.ш., 43-57°с.ш. и 57-70°с.ш. Ряды факторов полного потока влаги в этих зонах являются основными для расчета корреляции с испарением в Северной Атлантике.

На рисунках 3.1 – 3.5 представлено пространственное распределение коэффициентов корреляции между испарением над акваторией Северной Атлантики и факторами разложения для значений полного потока,

усредненных за летний и зимний период. На рисунках представлены только значимые при 5% значимости коэффициенты корреляции.

Из рисунка 3.1 видно, что поток влаги на восточной границе в северной и южной частях разреза (фактор 1) в летний период связан с испарением над южной частью Гольфстрима и Норвежским морем, где коэффициенты корреляции достигают 0,5.

В свою очередь, на рисунке 3.2 видно, что поток влаги в буферной зоне (фактор 2) в летний период определяется испарением в зоне Исландского минимума, где коэффициенты корреляции достигают 0,55.

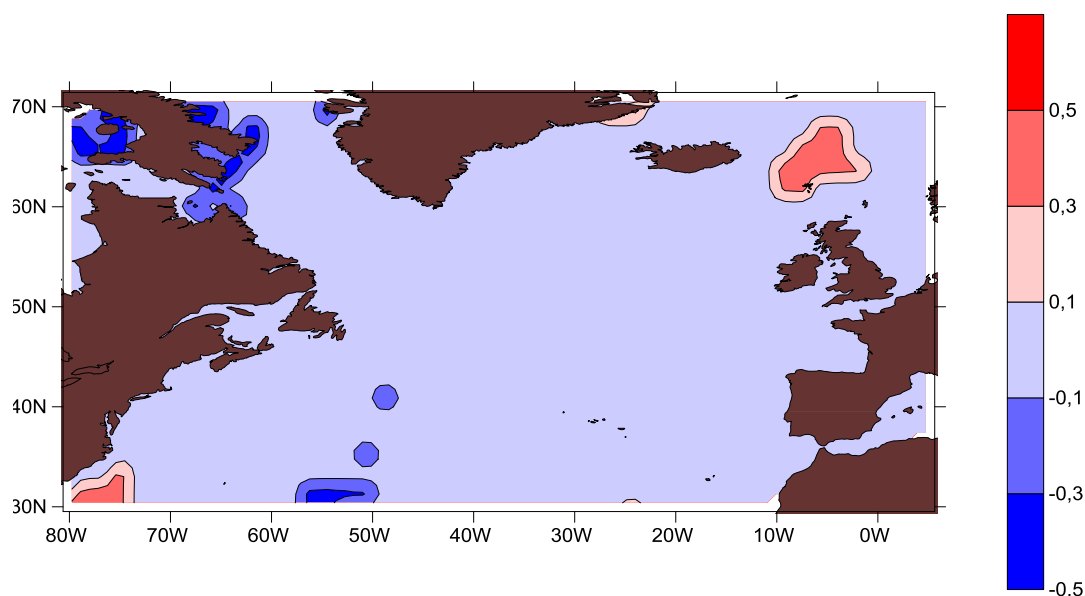


Рисунок 3.1 – Пространственное распределение коэффициентов корреляции между испарением над акваторией Северной Атлантики и первым фактором разложения для значений полного потока, усредненных за летний период.

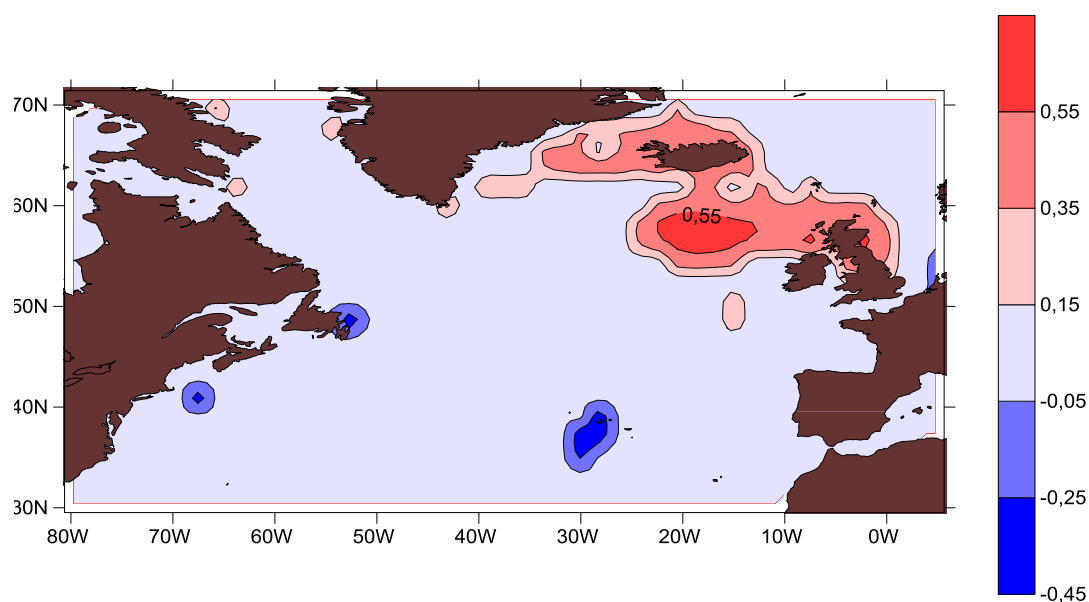


Рисунок 3.2 – Пространственное распределение коэффициентов корреляции между испарением над акваторией Северной Атлантики и вторым фактором разложения для значений полного потока, усредненных за летний период.

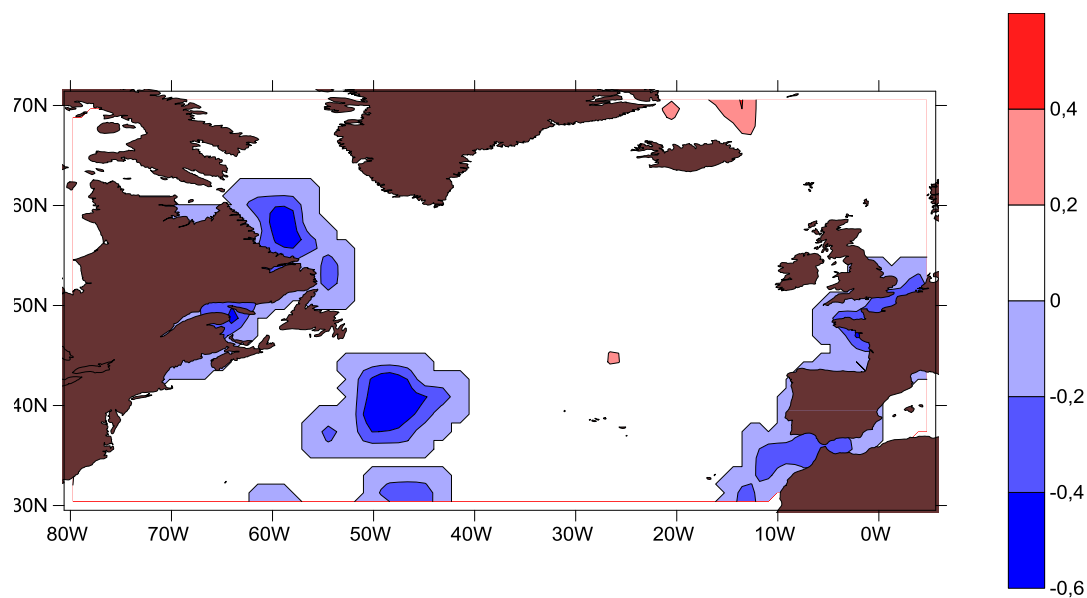


Рисунок 3.3 – Пространственное распределение коэффициентов корреляции между испарением над акваторией Северной Атлантики и третьим фактором разложения для значений полного потока, усредненных за летний период.

На рисунке 3.3 можно отметить, что поток влаги в южной части разреза (фактор 3) в летний период находится в сильной (коэффициенты корреляции до -0,6) обратной зависимости с испарением над Гольфстримом и Лабрадорским течением.

А в зимний период, как показано на рисунке 3.4, видно, что по связи 1 фактора разложения полного потока влаги на разрезе Северная Атлантика разделяется на две части: севернее 50°с.ш. поток влаги находится в обратной связи с испарением. Данный факт объясняется развитой антициклонической деятельностью в данном районе в это время года. А в южной части акватории поток влаги находится в сильной прямой связи с испарением, определяемым циклонической деятельностью над Гольфстримом и Северо-Атлантическим течением.

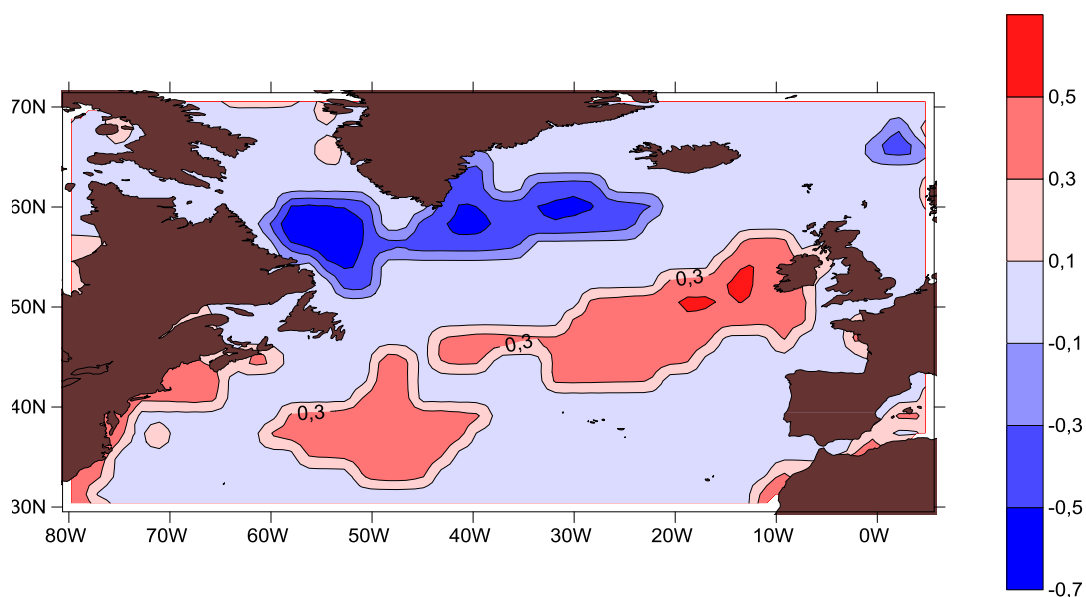


Рисунок 3.4 – Пространственное распределение коэффициентов корреляции между испарением над акваторией Северной Атлантики и первым фактором разложения для значений полного потока, усредненных за зимний период.

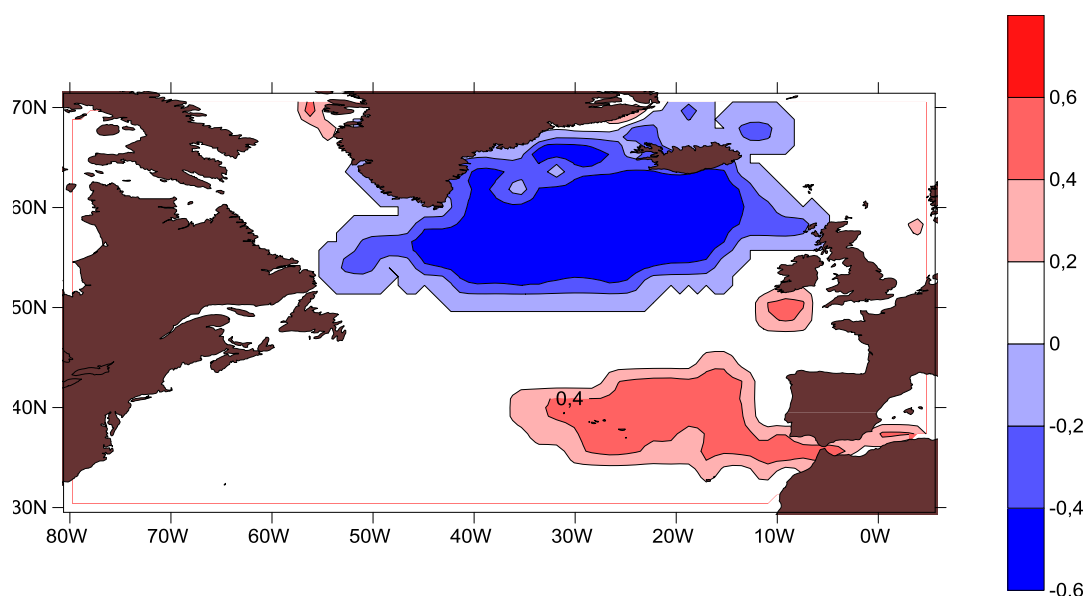


Рисунок 3.5 – Пространственное распределение коэффициентов корреляции между испарением над акваторией Северной Атлантики и вторым фактором разложения для значений полного потока, усредненных за зимний период.

Глядя на рисунок 3.5 можно сделать вывод о том, что поток влаги в самых южных точках разреза (фактор 2) в зимний период определяется оппозицией между Исландским минимумом (отрицательные коэффициенты корреляции до -0,6) и Азорским максимумом (положительные коэффициенты корреляции до 0,6). Таким образом, при увеличении испарения над зоной Исландского минимума поток влаги в центральной части разреза увеличивается, и наоборот при увеличении испарения в зоне Азорского максимума, он уменьшается.

4. Межгодовая изменчивость переноса атмосферной влаги с Северной Атлантики на европейский континент и в Полярную область

4.1 Временная изменчивость характеристик потоков влаги на меридиональном разрезе по 5° в.д.

Сезонная изменчивость

Глядя на рисунок 4.1, на котором показано распределение усредненных за год, а также летний и зимний периоды значений полного потока на разрезе, видно, что по широте 50° с.ш. разрез можно разделить на две части – в южной части усилен поток влаги в летний период, а в северной – в зимний. Максимальные отклонения между зимним и летним потоком наблюдаются в южной части на широте 42,5° с.ш. (составляет 18,4 кг/(м с)) и в северной на широте 60° с.ш (составляет 17,9 кг/(м с)).

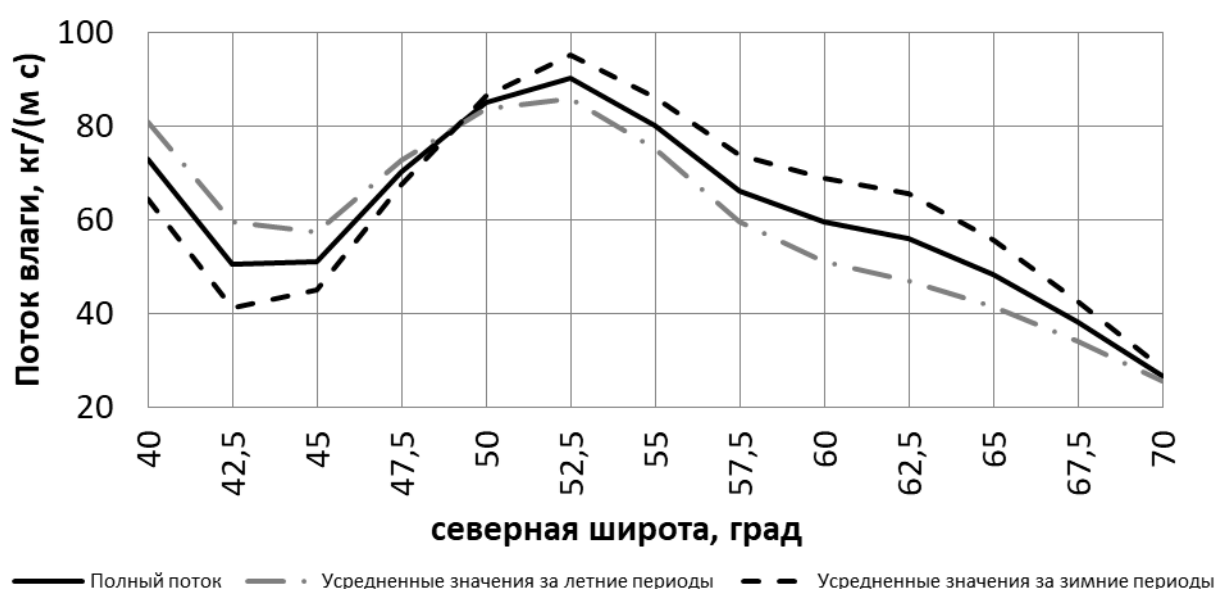


Рисунок 4.1 – Распределение усредненных по годам и летним и зимним периодам значений полного потока на разрезе по 5° в.д.

Из рисунка 4.2, на котором изображено распределение усредненных за год, а также летний и зимний периоды значений адвективного потока на разрезе, видно, что южнее широты 57,5°с.ш. усилен летний поток влаги, а севернее - зимний. На широте 45°с.ш. отмечается наибольшая разница между летним и зимним потоками 20,4 кг/(м с), а на широте 62,5°с.ш. - она составляет 12,7 кг/(м с).

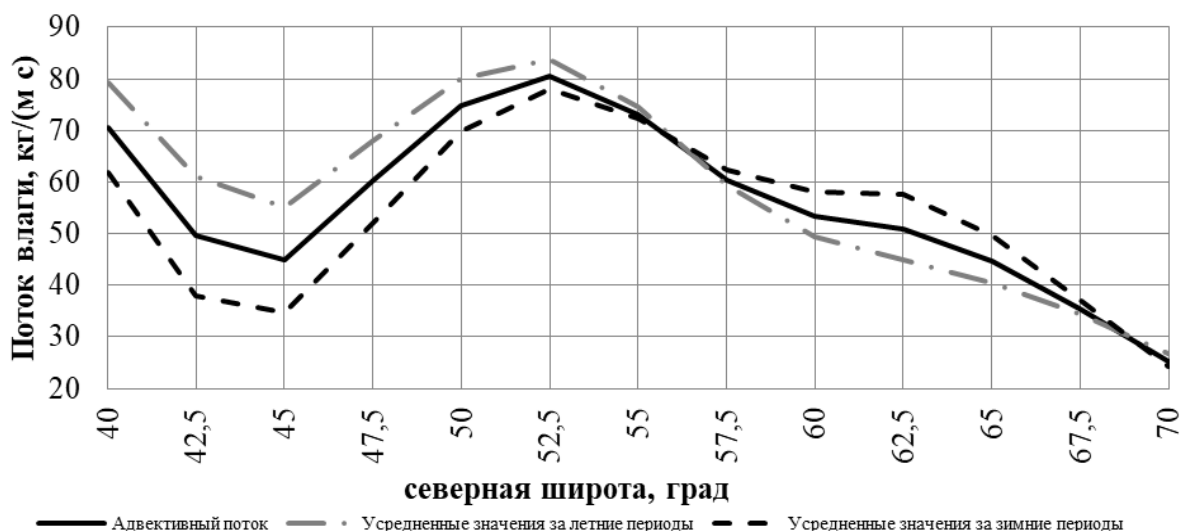


Рисунок 4.2 – Распределение усредненных по годам и летним и зимним периодам значений адвективного потока на разрезе по 5°в.д.

По меридиональному распределению вихревого потока влаги на разрезе 5 в.д. (рисунок 4.3) видно, что зимний поток практически на всех широтах в 3-4 раза превышает летний, что естественно для средних широт северного полушария. Наиболее выраженными зонами распространения вихревых структур являются: зимой – одна широкая полоса широт 45–60° с.ш., летом – два направления траекторий – южное (45-55° с.ш.) и северное (60-55° с.ш.).

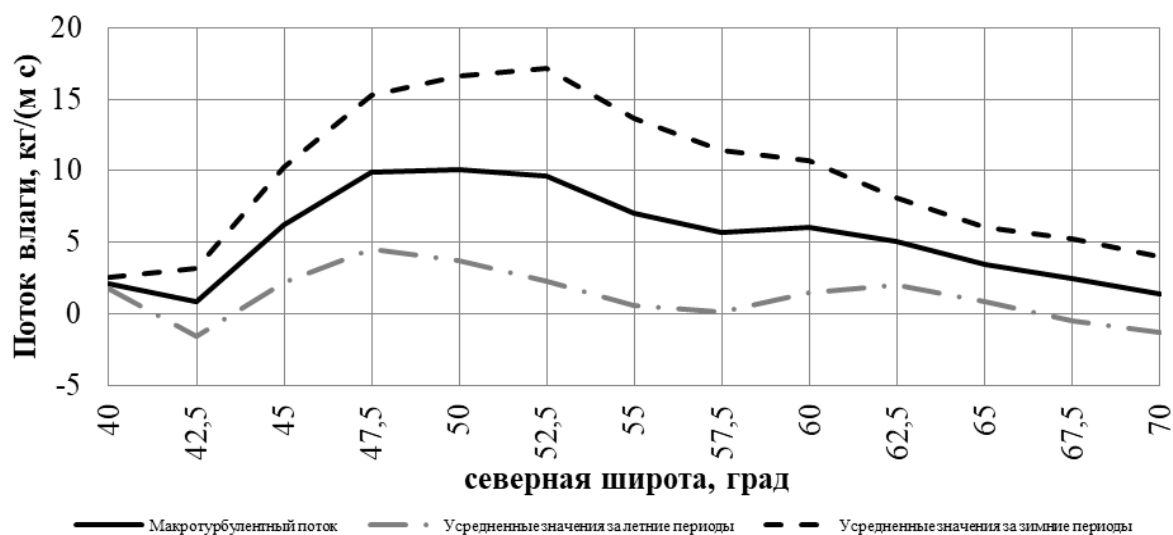


Рисунок 4.3 – Распределение усредненных по годам и летним и зимним периодам значений макротурбулентного потока на разрезе по 5°в.д.

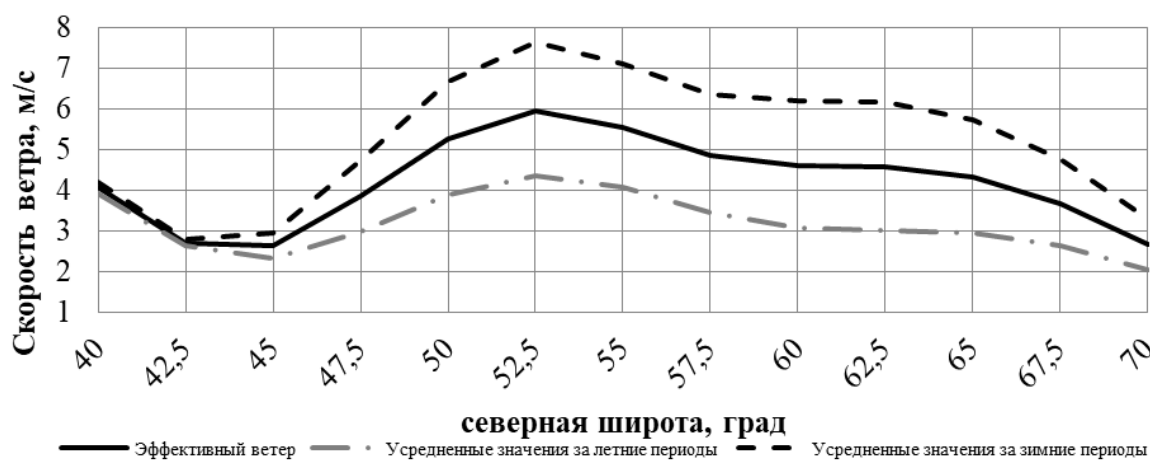


Рисунок 4.4 – Распределение среднегодовых и усредненных для летних и зимних периодов значений эффективного ветра на разрезе по 5°в.д.

Глядя на рисунок 4.4, на котором показано распределение усредненных за год, а также летний и зимний периоды значений эффективного ветра на разрезе, видно, что южнее 42,5° с.ш. зимние и летние значения скорости ветра

практически равны. В то же время, севернее 45° с.ш. зимние значения скорости ветра имеют более высокие значения относительно летних. Максимальная разница между зимними и южными значениями скорости ветра наблюдаются в центральной части разреза на широте $52,5^{\circ}$ с.ш. и составляет $3,8$ м/с.

Из рисунка 4.5, на котором изображено распределение усредненных за год и летний и зимний периоды значений влагосодержания видно, что потоки влаги в летний период значительно (в 1,5 раза) превышают зимние. Максимальная разница между потоками наблюдается на широте $47,5^{\circ}$ с.ш. и составляет $9,4$ мм/мес.

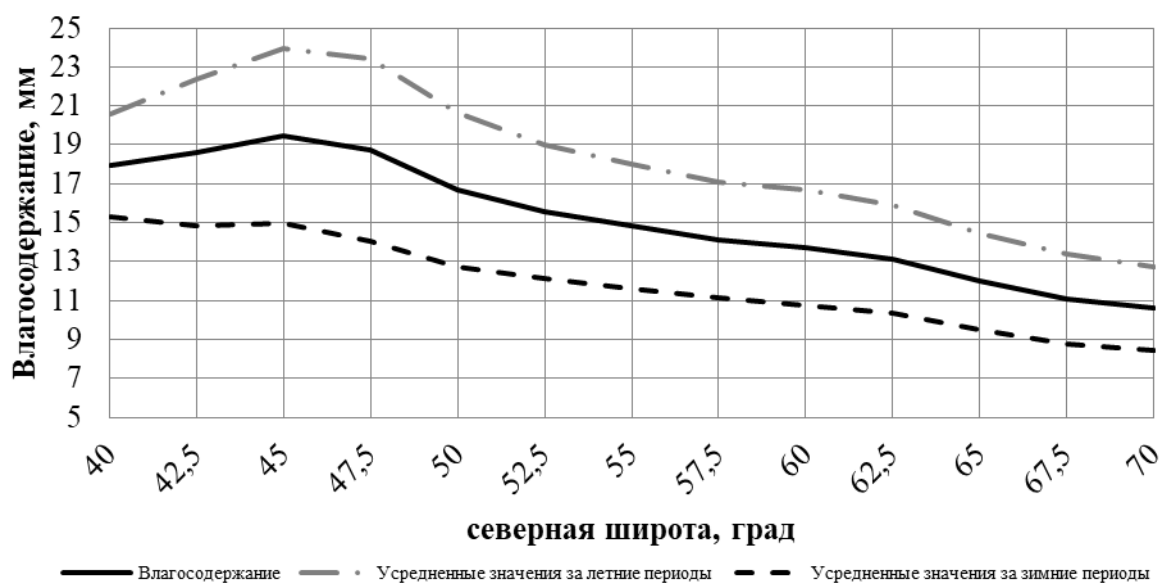


Рисунок 4.5 – Распределение усредненных по годам и летним и зимним периодам значений влагосодержания атмосферы на разрезе по 5° в.д.

Таким образом, из полученных результатов видно, что полный, адвективный и вихревой компоненты потока влаги в зимний период на широтах севернее 50 с.ш. определяются усилением эффективного ветра, а в

летний период, с ослаблением эффективного ветра, значительным увеличением влагосодержания, особенно в южной части разреза. Данный факт можно объяснить разницей в положении перелома влияния зимних и летних потоков.

Временной тренд

Для всех рассмотренных характеристик были рассчитаны коэффициенты детерминации и величина линейного и нелинейного трендов за период с 1980 по 2014 гг. на каждой точке разреза.

На рисунке 4.6 представлено распределения коэффициентов детерминации и величины тренда для полного потока влаги на разрезе. Коэффициенты детерминации прошли проверку на значимость при уровне значимости 5% ($R^2_{\text{крит.}} = 0,09$). Значимыми оказались нелинейные тренды в самых южных (40-42,5°с.ш) и самых северных (65-70°с.ш) точках разреза, а так же линейный тренд на широте 42,5°с.ш., который имеет малую величину по сравнению с нелинейным. Хотелось бы отметить, что большие значения вклада в дисперсию имеют именно нелинейные тренды.

Для широт 42,5°с.ш. и 67,5°с.ш. были построены графики межгодовой изменчивости величины полного потока влаги (рис. 4.7-4.8). Из рисунка 4.10 видно, что полный поток влаги на широте 42,5°с.ш. уменьшается примерно до 2000 года, затем плавно увеличивается. В свою очередь, поток влаги на широте 67,5°с.ш., изображенный на рисунке 4.11, до 1996 года имеет тенденцию к увеличению, а после 1996 года – к уменьшению значений.

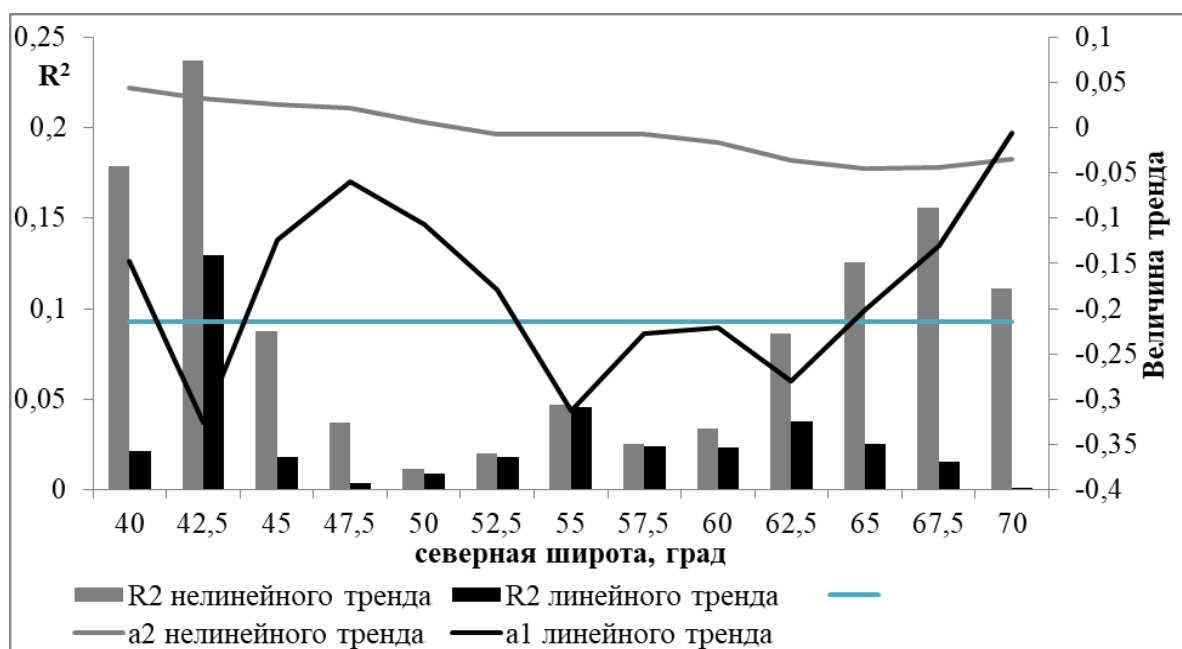


Рисунок 4.6 – Распределение коэффициентов детерминации и величины тренда для полного потока влаги на разрезе по 5° ш.д.

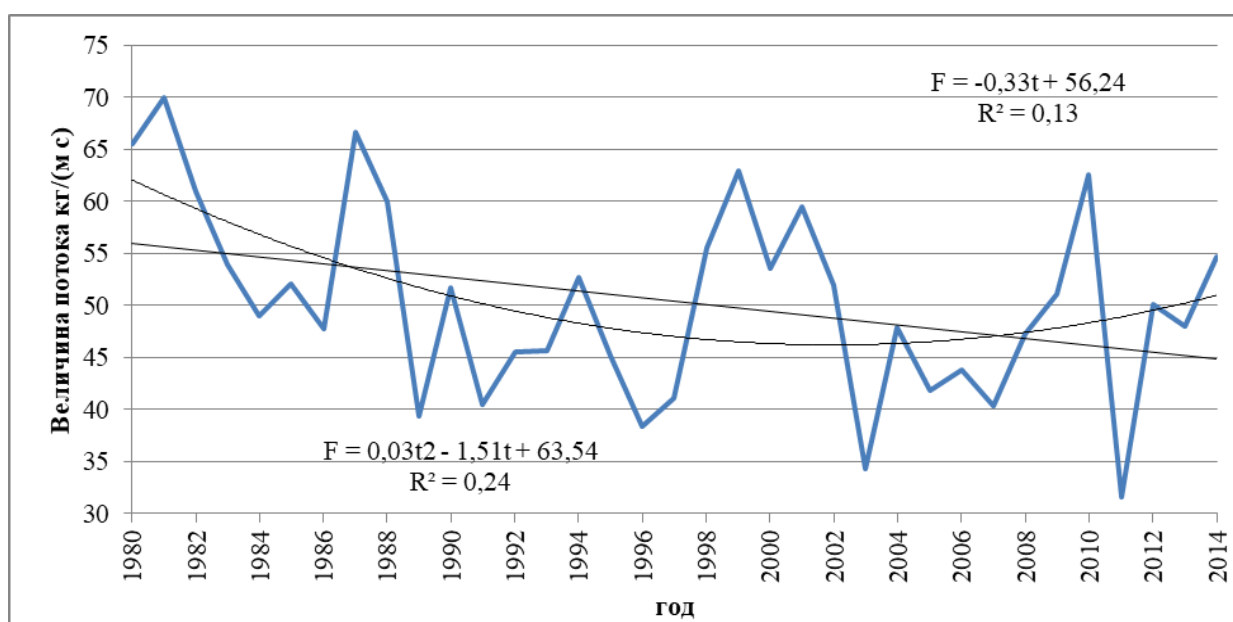


Рисунок 4.7 – Межгодовая изменчивость величины полного потока на широте 42,5° ш.

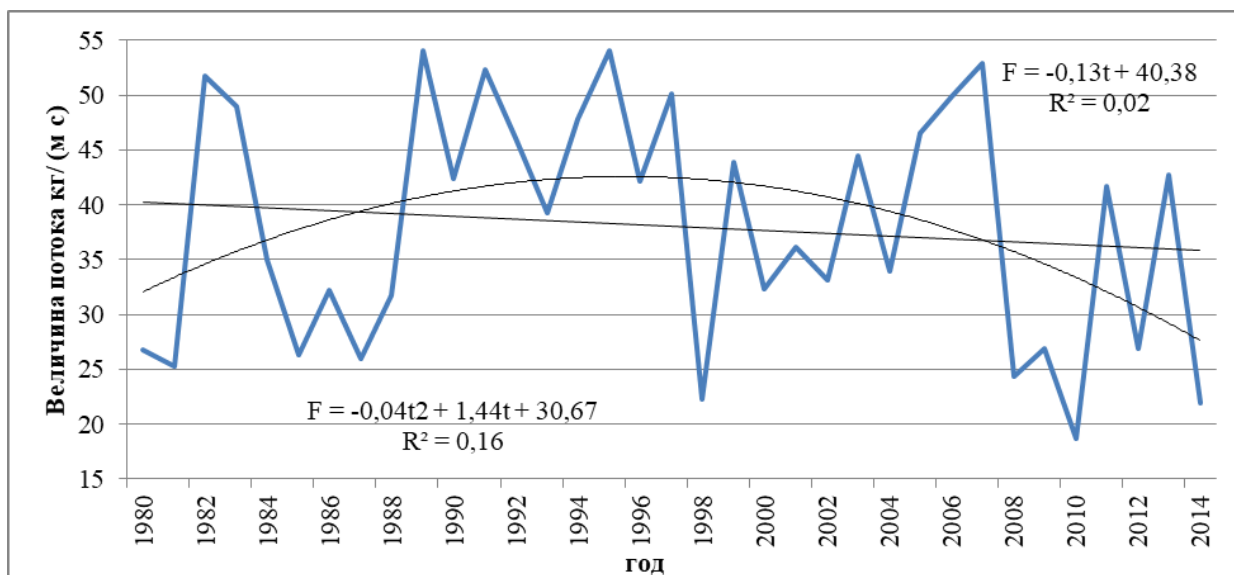


Рисунок 4.8 – Межгодовая изменчивость величины полного потока на широте 67,5°с.ш.

Такая тенденция отражает следующую ситуацию: в начале 1980-х гг. в южной части разреза наблюдались значения потока влаги в два раза больше, чем в северной (соответственно 60 и 30 кг/(м с)). К середине 1990-х гг. значения потоков сравнялись и составили 43 – 46 кг/(м с), а к концу исследуемого периода вернулись к исходному положению.

Вследствие того, что наибольший вклад в полный поток влаги вносит именно адвективный, то их распределения коэффициентов детерминации и величины тренда похожи (рис.4.9). Значимыми оказались нелинейные тренды в самых южных (40-42,5°с.ш) и самых северных (65-70°с.ш) точках разреза, а так же линейный тренд на широте 42,5°с.ш.

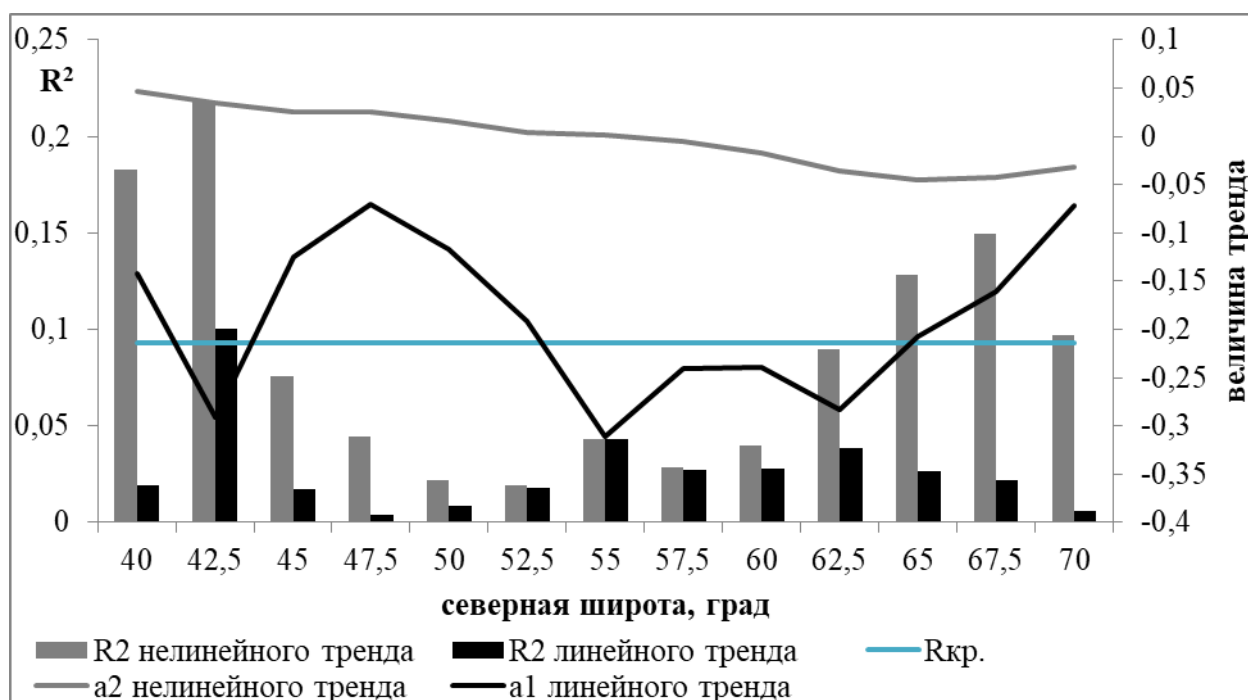


Рисунок 4.9 Распределение коэффициентов детерминации и величин тренда для адвективного потока влаги на разрезе по 5°в.д.

Из рисунка 4.10, на котором показано распределение коэффициентов детерминации и величин тренда для макротурбулентного потока влаги на разрезе, видно, что практически на всех широтах разреза коэффициенты детерминации линейного тренда крайне малы: они имеют порядок $10^{-3} - 10^{-4}$. Тем не менее, в самой северной точке разреза (70°с.ш.) он превышает $R^2_{\text{крит.}}$ и является значимым. Для этой точки величина линейного тренда имеет положительное значение, что говорит о том, что значение вихревого потока в ней увеличивалось со временем с величиной тренда 0,067 кг/(м с) за месяц. Что хорошо видно на распределении межгодовой изменчивости (рис.4.11).

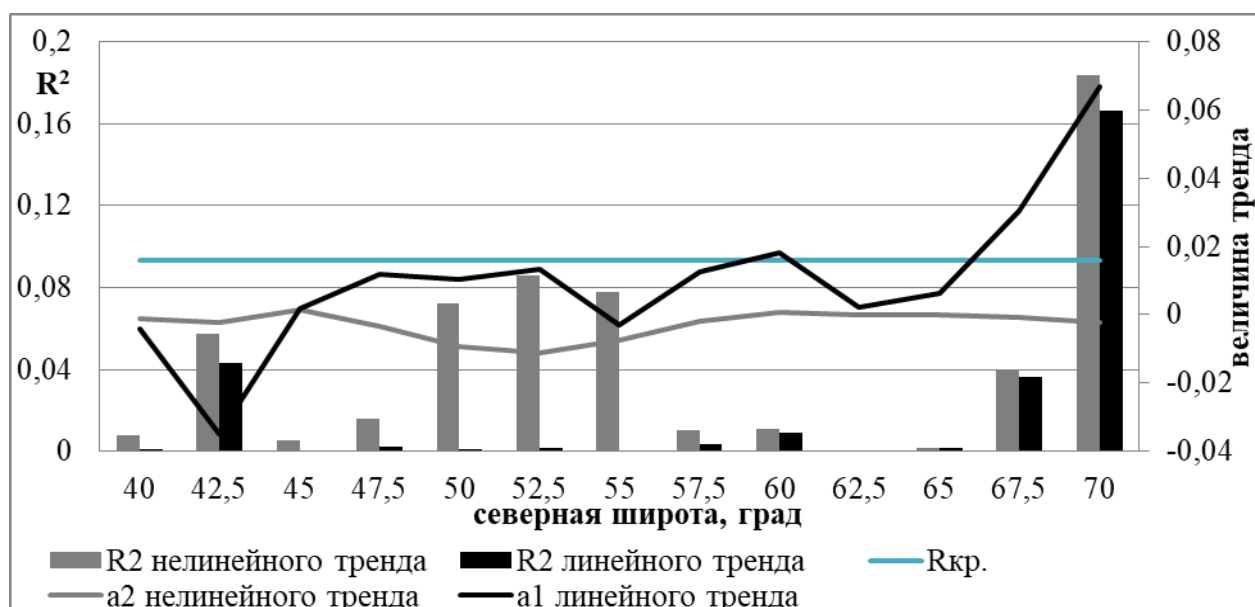


Рисунок 4.10 – Распределение коэффициентов детерминации и величин тренда для макротурбулентного потока влаги на разрезе по 5° в.д.

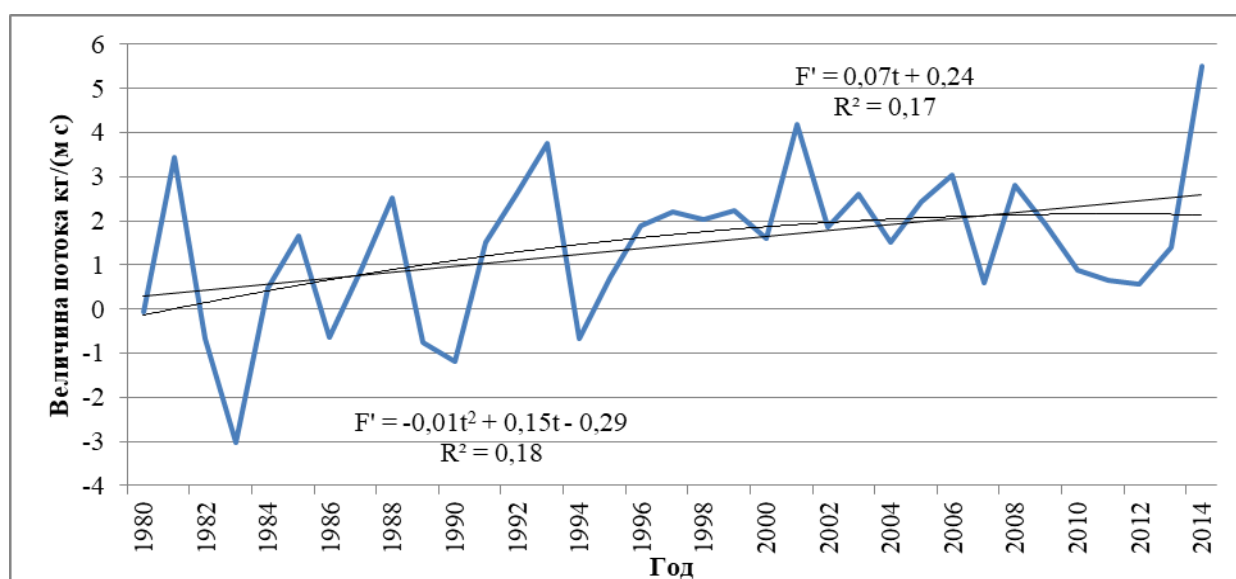


Рисунок 4.11 – Межгодовая изменчивость величины вихревого потока на широте 70° с.ш.

Из рисунка 4.12, на котором представлено распределение коэффициентов детерминации и величин тренда для значений эффективного ветра на разрезе, видно, что распределение эффективного ветра имеет достаточно большие коэффициенты детерминации в южных (40-45°с.ш.) и северных (65-70°с.ш.) частях разреза. При проверке коэффициентов по $R^2_{\text{крит}}$ значимыми оказались коэффициенты на широте 42,5°с.ш. и в северных (65-70°с.ш.) широтах. Распределение характеристик трендов для эффективного ветра также повторяет соответствующее распределение для полного потока влаги, что подтверждает предположение об определяющем влиянии ветра на полный поток влаги.

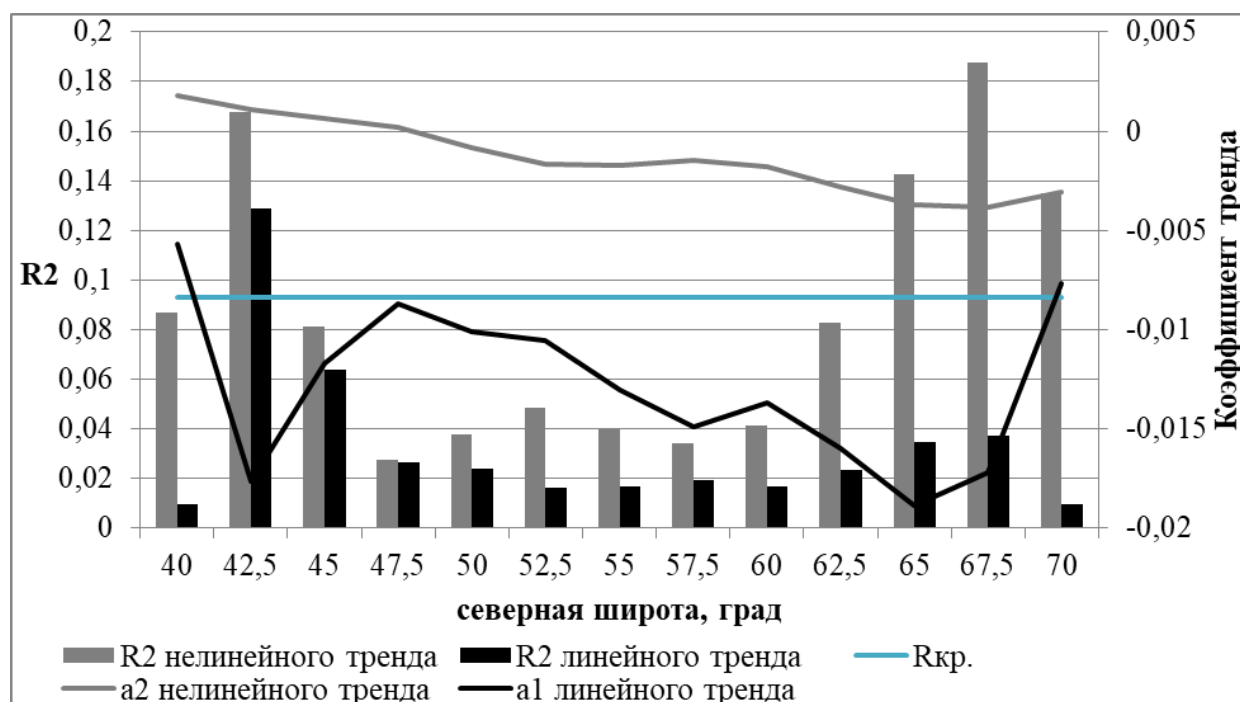


Рисунок 4.12 – Распределение коэффициентов детерминации и величин тренда для значений эффективного ветра на разрезе по 5° широты.

Из рисунка 4.13, на котором представлено распределение коэффициентов детерминации и величины тренда для значений влагосодержания на разрезе, можно заметить, что в южных широтах (40-50°с.ш.) вклад нелинейного тренда

в дисперсию достигает 36% и коэффициенты именно в этих широтах оказались значимыми при проверке на значимость.

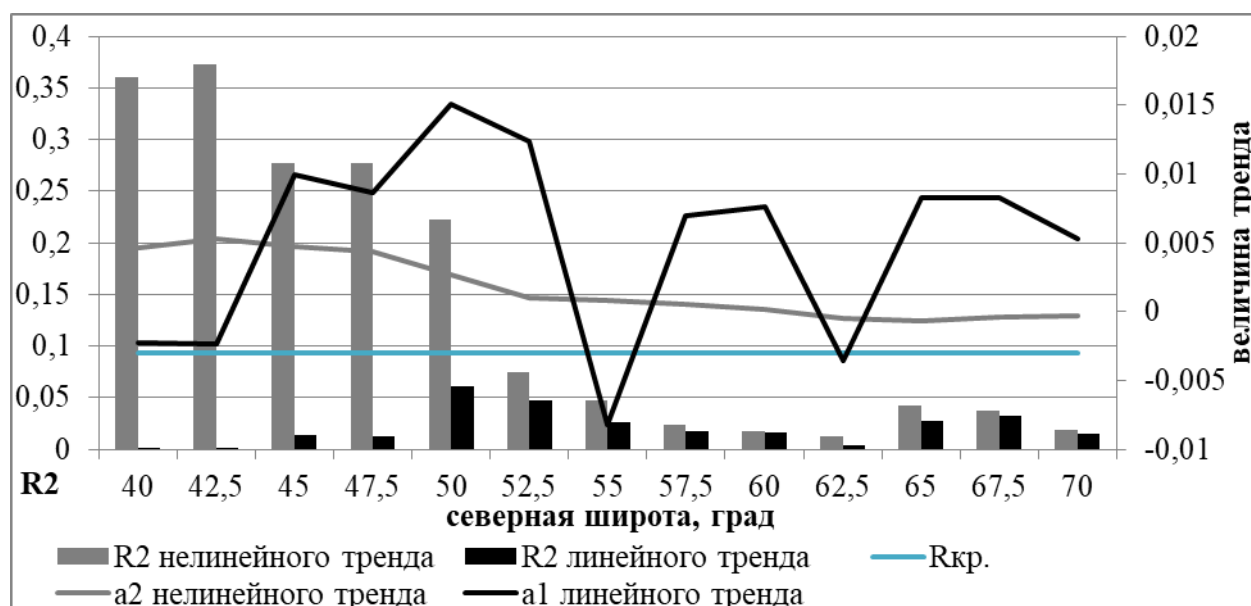


Рисунок 4.13 – Распределение коэффициентов детерминации и величин тренда для значений влагосодержания на разрезе по 5°в.д.

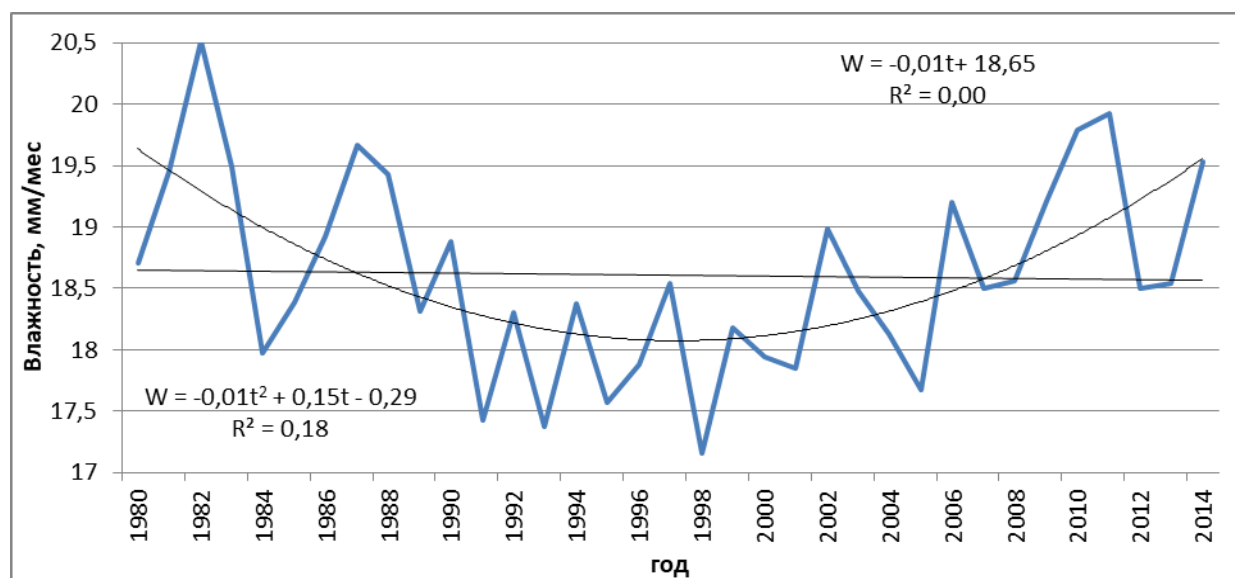


Рисунок 4.14 – Межгодовая изменчивость величины влагосодержания на широте 42,5°с.ш.

Межгодовая изменчивость величины влагосодержания, представленная на рисунке 4.14, показывает, что значения влагосодержания плавно уменьшаются до конца 1990-х годов от 19,7 мм/мес до 18,2 мм/мес, а затем снова увеличиваются до 19,5 мм/мес.

Похожий тренд проявляется в распределении полного потока влаги на той же широте.

Из полученных результатов можно сделать следующие выводы:

- нестационарность полного потока влаги по времени проявляется в крайних южных (южнее 42,5°с.ш.) и крайних северных (севернее 67,5°с.ш.) точках разреза.

- отмечается преобладание нелинейных трендов: в начале 1980-х гг. в южной части разреза наблюдались значения потока влаги в два раза больше, чем в северной, к середине 1990-х гг. отмечалась разнонаправленная тенденция изменения потока влаги так, что в северном и южном районах они сравнялись, а к концу исследуемого периода ситуация вернулась к исходному положению.

- на широте 70°с.ш. отмечается значительный положительный линейный тренд макротурбулентного потока влаги.

- распределение характеристик трендов для эффективного ветра также соответствует распределению полного потока влаги. Это подтверждает предположение об определяющем влиянии ветра на полный поток влаги.

- в межгодовой изменчивости влагосодержания на широте 42,5°с.ш. проявляется нелинейный тренд, который соответствует тренду для значений полного потока влаги на той же широте.

Факторный анализ

Для сжатия данных о полном потоке влаги на меридиональном разрезе по 5°в.д., был выполнен факторный анализ значений полного потока влаги, усредненных по летним и зимним периодам года.

Факторный анализ представляет собой исследование структуры взаимодействия признаков. Этот подход основан на представлении о комплексном характере изучаемого явления, выражающемся, в частности, во взаимосвязях и взаимообусловленности отдельных признаков. Акцент в факторном анализе делается на исследовании внутренних причин, формирующих специфику изучаемого явления, на выявлении обобщенных факторов, которые стоят за соответствующими конкретными показателями. Цель факторного анализа – сконцентрировать исходную информацию, выражая большое число рассматриваемых признаков через меньшее число более емких внутренних характеристик явления, которые, однако, не поддаются непосредственному измерению. При этом предполагается, что наиболее емкие характеристики окажутся одновременно и наиболее существенными, определяющими. Отметим, что знаки факторных нагрузок имеют значение лишь для того, чтобы показать, что переменные с противоположными нагрузками на один и тот же фактор взаимодействуют с этим фактором противоположным образом [9].

Результаты факторного анализа значений полного потока влаги представлены в таблице 4.1. Как видно из таблицы 4.1 сходимость разложения хорошая. Для анализа достаточно привлечь факторы, собственные числа которых больше 1. Это 3 фактора летом, которые описывают в сумме 89 %, и 2 фактора зимой – 90% дисперсии исследуемой совокупности.

Для разложения рядов полного потока влаги за летний период были рассчитаны факторные нагрузки, представленные в таблице 3.2. Первый фактор описывает 50% дисперсии и отражает оппозицию изменчивости полного потока в южных (42,5-52,5°с.ш.) и в северных (65-70°с.ш.) широтах, а межгодовая изменчивость значений первого фактора, изображенная на рисунке 4.17, отражает отсутствие каких-либо изменений в полном потоке влаги в этих зонах.

Таблица 4.1 – Результаты факторного анализа: сходимость разложения (с собственными числами)

компоненты для летнего разложения					компоненты для зимнего разложения				
№ п/п	Eigen value	% Total	Cumula tive	Cumu lative	№ п/п	Eigen value	% Total	Cumu lative	Cumu lative
1	6,47	49,79	6,47	49,79	1	7,34	56,42	7,34	56,42
2	3,35	25,74	9,82	75,53	2	4,38	33,68	11,71	90,10
3	1,73	13,32	11,55	88,84	3	0,72	5,57	12,44	95,67
4	0,68	5,21	12,23	94,06	4	0,26	2,03	12,70	97,70
5	0,33	2,57	12,56	96,63	5	0,15	1,18	12,85	98,88
6	0,27	2,04	12,83	98,67	6	0,09	0,66	12,94	99,54
7	0,11	0,84	12,94	99,50	7	0,03	0,24	12,97	99,79
8	0,04	0,34	12,98	99,84	8	0,02	0,13	12,99	99,92
9	0,01	0,10	12,99	99,95	9	0,00	0,04	12,99	99,96
10	0,00	0,02	13,00	99,97	10	0,00	0,03	13,00	99,98
11	0,00	0,02	13,00	99,99	11	0,00	0,01	13,00	99,99

Таблица 4.2 – Факторные нагрузки, рассчитанные для значений полного потока, усредненных за летний период, на разрезе по 5°в.д. Красным цветом выделены наибольшие значения нагрузок.

°с.ш.	Factor 1	Factor 2	Factor 3
40	0,3	-0,4	0,8
42,5	0,5	-0,3	0,8
45	0,8	0	0,4
47,5	0,9	0,2	0,1
50	0,9	0,3	0
52,5	0,8	0,5	0
55	0,6	0,8	0
57,5	0,1	1	0
60	-0,4	0,8	0,2
62,5	-0,7	0,6	0,4
65	-0,8	0,4	0,4
67,5	-0,9	0,1	0,3
70	-0,8	-0,1	0,2
Собств. число	6,5	3,3	1,7
Доля общей дисперсии	0,5	0,26	0,13

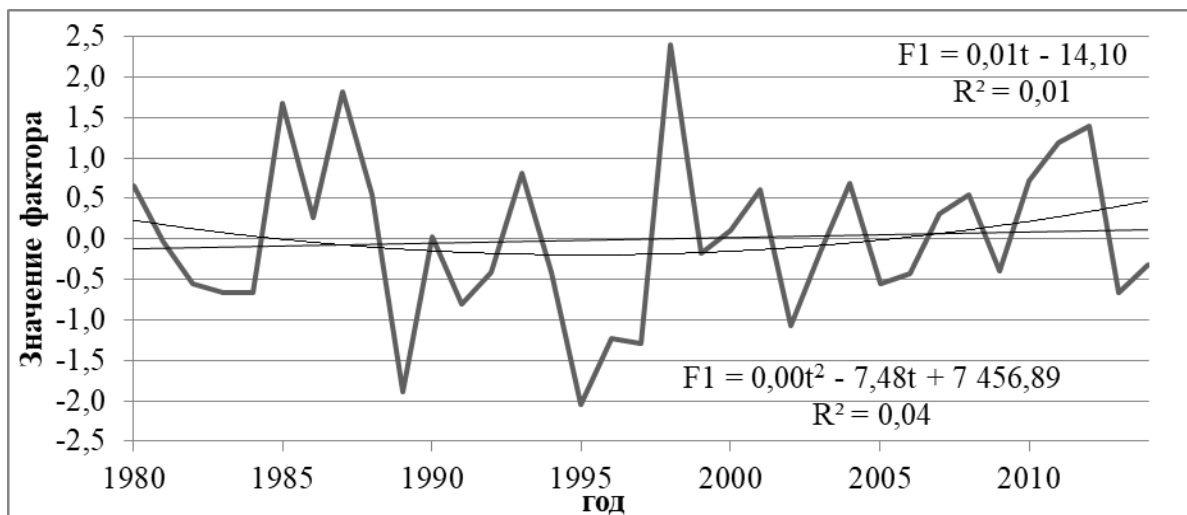


Рисунок 4.15 – Межгодовая изменчивость значений первого фактора разложения для значений полного потока, усредненных за летний период, на меридиональном разрезе по 5° в.д. от 30 до 70° с.ш.

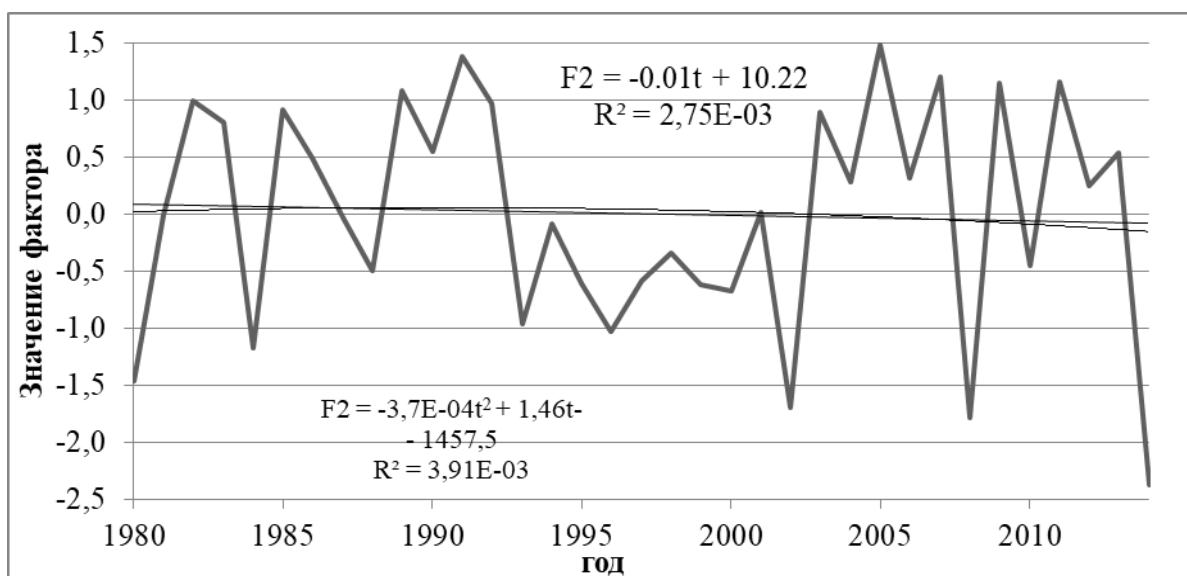


Рисунок 4.16 – Межгодовая изменчивость значений вклада второго фактора разложения для значений полного потока, усредненных за летний период, на меридиональном разрезе по 5° в.д. от 30 до 70° с.ш.

Второй фактор описывает 26% дисперсии и отражает изменчивость полного потока влаги в средних широтах (55-60°с.ш.), а его межгодовая изменчивость, изображенная на рисунке 4.15, так же отражает отсутствие каких-либо изменений в полном потоке влаги в этой зоне.

Третий фактор описывает 13% дисперсии и отражает оппозицию изменчивости полного потока в самой южной части (40-42,5°с.ш.) разреза, а межгодовая изменчивость значений третий фактора, изображенная на рисунке 3.16, отражает преобладание нелинейного тренда в изменении полного потока влаги в этих зонах, так что до начала 2000-х гг. поток влаги уменьшался, а затем начал увеличиваться.

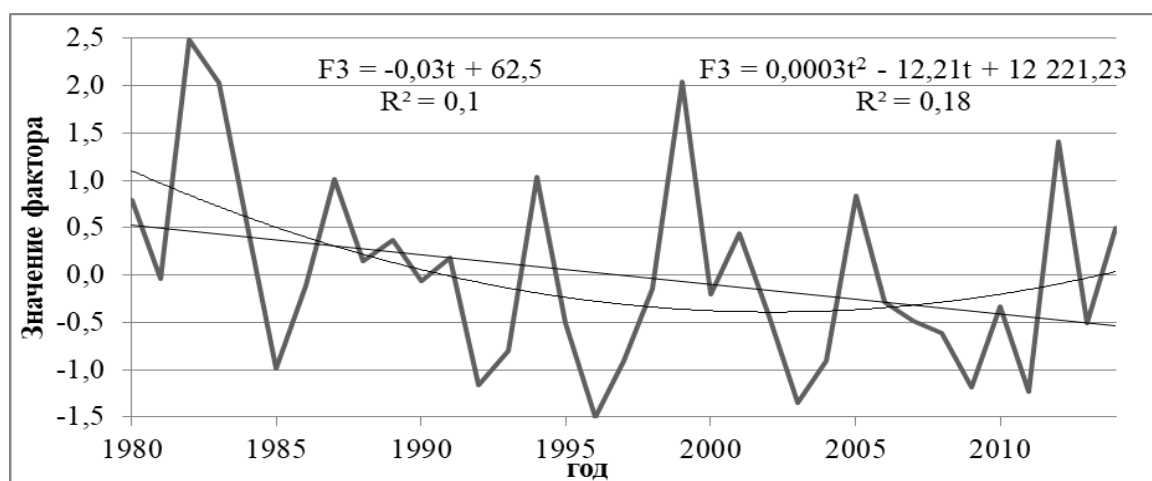


Рисунок 4.17 – Межгодовая изменчивость значений вклада третьего фактора разложения для значений полного потока, усредненных за летний период, на меридиональном разрезе по 5°в.д. от 30 до 70° с.ш.

Для разложения рядов полного потока влаги за зимний период были рассчитаны факторные нагрузки, представленные в таблице 4.3. Первый фактор описывает 56% дисперсии и отражает оппозицию изменчивости полного потока в самых южных (40-42,5°с.ш.) и в северных (57,5-70°с.ш.) широтах, а

его межгодовая изменчивость, изображенная на рисунке 4.18, отражает отсутствие каких-либо изменений в полном потоке влаги в этих зонах.

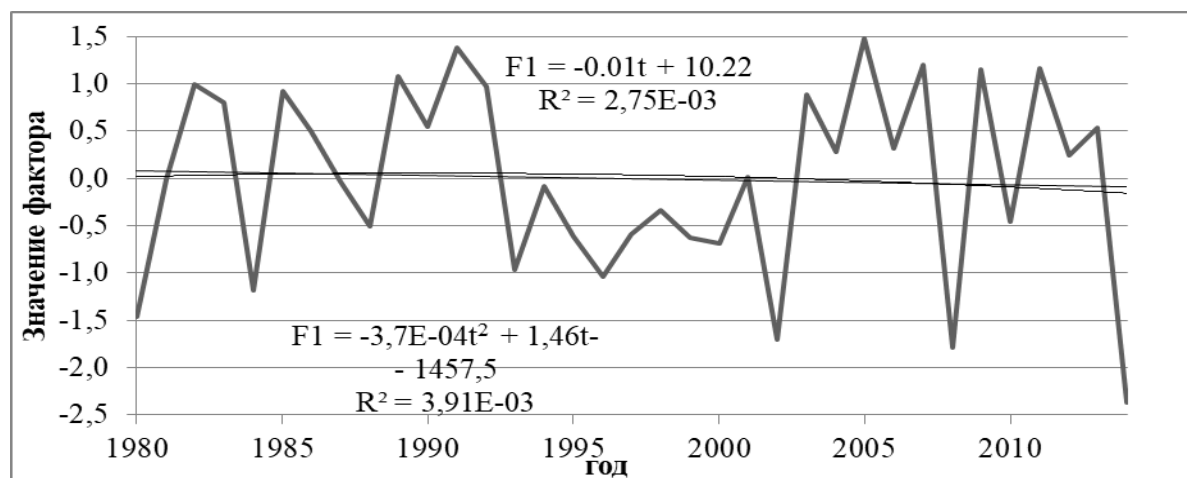


Рисунок 4.18 – Временной ход значений вклада первого фактора разложения для значений полного потока, усредненных за зимний период, на меридиональном разрезе по 5°в.д. от 30 до 70° с.ш.

Таблица 4.3 - Факторные нагрузки, рассчитанные для значений полного потока, усредненных за зимние периоды, на разрезе по 5°в.д.

°с.ш.	Factor 1	Factor 2
40	0,9	-0,1
42,5	0,8	-0,5
45	0,6	-0,7
47,5	0,4	-0,9
50	0,1	-1,0
52,5	-0,3	-0,9
55	-0,6	-0,8
57,5	-0,8	-0,6
60	-0,9	-0,3
62,5	-1,0	-0,1
65	-1,0	0,0
67,5	-0,9	0,1
70	-0,7	0,3
Собств. число	7,3	4,4
Доля общей дисперсии	0,56	0,34

В свою очередь, второй фактор описывает 34% дисперсии и отражает изменчивость полного потока влаги в средних широтах (55-60°с.ш.), а его межгодовая изменчивость, изображенная на рисунке 3.19, отражает преобладание нелинейного тренда в изменении полного потока влаги в этой зоне, так что до конца 1990-х гг. поток влаги уменьшался, а затем увеличивался.

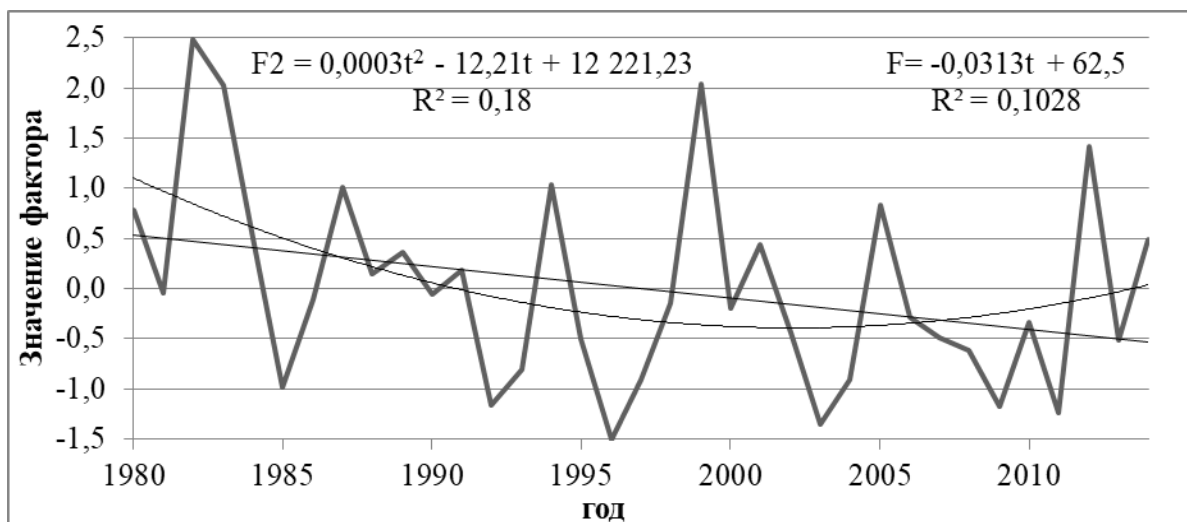


Рисунок 4.19 – Временной ход значений вклада второго фактора разложения для значений полного потока, усредненных за зимний период, на меридиональном разрезе по 5°в.д. от 30 до 70° с.ш.

4.2 Зональный перенос атмосферной влаги через меридиональный разрез 5° в.д.

Внос влаги на европейский континент осуществляется преимущественно за счет зональной циркуляции атмосферы в СА. Вертикально-интегрированный полный зональный поток водяного пара может быть определен следующим образом:

$$F_x = \overline{F_x} + F'_x = g^{-1} \int_{Pk}^{P_0} \overline{q} \overline{u} dp + g^{-1} \int_{Pk}^{P_0} \overline{q'u'} dp , \quad (4.1)$$

где g – ускорение свободного падения, q – удельная влажность, u – зональная компонента скорости ветра (горизонтальная черта над буквами обозначает среднее значение характеристики, а штрих – её пульсацию). P_0 и P_k – атмосферное давление у земной поверхности и на такой высоте, где влажность становится пренебрежимо малой, соответственно. Обычно данный интеграл находится численными методами по известным вертикальным профилям влажности и скорости ветра, т.е. по аэрологическим данным. В основном в численных расчетах ограничиваются содержанием влаги в пределах тропосферы [7]. В формуле (3.1) $\bar{F}_x$ и F'_x представляют собой соответственно адвективный и вихревой зональные потоки водяного пара. Считается, что при временном осреднении за 1 месяц адвективная компонента характеризует поток атмосферной влаги за счет средней во времени (общей) циркуляции, а вихревая – перенос влаги за счет макротурбулентности, обусловленный главным образом циклонами и антициклонами. Однако такое утверждение довольно условно, ибо подразумевает, что атмосферные вихри отделены между собой значительными временными промежутками. В том случае, когда вихри следуют почти непрерывно друг за другом, они становятся частью общей циркуляции атмосферы. Особенно это касается холодного периода года, когда интенсивность циклонической активности над Северной Атлантикой резко возрастает.

Если для оценки полного потока влаги F_x необходимы срочные (не менее двух раз в сутки) данные радиовеетрового зондирования, то адвективный перенос $\bar{F}_x$ может быть рассчитан по среднемесячным данным о ветре и влажности. В связи с этим расчет полного потока, особенно за длительный период времени, представляет весьма сложную задачу и не всегда оказывается возможным по техническим причинам или из-за отсутствия необходимых данных [7].

Возможно два варианта оценки потоков водяного пара. Прежде всего, это использование данных стационарных аэрологических станций,

расположенных на побережье океана. С этой целью может быть использован глобальный архив IGRA. Однако анализ этого архива показал, что находящиеся на восточном побережье Северной Атлантики аэрологические станции расположены весьма хаотично и имеют довольно много пропусков данных, что существенно затрудняет их обработку. Другой вариант – оценка интегрального переноса влаги на основе архивов реанализа. В данной работе предпочтение отдано архиву Reanalysis-2.

Естественно, важным является вопрос оценки точности расчета потоков водяного пара по архиву Reanalysis-2. С этой целью для трех аэрологических станций, представленных в архиве IGRA: Ставангер (Норвегия, 58.87 с.ш., 5.67 в.д.), Леруик (Шетландские острова, 60.13° с.ш., 1.185° з.д.) и Валентия (юго-запад Англии, 51.93° с.ш., 10.25° з.д.) были дополнительно рассчитаны среднемесячные полные зональные потоки влаги за период с 1980–2014 гг. В качестве верхней границы интегрирования принималась изобарическая поверхность 300 гПа. Одновременно аналогичные потоки были вычислены по данным архива Reanalysis-2 для ближайших узлов сеточной области к этим станциям: 58° с.ш., 6° в.д.; 60° с.ш., 2.5° з.д.; 52.5° с.ш., 10° з.д. Сопоставление среднемесячных полных зональных потоков водяного пара для указанных станций и ближайших к ним узлов сеточной области показало очень высокое сходство, причем систематические и случайные расхождения оказались незначительными. Коэффициент детерминации, характеризующий объясненную дисперсию рассчитываемой переменной, меняется в пределах от $R^2=0.81$ (ст. Ставангер) до $R^2=0.94$ (ст. Валентия). Некоторые расхождения по ст. Ставангер вызваны влиянием на перенос влаги орографических эффектов подстилающей поверхности в районе этой станции. Отсюда следует, что с высокой степенью надежности для оценки потоков атмосферной влаги над океаном можно использовать архив Reanalysis-2.

Среднемесячные потоки влаги (полные, адвективные, макротурбулентные) были рассчитаны по срочным (2 раза в сутки) данным для меридионального разреза по 5° в.д. от 40° с.ш. до 70° с.ш. за период

1980–2014 гг. Именно через этот разрез осуществляется основной внос атмосферной влаги на территорию Европы, который можно рассматривать как *отражение результирующего влияния СА на процессы влагооборота атмосферы над Европой*. Макротурбулентный поток F_x' определялся как разность полного и адвективного потоков водяного пара. После этого вычислялись средние значения потоков влаги за холодное (октябрь-март) и теплое (апрель-сентябрь) полугодия, а также за год в целом. Вклад вихревого потока влаги в полный перенос в среднем за год максимален в зоне 45–55° с.ш (до 11%), причем для зимних условий его вклад увеличивается до 17%.

Таблица 4.4. Распределение статистических характеристик полного зонального потока водяного пара для холодного (октябрь-март) и теплого (апрель-сентябрь) полугодий и за год в целом за 1980-2014 гг. на меридиональном разрезе 5° в.д.

Широта	Среднее, кг/мс			Коэффициент вариации			Величина тренда Tr		
	Год	F_x (X-III)	F_x (IV-IX)	Год	F_x (X-III)	F_x (IV-IX)	Год	F_x (X-III)	F_x (IV-IX)
70	26.79	28.24	25.45	0.35	0.46	0.61	0.00	-0.06	0.07
67.5	38.02	42.44	33.97	0.28	0.38	0.45	-0.13	-0.05	-0.19
65	48.20	55.58	41.34	0.27	0.36	0.40	-0.20	-0.05	-0.34
62.5	55.91	65.61	46.85	0.27	0.36	0.37	-0.28	-0.22	-0.39
60	59.52	68.88	50.97	0.25	0.37	0.31	-0.22	-0.37	-0.20
57.5	66.08	73.63	59.58	0.23	0.38	0.26	-0.23	-0.60	-0.03
55	80.03	86.01	75.09	0.19	0.33	0.24	-0.31	-0.73	-0.08
52.5	90.26	95.22	85.91	0.15	0.25	0.24	-0.18	-0.47	-0.03
50	84.97	86.33	83.67	0.14	0.23	0.22	-0.11	-0.34	0.06
47.5	70.15	67.50	72.65	0.15	0.28	0.22	-0.06	-0.37	0.24
45	51.12	44.90	57.26	0.18	0.38	0.21	-0.12	-0.37	0.16
42.5	50.37	41.13	59.53	0.18	0.38	0.17	-0.33	-0.34	-0.27
40	72.79	64.52	80.96	0.14	0.28	0.14	-0.15	0.04	-0.30

В табл. 4.4 представлено распределение некоторых статистических характеристик зонального переноса влаги через данный разрез (среднемноголетние годовые оценки, коэффициенты вариации и величины линейного тренда). Нетрудно видеть постепенное возрастание переноса влаги в Европу от 70° с.ш. к югу, что связано в основном с быстрым ростом влагосодержания атмосферы. На широте 52.5° с.ш. отмечается максимальный поток водяного пара. Далее к югу он начинает уменьшаться уже под влиянием ослабления скорости ветра. Данная закономерность проявляется во все сезоны года. Отметим, что основные закономерности в распределении переноса влаги хорошо соответствуют ранее полученным результатам [7].

Что касается межгодовой изменчивости потоков, то в среднем за год отмечается уменьшение коэффициента вариации в два раза по направлению от северных широт к южным. Изменчивость сезонных потоков существенно выше среднегодовых почти на всех широтах. Отметим отрицательные значения линейных трендов в потоках влаги, которые проявляются в течение всего года. Однако все они оказываются незначимыми, что означает слабую тенденцию к уменьшению переноса влаги на континент. Эти результаты не подтверждают рост эффективного испарения по данным большинства архивов реанализа на акватории СА, но полностью соответствуют результатам Reanalysis-2 (см. табл. 3.1).

Для выявления закономерностей межгодовых колебаний переноса влаги использован метод главных компонент (ГК). Разложению были подвергнуты три матрицы полного потока водяного пара (для обоих полугодий и за год в целом) размером 13×35 . Вследствие высокой коррелированности потоков влаги получена высокая и почти одинаковая сходимость для всех трех разложений (табл. 4.5), минимум которой приходится на теплое полугодие и составляет 89% от дисперсии исходного поля.

Анализ собственных векторов разложения (нагрузок ГК), свидетельствует об их четкой структурированности, которая заключается в

том, что легко выделяются квазиоднородные зоны по характеру межгодовых колебаний переноса водяного пара.

Для годовых значений потока влаги первый собственный вектор описывает северную зону 60-70° с.ш, второй – центральную зону (50-57.5° с.ш.), третий – южную зону (40-47.5° с.ш.). В холодный период в первом собственном векторе отмечается резко выраженная оппозиция между южным (южнее 42.5° с.ш.) и северным (севернее 57.5° с.ш) районами: усиление переноса в одном из них ведет к ослаблению в другом и наоборот. Вторым собственным вектор отражает центральную зону (45-55° с.ш.). Наконец, в теплый период можно выделить 4 широтные зоны, границы которых проходят по 43°, 53° и 62° с.ш. При выделении квазиоднородных по характеру межгодовых колебаний переноса влаги широтных зон выполнялось условие, что нагрузки главных компонент внутри такой зоны должны быть больше 0.67.

Таблица 4.5. Оценки собственных чисел и скорости их сходимости разложения на главные компоненты полного зонального потока водяного пара для холодного (октябрь-март) и теплого (апрель-сентябрь) полугодий и за год в целом за 1980-2014 гг. на меридиональном разрезе 5° в.д.

Параметры разложения	Год			Холодное полугодие		Теплое полугодие		
	1 ГК	2 ГК	3 ГК	1 ГК	2 ГК	1 ГК	2 ГК	3 ГК
Собственное число	6.2	4.3	1.1	7.3	4.4	6.5	3.3	1.7
Доля от общей дисперсии	0.48	0.33	0.09	0.56	0.34	0.50	0.26	0.13
Накопленная дисперсия	0.90			0.90		0.89		

На рис. 4.20 представлено пространственное распределение коэффициентов корреляции между испарением с акватории СА и первой ГК полного зонального переноса влаги на меридиональном разрезе 5° в.д. для средних годовых условий.

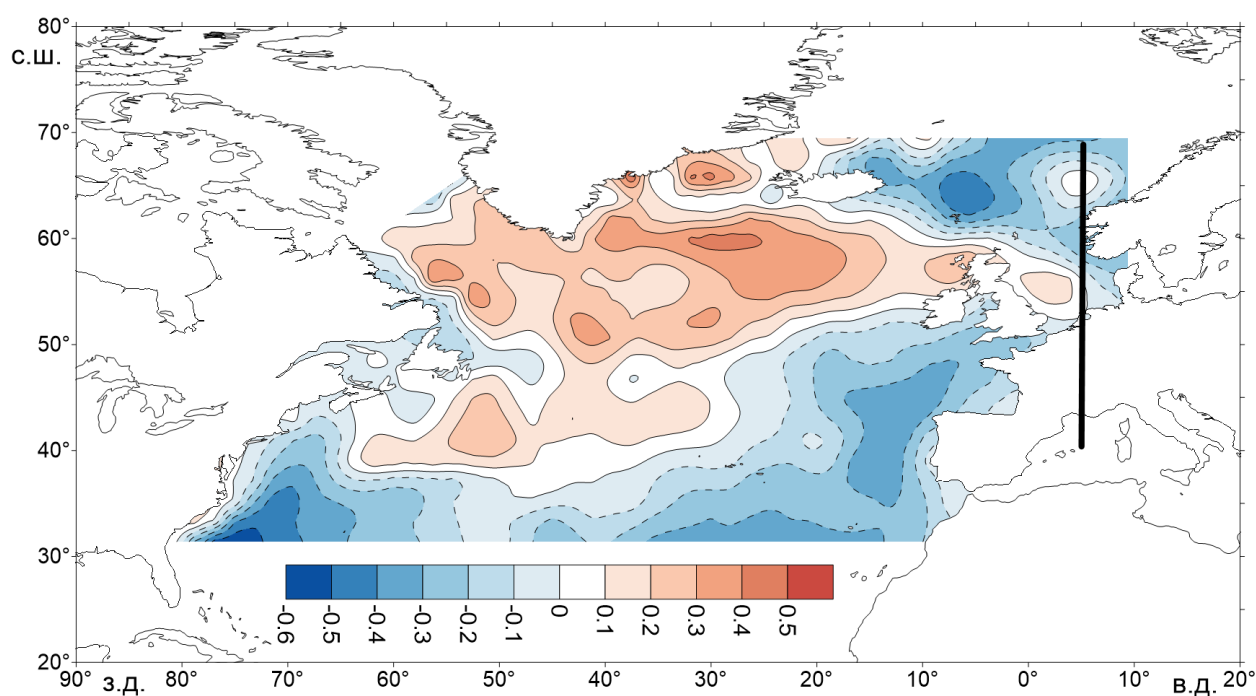


Рис. 4.20. Пространственное распределение коэффициентов корреляции между испарением с акватории СА и первой ГК полного зонального переноса влаги на меридиональном разрезе 5° в.д. для средних годовых условий. Вертикальная линия – меридиональный разрез зонального переноса влаги на 5° в.д. Отрицательные значения коэффициента корреляции отражены пунктирными изолиниями

Из рис. 4.20 видно, что значимая на уровне $\alpha=0.05$ корреляция ($|r| > 0.33$) отмечается на значительной части акватории СА, причем с разными знаками. Мощный очаг отрицательной корреляции отмечается в зоне Исландской депрессии. В его центре корреляция превышает $r=-0.60$. Южнее Англии вдоль берегов континента наблюдается продолжение этого очага. Большая часть западной Атлантики находится в зоне положительной корреляции испарения с 1 ГК годового переноса влаги. Но значимая корреляция отмечается южнее Исландии в зоне действия Лабрадорского и Североатлантического течений. Итак, усиление первой ГК зонального

переноса влаги обусловлено в основном повышением испарения в западной части СА и его уменьшением в восточной части СА.

Пространственное распределение коэффициентов корреляции между испарением и второй ГК полного зонального переноса влаги носит более простой характер по сравнению с рис. 4.20. Севернее линии нулевой корреляции, простирающейся от Ньюфаундленда до Ирландии, корреляция положительная, южнее – отрицательная. При этом максимум отрицательной корреляции отмечается в районе Азорского антициклона, а положительной – чуть южнее Исландии. Однако проверка связи градиента испарения между этими районами с Североатлантическим колебанием не выявила между ними значимой корреляции. Что касается поля коэффициентов корреляции испарения с третьей ГК, то какие либо крупномасштабные закономерности отсутствуют, и оно характеризуется только несколькими небольшими очагами значимой корреляции.

В результате выполненных расчетов были отобраны значимые коэффициенты корреляции, характеризующие реперные районы влияния испарения на перенос атмосферной влаги. После этого для каждой из трех ГК переноса водяного пара рассчитывались модели множественной линейной регрессии (МЛР) методом включения переменных. Модель считалась оптимальной, когда для последней переменной, включаемой в модель, критерий Фишера является значимым ($F > 4.0$), а максимальный p -level любого коэффициента регрессии был меньше $\alpha < 0.10$ [6]. Статистические характеристики оптимальных моделей МЛР первых трех компонент с реперными точками испарения в Северной Атлантике для годовых условий приводятся в табл. 4.6. Нетрудно видеть, что общее число реперных точек равно 16. Качество первых двух моделей довольно высокое, качество третьей – заметно хуже. Однако поскольку вклад третьей ГК в дисперсию исходного поля составляет лишь 9%, то это не должно заметно сказаться на точности восстановления поля переноса водяного пара на разрезе 5° в.д.

Таблица 4.6. Статистические характеристики моделей множественной линейной регрессии первых трех компонент среднегодовых значений годового полного потока влаги на меридиональном разрезе 5° в.д. с реперными точками испарения в Северной Атлантике

	m	R^2	F	(p-level)max
1 ГК	7	0.70	8.9	0.08
2 ГК	6	0.70	18.2	0.02
3 ГК	3	0.47	9.2	0.04

Для трех ГК по 16 реперным точкам испарения выполнено восстановление фактического поля годовых значений переноса влаги на разрезе 5° в.д. в 13 точках. Точность восстановления представлена на рис. 4.21. Нетрудно видеть, что исключая крайний юг (южнее 45° с.ш.) и крайний север (севернее 67.5°с.ш.) горизонтальный перенос описывается с высокой точностью. Коэффициент детерминации, показывающий долю объясненной дисперсии годовых значений переноса влаги, составляет $R^2=0.65-0.79$. При этом средний коэффициент детерминации по 13 точкам составляет $R^2=0.66$. Отметим, что для холодного полугодия даже по 5 реперным точкам испарения в СА можно рассчитать значения F_x над Норвежским морем с точностью $R^2=0.69-0.76$.

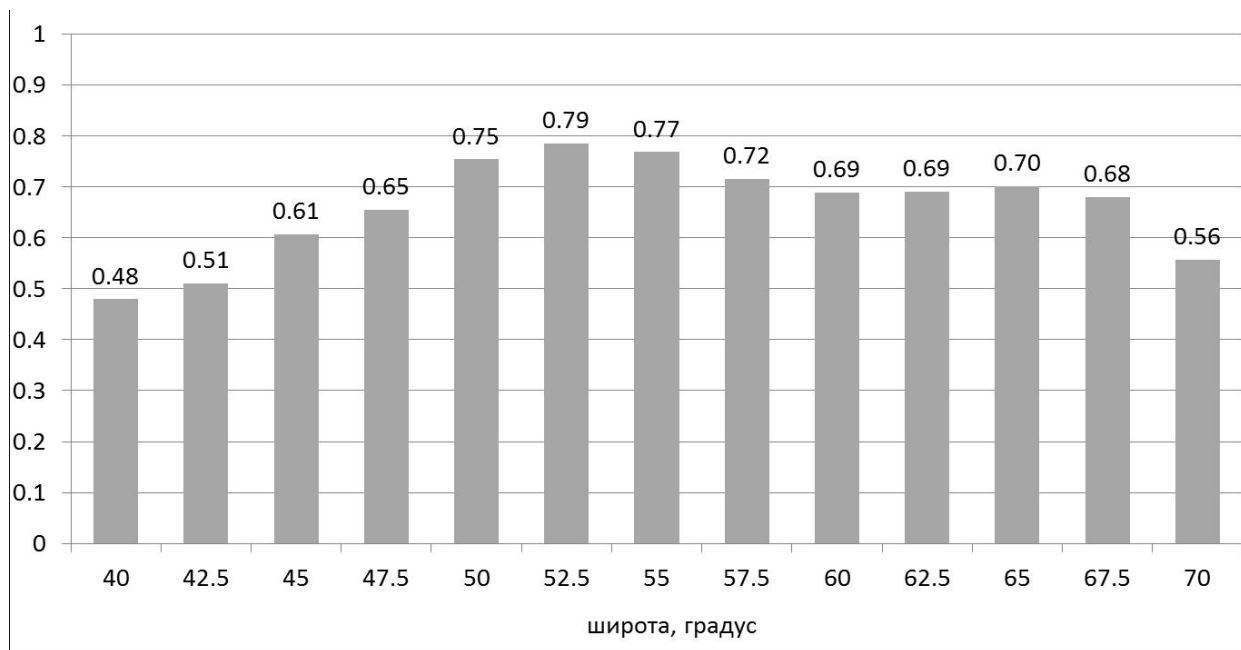


Рисунок 4.21. Распределение коэффициента детерминации восстановленных годовых значений полного зонального потока влаги на разрезе 5° в.д. по первым трем главным компонентам

4.3. Межгодовая изменчивость меридионального переноса атмосферной влаги с Северной Атлантики в Арктический бассейн

Среднемесячные потоки влаги (полные, адвективные, макротурбулентные) были рассчитаны по ежедневным данным для меридионального разреза по 70 с.ш. от 20° з.д. – 20° в.д. за период 1979–2017 гг. Макротурбулентный поток F_x' определялся как разность полного и адвективного потоков водяного пара.

В табл.4.7 представлено распределение некоторых статистических характеристик меридионального переноса влаги через данный разрез (среднемноголетние годовые оценки, коэффициенты вариации и величины линейного тренда). Нетрудно видеть постепенное уменьшение переноса влаги в

Европу от 20 з.д. к востоку. На долготе 0^0 . отмечается максимальный поток водяного пара. Далее к востоку он начинает уменьшаться уже под влиянием ослабления скорости ветра. Данная закономерность проявляется во все сезоны года. Необходимо отметить, что основные закономерности в распределении переноса влаги хорошо соответствуют ранее полученным результатам [7].

Таблица 4.7. Распределение статистических характеристик полного меридионального потока водяного пара для холодного (октябрь-март) и теплого (апрель-сентябрь) полугодий и за год в целом за 1979-2017 гг. на разрезе 70 с.ш.

Долгота	Среднее, кг/мс			Коэффициент вариации		
	Год	F_y (X-III)	F_y (IV-IX)	Год	F_y (X-III)	F_y (IV-IX)
20з.д.	-6,48	-5,38	-7,56	-1,12	-3,59	-3,04
17,5 з.д	-2,14	-1,78	-2,45	-3,41	-11,66	-9,63
15 з.д	-2,74	-2,71	-2,85	-2,76	-8,01	-8,56
12,5 з.д	9,32	8,93	9,86	0,87	2,78	2,79
10 з.д	14,82	14,30	15,53	0,60	1,90	1,95
7,5 з.д	19,77	19,07	20,72	0,49	1,58	1,64
5 з.д	22,98	22,19	24,04	0,44	1,43	1,51
2,5 з.д	24,99	24,02	26,27	0,42	1,38	1,47
0	25,64	24,45	27,14	0,40	1,38	1,47
2,5в.д	25,02	23,61	26,72	0,40	1,40	1,50
5 в.д	23,40	21,76	25,29	0,40	1,43	1,55
7,5 в.д	21,18	19,28	23,28	0,41	1,49	1,59
10 в.д	18,80	16,58	21,17	0,43	1,58	1,62
12,5 в.д	16,67	14,05	19,38	0,44	1,71	1,63
15 в.д	15,07	11,95	18,25	0,45	1,88	1,61
17,5 в.д	14,11	10,35	17,89	0,46	2,07	1,56
20 в.д	13,25	9,36	17,13	0,49	2,25	1,57

Что касается межгодовой изменчивости потоков, то в среднем за год отмечается увеличение коэффициента вариации в полтора раза по направлению от западных долгот к восточным. Изменчивость сезонных потоков существенно выше среднегодовых почти на всех широтах.

Если посмотреть на таблицу 4.8, можно отметить отрицательные значения линейных трендов в потоках влаги, которые проявляются в течение всего года в крайних западных и восточных точках разреза. Но все они оказываются незначимыми, что означает слабую тенденцию к уменьшению переноса влаги в Арктический бассейн.

Для выявления закономерностей межгодовых колебаний переноса влаги использован метод главных компонент (ГК). Разложению были подвергнуты три матрицы полного потока водяного пара (для обоих полугодий и за год в целом) размером 13×35 . Вследствие высокой коррелированности потоков влаги получена высокая и почти одинаковая сходимость для всех трех разложений (табл 4.8), минимум которой приходится на теплое полугодие и составляет 89% от дисперсии исходного поля.

Так же, как и в вертикальном разрезе, анализ собственных векторов разложения (нагрузок ГК), свидетельствует об их четкой структурированности, которая заключается в том, что легко выделяются квазиоднородные зоны по характеру межгодовых колебаний переноса водяного пара.

Таблица 4.8. Распределение значений линейного тренда и коэффициентов детерминации полного меридионального потока водяного пара для холодного (октябрь-март) и теплого (апрель-сентябрь) полугодий и за год в целом за 1979-2017 гг. на разрезе 70 с.ш.

Долгота	Величина тренда Tr					
	Год, кг/(мс)	R^2	$F_{Y(X-III)}$, кг/(мс)	R^2	$F_{Y(IV-IX)}$, кг/(мс)	R^2
20з.д.	-12,30	0,257	-9,21	0,019	-3,29	0,042
17,5з.д.	-10,01	0,169	-8,77	0,015	-3,61	0,021
15з.д.	-6,93	0,076	3,43	0,002	-2,34	0,007
12,5з.д.	-3,58	0,018	-6,15	0,005	-0,09	8E-07
10з.д.	-0,57	0,0004	-4,32	0,002	4,80	0,002
7,5з.д.	2,27	0,005	-2,55	0,001	9,37	0,006
5з.д.	2,96	0,008	-1,21	1E-04	9,83	0,006
2,5з.д.	3,06	0,009	0,01	3E-09	9,06	0,005
0	2,11	0,004	0,86	6E-05	6,34	0,002
2,5в.д.	0,35	0,0001	1,32	1E-04	2,19	0,000
5в.д.	-1,85	0,003	1,44	2E-04	-2,63	4E-04
7,5в.д.	-4,08	0,019	1,18	1E-04	-7,29	0,003
10в.д.	-5,78	0,046	0,81	8E-05	-10,74	0,008
12,5в.д.	-6,46	0,069	0,63	6E-05	-12,28	0,013
15в.д.	-5,85	0,067	0,86	1E-04	-11,58	0,013
17,5в.д.	-4,07	0,036	1,53	4E-04	-8,85	0,009
20в.д.	-1,43	0,004	2,69	0,001	-4,87	0,003

Далее был использован кластерный анализ для выявления квазиоднородных по характеру межгодовых колебаний переноса влаги (рис. 4.22). Для годовых значений потока влаги первый собственный вектор описывает западную зону (20 - 15° з.д.), второй – центральную зону (12,5° з.д. - 5° в.д.), третий – восточную зону (7,5 - 20° в.д.). При выделении квазиоднородных по характеру межгодовых колебаний переноса влаги зон

выполнялось условие, что нагрузки главных компонент внутри такой зоны должны быть больше 0.67.

Таблица 4.9. Оценки собственных чисел и скорости их сходимости разложения на главные компоненты полного зонального потока водяного пара за холодное и теплое полугодия и год в целом за 1979-2017 гг. на меридиональном разрезе 70°с.ш.

Параметры разложения	Год			Холодное полугодие			Теплое полугодие		
	1 ГК	2 ГК	3 ГК	1 ГК	2 ГК	3 ГК	1 ГК	2 ГК	3 ГК
Собственное число	9,86	5,3	1,49	10,67	5,45	0,65	10,73	4,91	1,02
Доля от общей дисперсии	0,58	0,31	0,09	0,63	0,32	0,04	0,63	0,29	0,06
Накопленная дисперсия	0,98			0,99			0,98		

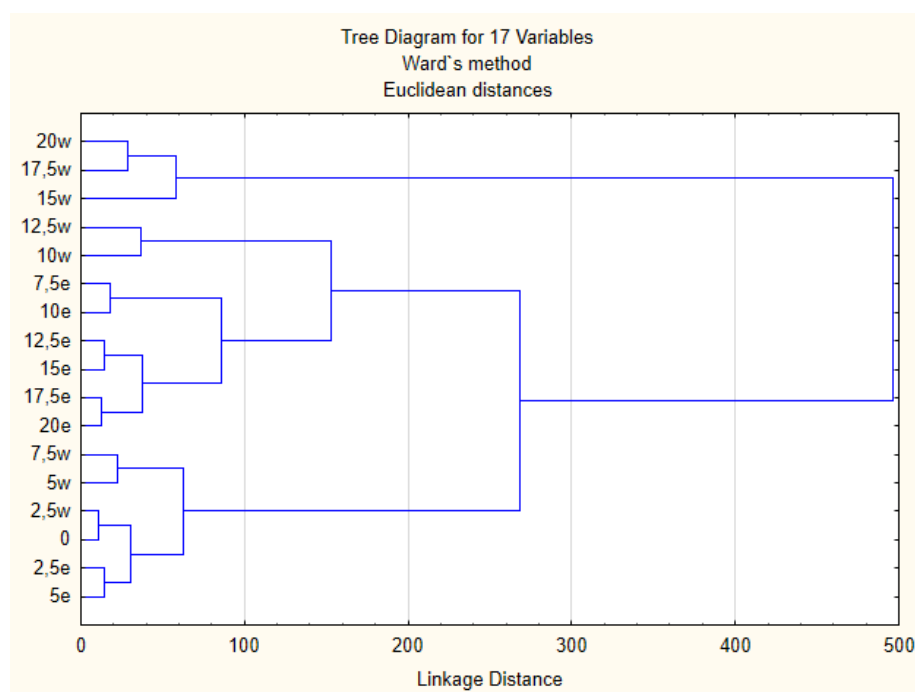


Рисунок 4.22. Районирование квазиоднородных по характеру межгодовых колебаний переноса влаги кластерным анализом.

Далее была рассчитана корреляционная матрица между зонами меридионального и зонального потоков влаги (таблица 4.2)

Таблица 4.10. Корреляционная матрица потоков влаги между полученными районами на меридиональном (по 70°с.ш.) и зональном(5° в.д.) разрезах с 1980 по 2014 г.г.

Координаты	20 – 15° з.д.	12,5° з.д. – 5° в.д.	7,5 – 20° в.д.
60-70° с.ш.	-0,19	0,07	0,47
50-57.5° с.ш.	-0,40	-0,34	0,25
45-55° с.ш.	-0,36	-0,41	0,05

При анализе результатов можно отметить, что районы между собой связаны очень слабо (все коэффициенты корреляции не превышают значения 0,47 по модулю). Так же обращает на себя внимание тот факт, что вся западная часть горизонтального разреза имеет обратную зависимость с вертикальным разрезом.

На рис. 4.23 представлено пространственное распределение коэффициентов корреляции между испарением с акватории СА и первой ГК полного меридионального переноса влаги на разрезе 70° с.ш. для средних годовых условий.

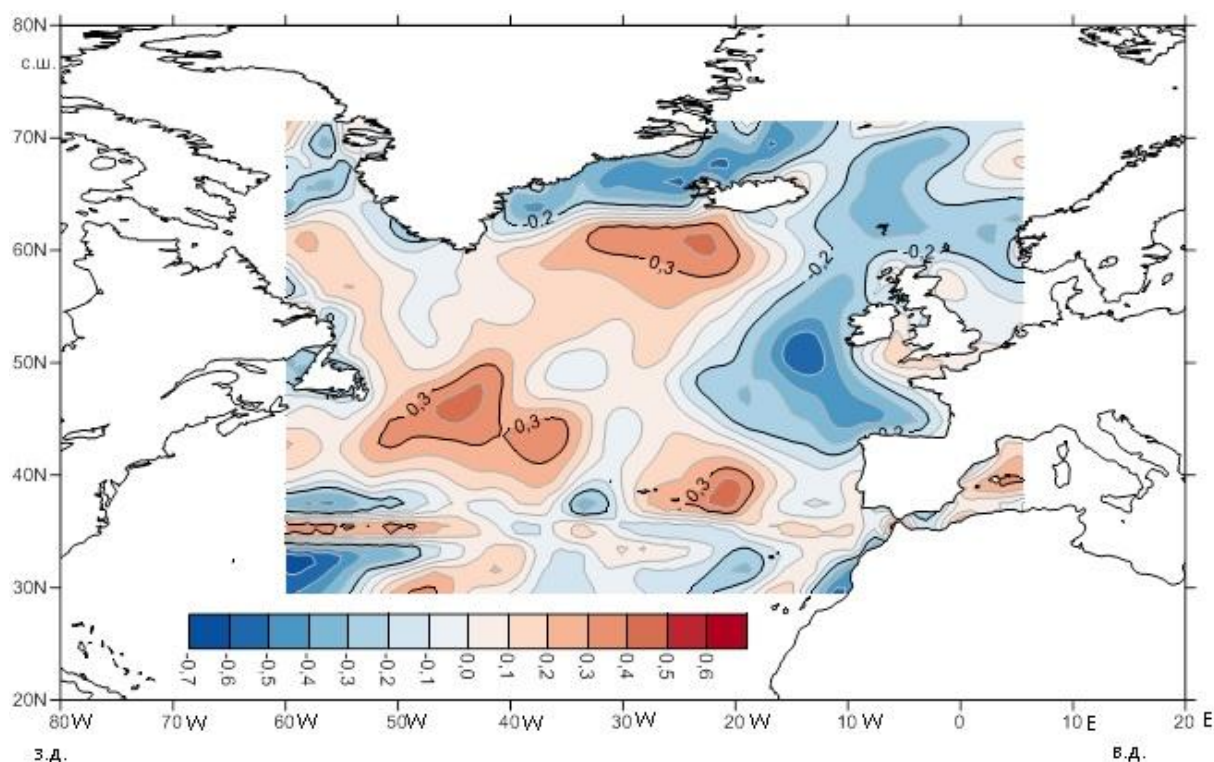


Рис. 4.23. Пространственное распределение коэффициентов корреляции между испарением с акватории СА и первой ГК полного меридионального переноса влаги на разрезе 70° с.ш. для средних годовых условий.

Из рис. 4.23 видно, что значимая на уровне $\alpha=0.05$ корреляция ($|r| > 0.33$) отмечается на не значительной части акватории СА, причем с разными знаками. Мощный очаг отрицательной корреляции отмечается в зоне Исландской депрессии и Большой Ньюфаундлендской банки. В его центре корреляция превышает $r=-0.60$. Южнее Англии вдоль берегов континента наблюдается продолжение этого очага. Большая часть западной Атлантики находится в зоне положительной корреляции испарения с 1 ГК годового переноса влаги. Но значимая корреляция отмечается южнее Исландии в зоне действия Лабрадорского и Североатлантического течений. Итак, усиление первой ГК зонального переноса влаги обусловлено в основном повышением испарения в западной части СА и его уменьшением в восточной части СА.

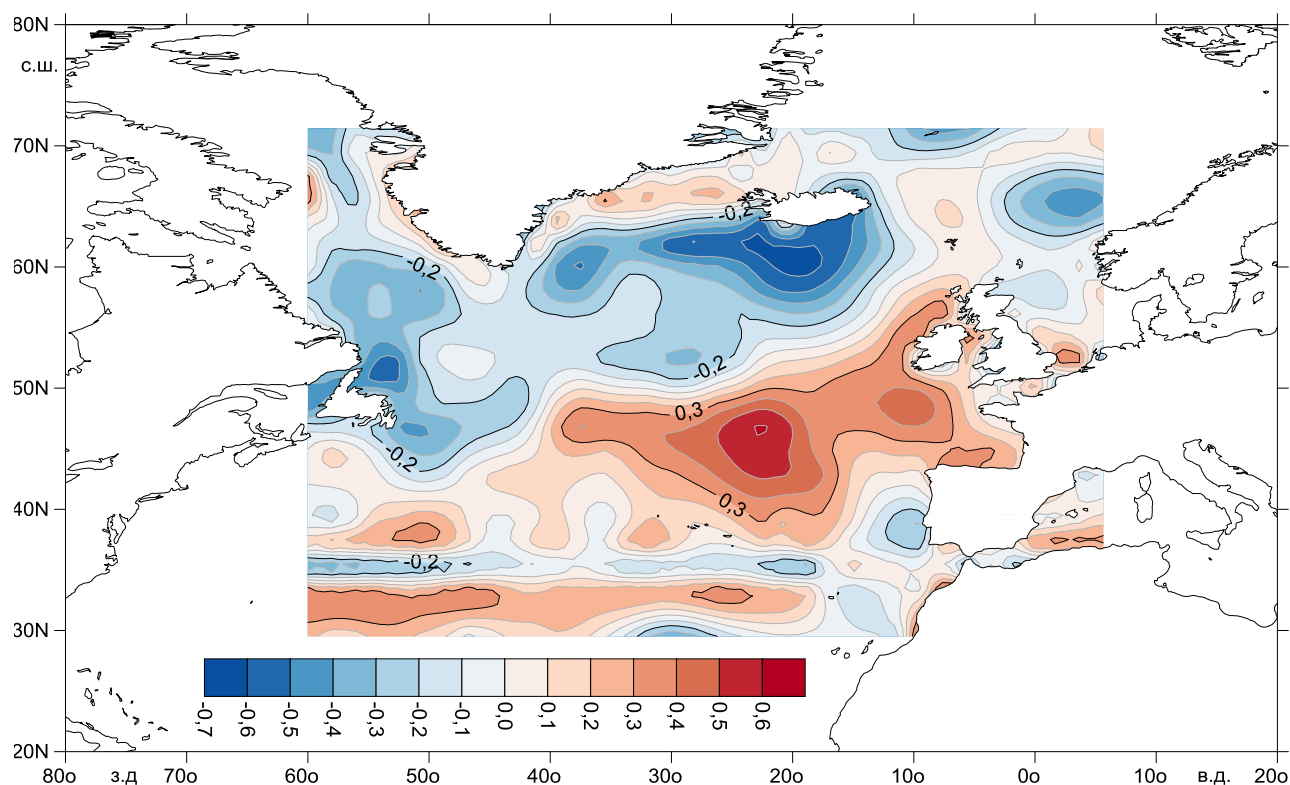


Рис. 4.24. Пространственное распределение коэффициентов корреляции между испарением с акватории СА и второй ГК полного меридионального переноса влаги на разрезе 70° с.ш. для средних годовых условий.

Пространственное распределение коэффициентов корреляции между испарением и второй ГК полного зонального переноса влаги (рис. 4.24) носит более сложный характер по сравнению с рис. 4.23. Мощный очаг положительной корреляции отмечается в зоне Исландской депрессии и Большой Ньюфаундлендской банки. В его центре корреляция превышает $r = -0.60$. Южнее Англии вдоль берегов континента наблюдается продолжение этого очага. Большая часть западной Атлантики находится в зоне отрицательной корреляции испарения с 2 ГК годового переноса влаги. Но значимая корреляция отмечается южнее Исландии в зоне действия Лабрадорского и Североатлантического течений..



Рисунок 4.25 – Распределение значений 1ГК потока влаги разреза по 70°с.ш и восстановленных значений 1 ГК по регрессионной модели с испарением в районе Исландского минимума.



Рисунок 4.26 – Распределение значений 2ГК потока влаги разреза по 70°с.ш и восстановленных значений 2 ГК по регрессионной модели с испарением в районе Исландского минимума.

Для обеих ГК по 12 реперным точкам испарения выполнено восстановление фактического поля годовых значений испарения. Сравнение между исходными данными и восстановленными представлено на рис. 4.25-4.26, а основные статистические характеристики моделей представлены в

табл.4.11. Нетрудно видеть, что коэффициент детерминации, показывающий долю объясненной дисперсии годовых значений переноса влаги, составляет достаточно большое значение $R^2=0.66-0.68$, но при этом критерий Фишера не является значимым ($F>6.0$). Данный факт говорит нам о том, что полученные модели не достаточно качественные, чтобы прогнозировать горизонтальный перенос с высокой точностью

Таблица 4.11. Статистические характеристики моделей множественной линейной регрессии первых двух компонент среднегодовых значений годового полного потока влаги на меридиональном разрезе 70° с.ш. с реперными точками испарения в Северной Атлантике

	m	R^2	F
1 ГК	6	0.66	2.95
2 ГК	6	0.68	1.84

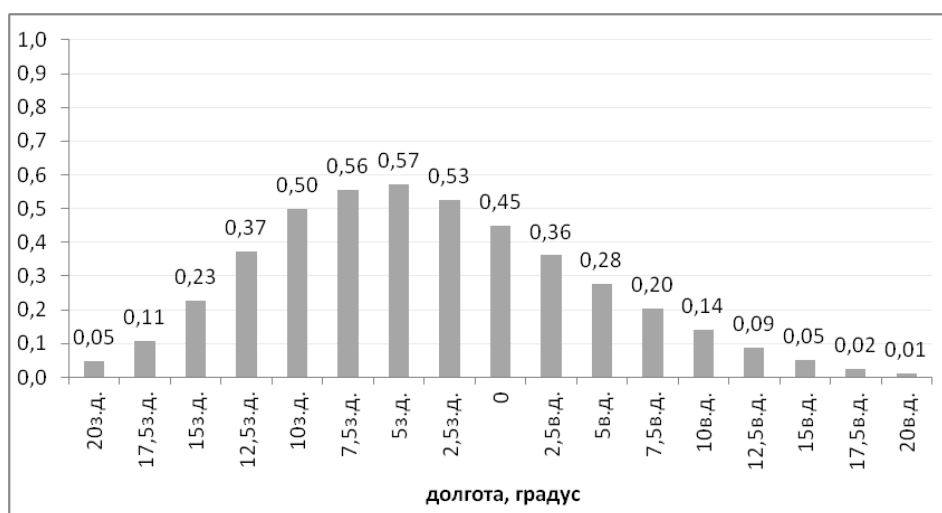


Рисунок 4.26. Распределение коэффициента детерминации восстановленных годовых значений полного зонального потока влаги на разрезе 70° с.ш. по первой и второй главным компонентам

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

До настоящего времени вертикальный влагообмен океана с атмосферой остается наиболее трудно определяемым звеном гидрологического цикла, поскольку оценки компонентов влагообмена многих архивов реанализа не отвечают элементарным физическим критериям точности. В частности, на современном этапе из рассмотренных шести архивов, четыре (OAFflux, HOAPS, GPCP и REMSS) не позволяют надежно определять испарение и осадки на акватории Северной Атлантики. Показано, что наиболее разумные оценки компонент влагообмена могут быть получены по данным архива Reanalysis-2. Этот архив использован нами для оценки межгодовой изменчивости испарения и осадков на акватории Северной Атлантики ($30-70^\circ$ с.ш.) за 1980–2014 гг. и расчета вертикально-интегрированных среднемесячных потоков влаги для меридионального разреза по 5° в.д. от 40° с.ш. до 70° с.ш. за период 1980–2014 гг. Горизонтальный перенос влаги через данный меридиональный разрез есть отражение результирующего влияния СА на процессы влагооборота атмосферы над Европой.

Для выявления закономерностей межгодовых колебаний зонального переноса влаги на разрезе использован метод главных компонент. Разложению были подвергнуты три матрицы полного потока водяного пара. Выделены три квазиоднородные зоны по характеру межгодовых колебаний переноса водяного пара для годовых значений потока влаги: северная ($60-70^\circ$ с.ш.), центральная ($50-57.5^\circ$ с.ш.), южная ($40-47.5^\circ$ с.ш.). В акватории СА выявлены реперные районы влияния испарения на перенос атмосферной влаги. В результате расчетов моделей МЛР для трех ГК зонального переноса влаги с испарением выделено 16 реперных точек, дающих максимальный вклад в дисперсию ГК. По данным реперным точкам испарения выполнено восстановление поля годовых значений переноса влаги на разрезе 5° в.д. в 13

точках. Показано, что, исключая крайний юг (южнее 45° с.ш.) и крайний север (севернее 67.5° с.ш.), горизонтальный перенос влаги описывается с высокой точностью. Средний коэффициент детерминации по 13 точкам составляет $R^2=0.66$.

Для выявления закономерностей межгодовых колебаний меридионального переноса влаги так же был использован метод главных компонент. Разложению были подвергнуты три матрицы полного потока водяного пара. Выделены две квазиоднородные зоны по характеру межгодовых колебаний переноса водяного пара для годовых значений потока влаги: западная ($20 - 15^{\circ}$ з.д.), центральная ($12,5^{\circ}$ з.д. - 5° в.д.) и восточная ($7,5 - 20^{\circ}$ в.д.). В акватории СА выявлены реперные районы влияния испарения на перенос атмосферной влаги. В результате расчетов моделей МЛР для трех ГК зонального переноса влаги с испарением выделено 12 реперных точек, которые, к сожалению, не имеют возможности качественного описания переноса потоков влаги в Северной Атлантике.

СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Гордеева С.М., Малинин В.Н. Использование Data Mining в задаче гидрометеорологического прогнозирования // Ученые записки РГГМУ. 2016. № 44. С. 30-44.
2. Добровольский С.Г. Глобальные изменения речного стока. М.: ГЕОС, 2011. 660 с.
3. Добровольский С.Г. Климатические изменения в системе «гидросфера-атмосфера». М.: ГЕОС, 2002. 232 с.
4. Ефремова Н.И. Месячные количества атмосферных осадков средние для районов Европейской территории СССР и северного Казахстана. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 112 с.
5. Завертяев С.Б., Малинин В.Н., Масловский М.И. Крупномасштабная изменчивость тепло- и влагообмена в Северной Атлантике // Исследование взаимодействия океана и атмосферы в энергоактивных зонах: сб. науч. тр. -Л: - 1985. - С. 131-143.
6. Малинин В.Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. СПб.: изд. РГГМУ. 2008. 408 с.
7. Малинин В.Н. Влагообмен в системе океан-атмосфера. СПб.: Гидрометеиздат, 1994. 197 с.
8. Малинин В.Н. Проблема прогноза уровня Каспийского моря. СПб.: изд. РГГМИ. 1994. 154 с.
9. Малинин В.Н., Радикевич В.М., Гордеева С.М., Куликова Л.А. Изменчивость вихревой активности атмосферы над Северной Атлантикой. СПб.: Гидрометеиздат, 2003. 171 с.
10. Многолетние ряды месячных сумм средних областных осадков за холодный период для основной сельскохозяйственной зоны СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 288 с.

11. Мировой водный баланс и водный ресурсы Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 638 с.
12. Михайлова Н.В. Климатическая изменчивость интегрального горизонтального потока влаги в атмосфере над атлантико-европейским регионом // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2016. №2. С. 33-40.
13. Нестеров Е.С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. – М.:Триада, лтд, 2013. – 144 с.
14. Описание массива данных месячных сумм осадков на станциях России // Российский гидрометеорологический портал: ВНИИГМИ-МЦД. <http://meteo.ru/data/158total-precipitation#описание-массива-данных>.
15. Серяков Е.Н. Долгосрочные прогнозы тепловых процессов в Северной Атлантике. – Л.: Гидрометиздат – 1979. – 162с.
16. Смирнов Н.П., Малинин В.Н. Водный баланс атмосферы как гидрологическая задача. Л.: Изд. ЛГУ, 1986. 189 с.
17. Стоммел Г. Гольфстрим. Физическое и динамическое описание./ Пер. с англ. – М.: – 1963. – 250 с.
18. Современные особенности распределения потоков влаги на территории Евразии / Латышева И.В., Белоусова Е.П., Олемской С.В. и др. // Известия Иркутского Государственного Университета. – 2010. – Т.3 № 1. – С. 62-79
19. Adler R.F. The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present) // J. Hydrometeor. 2003. V. 4. P. 1147–1167.
20. Andersson A., Klepp C., Fennig K., Bakan S., Grassl H., Schulz J. Evaluation of HOAPS-3 Ocean Surface Freshwater Flux Components // J. Appl. Meteor. Climatol. 2011. V. 50. P. 379–398. Doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2010JAMC2341.1>
21. Bramer M. Principles of Data Mining. London: Springer-Verlag, 2007. 344 p. DOI: 10.1007/978-1-84628-766-4.

22. *Breiman L., Friedman J., Olshen R., Stone C.* Classification and Regression Trees. New York: Chapman and Hall, 1984. 358 p.
23. *Durre I., Vose R.S., Wuertz D.B.* Overview of the Integrated Global Radiosonde Archive // *Journal of Climate*. 2006. V. 19. Pp. 53–68.
24. *Hilburn K.A.* The Passive Microwave Water Cycle Product // REMSS Tech. Rpt. 072409. 2009. P.1-30.
25. Interactive Trees (C&RT, CHAID): Statistica Help / StatSoft inc. Electronic resource. [URL:http://documentation.statsoft.com/STATISTICAHelp.aspx?path=Gxx/Indices/InteractiveTreesCRTCHAID_HIndex](http://documentation.statsoft.com/STATISTICAHelp.aspx?path=Gxx/Indices/InteractiveTreesCRTCHAID_HIndex).
26. *Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J., Yang S-K, Hnilo J.J., Fiorino M., Potter G.L.* NCEP–DOE AMIP-II reanalysis (R-2) // *Bul. of the Atmos. Met. Soc.* 2002. V. 83. P. 1631–1643.
27. *Kalnay E.M. Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K. C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D.* The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 1996. V. 77. P. 437–471.
28. *Malinin V.N., Gordeeva S.M.* Variability of Evaporation and Precipitation over the Ocean from Satellite Data // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2017, Vol. 53, No. 9, pp. 934–944. DOI: 10.1134/S0001433817090195
29. *Trenberth K. E., Fasullo J. T., Mackaro J.* Atmospheric moisture transports from ocean to land and global energy flows in reanalyses // *J. Clim.* 2011. V. 24. P. 4907–4924.
30. *Yu L.S., Weller R.A.* Objectively analyzed air–sea heat fluxes for the global ice-free oceans (1981–2005) // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2007. V. 88. P. 527–539.
31. *Yu L., X. Jin, S. Josey, T. Lee, A. Kumar, C. Wen, Y. Xue.* The Global Ocean Water Cycle in Atmospheric Reanalysis, Satellite, and Ocean Salinity // *J. Climate*. 2017. 30. P.3829-3852. doi:10.1175/JCLI-D-16-0479.1