МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК (ИГ РАН)

на правах рукописи

24

Черенкова Елена Анатольевна

ИЗМЕНЕНИЯ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЕ И ИХ СВЯЗЬ С ДОЛГОПЕРИОДНЫМИ КОЛЕБАНИЯМИ КЛИМАТА В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

25.00.30 – метеорология, климатология, агрометеорология

Диссертации на соискание учёной степени доктора географических наук

Научные консультанты:

доктор географических наук, профессор Золотокрылин Александр Николаевич

доктор физико-математических наук, чл.-корр. РАН Семёнов Владимир Анатольевич

Москва - 2019

Содержание

Содержание	2
Введение. Цели и задачи работы	5
Глава 1. Данные и методы исследования	14
1.1. Данные наземных наблюдений метеопараметров на метеостанциях	14
1.2. Спутниковые данные	15
1.3. Данные реанализов, архивов сеточных данных, и индексы	
телеконнекции и климатические индексы	17
1.4. Данные численных экспериментов с климатическими моделями	29
1.5. Методы исследования	30
Глава 2. Влияние долгопериодной изменчивости температуры поверхности	
Северной Атлантики на изменения крупномасштабной атмосферной	
циркуляции. Изменения атмосферных осадков на Восточно-Европейской	
равнине под влиянием долгопериодных колебаний температуры	
поверхности океана в Северной Атлантике	38
2.1. Введение	38
2.2. Долгопериодная изменчивость температуры поверхности Северной	
Атлантики и ведущие режимы изменчивости барического поля в	
Атлантико-Европейском секторе	45
2.3. Отклик крупномасштабной атмосферной циркуляции в Атлантико-	
Европейском секторе на изменения температуры поверхности Северной	
Атлантики	56
2.4. Механизмы формирования аномалий атмосферного переноса влаги,	
связанных с изменениями температуры поверхности Северной	
Атлантики	84

	2.5. Анализ осадков на территории Восточно-Европейской равнины в	
	периоды устойчивых противоположных аномалий температуры	
	поверхности Северной Атлантики по наземным и спутниковым данным 95	
	2.6. Устойчивость отклика атмосферной циркуляции на изменения	
	температуры поверхности Северной Атлантики в численных	
	экспериментах воспроизведения доиндустриального климата 110	
	2.7. Сравнительная характеристика атмосферного увлажнения в	
	бассейне Волги в периоды устойчивых противоположных аномалий	
	температуры поверхности Северной Атлантики123	
	2.8. Выводы	
Г	лава 3. Ведущие режимы изменчивости осадков на территории Европы и	
И	х связь с изменениями основных климатических режимов в системе	
~ ((океан-атмосфера»132	
	3.1 Пространственно-временная структура велущих мол изменчивости	
	осалков в Европе 132	
	3.2. Велушие режимы совместной изменчивости осалков и аномалий	
	крупномасштабной атмосферной циркуляции Северного полушария	
	температуры поверхности океана и пеловитости Арктического бассейна	
	(зимой) 141	
	3.3. Регионализация Восточно-Европейской равнины на основе квази-	
	олнородных колебаний осалков Связь изменений осалков с	
	изменениями ширкулянии атмосферы	
	изменениями циркуляции атмосферы	
Г		
і. т	лава 4. Экстремумы осадков и их связь с долгопериодной изменчивостью	
10	смпературы океана Северной Атлантики 210	
	4.1. Анализ экстремально высоких осадков на Восточно-Европейской	
	равнине	
	4.2. Методические вопросы сравнения показателей засух	
	4.3. Ведущие режимы совместной изменчивости летних засух на	
	Восточно-Европейской равнине с аномалиями температуры поверхности	

океана и крупномасштабной атмосферной циркуляции Северного	
полушария	
4.4. Повторяемость засух в периоды устойчивых аномалий температур)Ы
поверхности океана Северной Атлантики	
4.5. Выводы	
Глава 5. Влияние изменений осадков и их экстремумов на компоненты	
природных геосистем	
5.1. Связь засух с урожайностью зерновых культур в регионах Восточн	HO-
Европейской равнины	
5.2. Реакция растительности на изменения осадков на юге Восточно-	
Европейской равнины	
5.3. Выводы	
Заключение. Основные выводы работы	
Список литературы	
Приложение	

Введение. Цели и задачи работы

Климат и его изменения оказывают основополагающее влияние на природно-хозяйственные системы и жизнедеятельность человека. В этой связи, И экстремальные погодно-климатические аномальность климата явления вызывают повышенный научный интерес. Косвенные свидетельства колебаний климата в прошлом, а также результаты оценки климатических вариаций, полученные в период инструментальных наблюдений, вызывают закономерные вопросы об установлении влияющих факторов и выявлении предикторов возможных будущих изменений климата. Усиление интереса к проблеме изменения климата в последние десятилетия XX-го – начале XXI-го вв. прежде всего, наблюдаемым во обусловлено, регионах многих ростом экстремальности климата в период глобального потепления.

В последние десятилетия XX-го – в начале XXI вв. по данным Росгидромета на территории России отмечался заметный рост повторяемости экстремальных гидрометеорологических явлений и связанного с ними ущерба. Такой рост происходил на фоне аномально высоких глобальных температур, что вызывает вопросы о связи изменений с антропогенным потеплением. При этом скорость роста опасных гидрометеорологических явлений составила 188 случаев/10 лет. Ущерб от опасных гидрометеорологических явлений и неблагоприятных погодных условий на территории России в период 1995-2003 гг. оценен в 60 млрд. руб. (Бедрицкий и др., 2007). Даже в предположении о том, что увеличение зарегистрированных случаев количества опасных явлений В последние десятилетия состоялось благодаря развитию информационных технологий, чего значимость гидрометеорологического наблюдалось ранее, не фактора В устойчивости развития регионов РФ, несомненно играет существенную роль.

Наблюдаемое потепление приводит к изменениям компонентов гидрологического цикла (Held, Soden, 2006; Huntington, 2006). Многие исследователи констатируют, что интенсивность осадков, так же, как и

влагоемкость атмосферы, возрастает при потеплении климата (например, (Мохов и др., 2014; Allen and Ingram, 2002; Trenberth, 1999а)). Согласно уравнению Клайперона-Клазиуса, связывающему изменения значений температуры и влажности в условиях фазовых переходов и определяющему условия конденсации влаги при данной температуре, при потеплении ожидается экспоненциальный рост осадков (Min et al. 2011; Semenov, Bengtsson, 2002). На фоне связанного с глобальным потеплением наблюдаемого роста осадков над сушей в средних широтах, наиболее интенсивного в течение последних десятилетий (Groisman et al., 2005; Karl et al., 1991; Folland and Karl, 2001), увеличение повторяемости и интенсивности засух летом как в Европе (Briffa, 2009; Spinoni et al., 2017), так и на юге Европейской территории России (ЕТР) (Золотокрылин и др., 2007; Черенкова, 2007) является одной из причин более пристального изучения динамики сезонных осадков. Вместе с тем, на фоне несущественного роста осадков на территории РФ в последние десятилетия XX-го – начале XXI-го века (Второй оценочный доклад Росгидромета, 2014; IPCC, 2014) происходило изменение режимов осадков в пользу значимого увеличения сезонной интенсивности и повторяемости экстремальных осадков во многих регионах страны (Золина, Булыгина, 2016; Zolotokrylin, Cherenkova, 2017), что ассоциируется с увеличением рисков, связанных с возникновением опасных гидрологических явлений. Об увеличении интенсивности осадков в тропических и высоких широтах свидетельствуют результаты анализа реакции экстремальных осадков на климатические изменения в проекциях будущего климата (Kharin et al., 2007; Orlowsky and Seneviratne, 2011; Semenov and Bengtsson, 2002).

Основное отличие осадков от других метеопараметров состоит в их пространственно-временной неоднородности и высокой степени фрагментации, что повышает неопределенность региональных прогнозов осадков на любых временных масштабах. Увлажнение территории Восточно-Европейской равнины (BEP), в изменении которого решающую роль играют вариации атмосферных осадков, подвержено сильной межгодовой изменчивости. В условиях меняющегося климата, вековая тенденция завуалирована высокочастотной составляющей колебаний осадков, что затрудняет разработку мер по адаптации отраслей народного хозяйства к климатическим изменениям. В этой связи, задача выявления роли долгопериодной составляющей естественной климатической изменчивости на фоне продолжающегося потепления имеет большое значение. Эта задача особенно актуальна для зернопроизводящей отрасли в регионах ЕТР, поскольку зерновой пояс России расположен в суббореальных ландшафтах, наиболее чувствительных к флуктуациям осадков и их экстремумов. Урожайность зерновых культур в суббореальной ландшафтной зоне в значительной степени определяется увлажнением.

По мере накопления данных пик активности обсуждения проблем определения факторов климатической изменчивости, соотношения естественной и антропогенной составляющей изменений, а также выявления механизмов воздействия компонентов системы дальних связей на природные флуктуации климатических изменений пришелся на последние 30 лет (Володин, 2007; Мохов и др., 2008; Мохов и др., 2011; Второй оценочный доклад..., 2014; Попова, Шмакин, 2010; Салугашвили, 2013; Сидоренков, Сумерова 2012; Latif et al., 2007; Schlesinger, Ramankutty, 1994 и многие другие).

Важность роли океанов в изменении увлажнения территории континентов обусловлена тем, что потенциальное увеличение количества осадков на суше возможно только при наличии соответствующей адвекции влажного воздуха из акватории на сушу (Wild et al., 2004). Долгопериодные изменения климата Мирового океана обусловливают дальние связи с циркуляцией атмосферы и региональным климатом (Переведенцев и др., 2018; Салугашвили и др., 2012; Шерстюков, Переведенцев, 2019). Аналогичные изменения в северной части Атлантического океана способны не только оказывать влияние на климат во многих регионах, в том числе в Северной Африке, Америке, Юго-Восточной Азии и Европе, но и инициировать существенные климатические последствия для наземных экосистем (Коваленко и др., 2017; Воскресенская, Коваленко, 2015; Folland et al., 1986; Ghosh et al., 2017; Lu et al., 2006; Polonskii, 2008; Robson et al., 2012; Zhang and Delworth, 2006). Основываясь на результатах численных

экспериментов, было высказано предположение, что долгопериодная изменчивость климата в Северной Атлантике может существенно влиять на изменения глобального климата (Мохов и др., 2008; Semenov et al., 2010). Отметим, что региональные особенности сезонных осадков в Европе (Knight et al., 2006; Sutton and Hodson, 2005; Sutton and Dong, 2012), формирующиеся вследствие перераспределения над континентом испарившейся с поверхности океана влаги посредством изменений атмосферной циркуляции, все еще недостаточно исследованы.

В данной работе предпринята попытка изучить влияние долгопериодной составляющей естественной изменчивости климата в Северной Атлантике на изменение сезонных осадков на ВЕР в XX - начале XXI вв., что делается впервые. Работа направлена на снижение неопределенности в установлении тенденции сезонных осадков ВЕР в вековом масштабе, выявление роли долгопериодной изменчивости термического состояния Северной Атлантики и изменений крупномасштабной атмосферной циркуляции в изменениях осадков на равнине. В работе выявляются и анализируются механизмы, формирующие региональные особенности сезонных осадков, что является весьма важным для более глубокого понимания причин межгодовой изменчивости осадков и может способствовать улучшению их сезонного регионального прогнозирования на более длительных временных масштабах.

Актуальность выполняемого исследования связана с растущими негативными последствиями меняющегося климата (в том числе, последствиями опасных гидрометеорологических явлений) для природно-хозяйственных систем и человека, и всё ещё остающейся большой неопределенностью в понимании механизмов изменений. Важность исследований изменений регионального климата Восточно-Европейской равнины обусловлена тем, что ее густонаселенная территория располагается в широтных областях наибольших как наблюдаемых, так и прогнозируемых изменений климата (Второй оценочный доклад, 2014; Груза, Ранькова, 2006). Актуальность исследования динамики осадков на Восточно-Европейской равнине также обусловлена тем, ЧТО увлажнение

определяет зональную дифференциацию ландшафтных зон. Ее осмысление весьма важно, чтобы предопределить и объяснить возникновение климатических предпосылок возможного смещения границ зон увлажнения, чье формирование под влиянием естественной климатической изменчивости и в условиях глобального потепления все еще недостаточно изучено.

Основная **цель** данного исследования состоит в анализе изменений атмосферных осадков на Восточно-Европейской равнине и определение их связи с долгопериодными колебаниями температуры поверхности океана (ТПО) в Северной Атлантике (СА).

Осуществление цели определяется решением следующих задач:

• анализ влияния аномалий ТПО СА на изменения крупномасштабной атмосферной циркуляции Атлантико-Европейского сектора и определение сезонных особенностей изменений;

• количественное описание изменений сезонных осадков на Восточно-Европейской равнине под влиянием изменений крупномасштабной атмосферной циркуляции и долгопериодной изменчивости ТПО СА и обоснование пространственной дифференциации сезонных осадков;

исследование пространственно-временной • структуры ведущих режимов как изменчивости сезонных осадков, так и совместной изменчивости территории Европы изменениями сезонных осадков на С ледовитости Арктического бассейна, температуры поверхности океана в Северной Атлантике и атмосферной циркуляции Северного полушария;

• реакция компонентов природных геосистем на изменение осадков.

Объект исследования – атмосферные осадки Восточно-Европейской равнины.

Предметом защиты является решение **фундаментальной научной проблемы** - формирования изменений атмосферных осадков на Восточно-Европейской равнине под влиянием естественных долгопериодных колебаний температуры поверхности океана в Северной Атлантике и связанных с ними изменений крупномасштабной атмосферной циркуляции в Атлантико-Европейском секторе.

Научную новизну работы составляют основные положения, выносимые на защиту:

• характеристики отклика атмосферной циркуляции в Атлантико-Европейском секторе на изменение ТПО СА с оценкой его устойчивости;

 механизмы формирования аномалий атмосферного переноса влаги, связанные с изменениями характеристик циклонической активности в периоды устойчивых аномалий ТПО СА;

• региональные особенности пространственного распределения сезонных осадков на Восточно-Европейской равнине в периоды устойчивых аномалий ТПО СА с выделением регионов наибольшего влияния долгопериодной изменчивости ТПО СА на изменения сезонных осадков;

 выявление и описание структуры ведущих режимов совместной изменчивости сезонных осадков на территории Европы с аномалиями ТПО СА и атмосферной циркуляции с выделением регионов наибольшего влияния долгопериодной изменчивости ТПО СА на колебания сезонных осадков на Восточно-Европейской равнине;

• регионализация Восточно-Европейской равнины по квазиоднородным колебаниям сезонных осадков. Количественная оценка вклада циркуляционных факторов в изменчивость сезонных осадков;

• количественная оценка влияния изменений сезонных осадков в периоды устойчивых аномалий ТПО СА на повторяемость засух и экстремально высоких осадков на Восточно-Европейской равнине.

Территория исследования – Восточно-Европейская равнина, представленная суббореальными и бореальными зональными равнинными ландшафтами по классификации ландшафтов А.Г.Исаченко (Ландшафтная карта СССР, 1988).

Достоверность представленных результатов определяется физической обоснованностью постановки задач, использованием наиболее современных и

широко используемых архивов данных наземных наблюдений и спутниковых данных, реанализов и данных численных экспериментов с климатическими моделями, а также применением современных методов статистического анализа. Использование на протяжении периода инструментальных наблюдений различных методик при измерении осадков метеорологическими станциями сети Росгидромет привело к тому, что однородность временных рядов архивов осадков, созданных на основе этих измерений, неоднократно подвергалась критике. В связи с этим особое внимание было уделено сравнению результатов по данным наблюдений из различных архивов осадков (как отечественных, так и И зарубежных) данным дистанционного зондирования. Помимо этого, сопоставление полученных результатов анализа с результатами других исследователей дает основание для оценки их адекватности. Об адекватности полученных результатов свидетельствует и то, что большая часть результатов опубликована в ведущих рецензируемых научных журналах.

Прикладной характер работы связан с установлением региональных особенностей сезонных осадков на Восточно-Европейской равнине в периоды устойчивых аномалий температуры поверхности Северной Атлантики возможностью использования их в качестве предиктора возможных изменений на десятилетнем временном масштабе, что особенно актуально для повышения устойчивости развития регионов зернового пояса ЕТР. Важным прикладным аспектом исследования является оценка тенденции опасных (катастрофических) засух и возможного опустынивания юга ЕТР. Выводы работы могут быть полезны для обоснования базовых периодов при расчете климатических норм, проблема выбора которых является по-прежнему дискуссионной. Результаты исследования могут быть использованы в практической деятельности Министерства природных ресурсов и экологии, Министерства сельского хозяйства Российской Федерации, а также Министерства Российской Федерации по делам гражданской обороны, чрезвычайным ситуациям и ликвидации последствий стихийных бедствий.

Личный вклад автора. Все результаты, представленные в диссертации, были получены либо лично автором, либо в соавторстве с российскими

коллегами. Часть результатов по анализу динамики засух была получена в соавторстве с А.Н. Золотокрылиным. Исследование изменений атмосферного притока влаги на территорию Восточно-Европейской равнины выполнено совместно с В.А. Семеновым. Анализ повторяемости центров циклонов выполнен по методике М.Ю. Бардина, связь засух с циркуляционными условиями изучена в соавторстве с Н.К. Кононовой и Т.Б. Титковой. Авторской является методика по созданию универсального (независимого ОТ географического положения) количественного показателя засух c использованием Гидротермического коэффициента Селянинова, ГТК, и стандартизированного индекса осадков (SPI, Standardized Precipitation Index).

Апробация работы. Основные положения и результаты исследований по теме диссертации были представлены в докладах автора на отечественных и международных тематических конференциях, симпозиумах и семинарах в ведущих научных организациях. Среди них: ежегодная Всероссийская Открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, участие в 2011-2018 гг.), Международный степной форум Русского географического общества и VIII Международный симпозиум «Степи Северной Евразии» (Оренбург, 2018), 23, 24, 25 International Symposium «Atmospheric and ocean optics. Atmospheric physics» (Иркутск, 2017; Томск, 2018; Новосибирск, 2019), Practical Geography and XXI Century Challenges. International Geographical Union Thematic Conference (Moscow, 2018), Всероссийская конференция «Системы контроля окружающей среды-2017» (Севастополь, 2017), IV Всероссийская научно-практическая конференция с международным участием «Современные проблемы географии и геологии» к 100-летию открытия естественного отделения в Томском государственном университете (Томск, 2017), Всероссийская конференция «Мониторинг состояния и загрязнения окружающей среды. Основные результаты и пути развития» (Москва, 2017), Международная научно-практическая конференция «Водный форум БРИКС» (Москва, 2016), конференция Международная «Исследование изменений климата c использованием методов классификации режимов циркуляции атмосферы»

(Москва, 2016), конференция «Климатология и гляциология Сибири» (Томск, 2015), Международная конференция International Geographical Union (IGU) Regional Conference (Moscow, 2015), XIII научно-практическая конференция «Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций» (Москва, 2014), 9th Conference Alexander von Humboldt (Istanbul, Турция. 2014). Вторая Всероссийская научная конференция «Окружающая среда и устойчивое развитие регионов» (Казань, 2013), Международная конференция «Региональные эффекты глобальных изменений климата (причины, последствия, прогнозы)» (Воронеж, 2012).

По теме диссертационной работы опубликовано 41 работа в ведущих отечественных и зарубежных журналах, входящих в международные базы данных цитирования Web of Science, Scopus и в отечественную базу данных РИНЦ. 25 работ из общего списка опубликовано в изданиях, рекомендованных ВАК Минобрнауки России для представления материалов диссертационных работ.

Благодарности. Автор выражает глубочайшую признательность своему научному учителю - доктору географических наук, профессору Александру Николаевичу Золотокрылину.

Автор безмерно благодарен за консультативную помощь чл.-корр. РАН, доктору физико-математических наук Владимиру Анатольевичу Семенову, заведующему Лабораторией климатологии Института географии РАН.

Автор благодарит соавторов своих публикаций за плодотворное сотрудничество и выражает признательность друзьям и коллегам, работающим в лабораториях климатологии И гидрологии, лаборатории антропогенных климатической системы, в отделе гляциологии за полезные изменений обсуждения результатов работы. Особую благодарность автор выражает Бардину М.Ю., Кононовой Н.К. за профессиональные советы по атмосферной циркуляции, Туркову Д.В. и Титковой Т.Б. за полезные замечания и комментарии к работе.

Структура и объем диссертации. Работа состоит из введения, пяти глав, заключения и списка литературы. Общий объем работы: 302 страницы, 111 иллюстраций, 38 таблиц. Список литературы содержит 331 наименование.

Глава 1. Данные и методы исследования

С целью получения достоверных результатов, исследования выполнялись с применением наиболее современных и широко используемых архивов данных наземных наблюдений и спутниковых данных, реанализов и данных численных экспериментов с климатическими моделями, а также были применены современные методы статистического анализа.

1.1. Данные наземных наблюдений метеопараметров на метеостанциях

Для исследования изменений атмосферных осадков (в том числе, их жидкой и твердой фракции) использованы данные месячных сумм осадков на станциях России из архива наблюдений за осадками, подготовленного во Всероссийском научно-исследовательском институте гидрометеорологической информации -Мировом центре данных (ВНИИГМИ-МЦД), а также из архива осадков с устранением систематических погрешностей измерений осадков, подготовленного в Главной геофизической обсерватории (ГГО) им. А.И. Воейкова. Разработанная в ГГО методика (WMO, 1998; Голубев и др., 2000; Богданова и др., 2002; 2006) позволяет учитывать систематические погрешности при измерении осадков, связанные с ветровым недоучетом, потерями на смачивание внутренней поверхности осадкосборника, с искажениями измерений в результате испарения и конденсации, а также «ложных» осадков (связанных с особенностями учета осадков при сильных метелях). Для расчета опасной атмосферной засухи были использованы суточные приземные температуры воздуха и суммарные суточные суммы осадков из архива наблюдений, подготовленного в ВНИИГМИ-МЦД (Булыгина и др., 2013). Доступ к архивам

осуществлялся через официальный интернет-сайт ВНИИГМИ-МЦД (http://meteo.ru). Следует отметить, что упоминание Европейской территории России (ЕТР) в тексте использовано в случае, если описываются результаты по данным метеостанций ВНИИГМИ-МЦД, а также с целью подчеркнуть, что выявленные на Восточно-Европейской равнине изменения происходили на территории России.

1.2. Спутниковые данные

Изменения атмосферных осадков дополнительно были изучены по данным о суммарных месячных осадках над сушей и океанами из архива GPCP V2.2 (Huffman et al., 2009) пространственного разрешения $2,5^{\circ}$ x $2,5^{\circ}$, начало измерений которых датируется 1979 г. Архив создан на основе комбинирования прямых наземных станционных измерений осадков, а также косвенных измерений характеристик облачности и яркостной температуры в микроволновом и инфракрасном диапазоне с нескольких спутников, которые затем с помощью достаточно сложных алгоритмов преобразованы в атмосферные осадки. Данные дистанционного зондирования отбираются в рамках международного проекта, посвященного климатологии осадков (Global Precipitation Climatology Project). Основным недостатком спутниковых данных осадков является применение сложных алгоритмов для преобразования косвенных и редких спутниковых измерений в количественные оценки количества атмосферных осадков с высоким разрешением по сетке координат через регулярные промежутки времени. Несмотря на эти усилия, спутниковые осадки могут не соответствовать реально наблюдаемым осадкам. Сравнение воспроизведения спутниковых осадков с данными наземных наблюдений за осадками на Восточно-Европейской равнине было исследовано в зимний и летний сезоны (Черенкова, 2018; Черенкова, 2019). На разных широтах используются различные спутники, что приводит к некоторой

пространственной неоднородности. Доступ к данным осуществлялся на интернетсайте Лаборатории исследований наземных систем Национального управления по исследованию океанов и атмосферы США (NOAA Earth System Research Laboratory) - организации, подготовившей архив спутниковых осадков - по адресу https://www.esrl.noaa.gov/psd/.

Чтобы оценить состояние растительного покрова в 1982-2015 гг., в качестве индикатора зеленой фитомассы были использованы данные нормированного разностного вегетационного индекса (Normalized Difference Vegetation Index, NDVI) из архива пространственного разрешения 8 км х 8 км. Данные NDVI получены с помощью усовершенствованного радиометра с высоким разрешением (AVHRR), 1981 полярно-орбитальными измерения проводятся С года метеорологическими спутниками Национального управления по исследованию океанов и атмосферы (NOAA), а также метеорологическими спутниками MetOp-A и MetOp-B Европейской организации по эксплуатации метеорологических спутников (EUMETSAT). Данные подготавливаются в рамках проекта глобальной системы мониторинга и моделирования (Global Inventory Monitoring and Modeling) (GIMMS)). Недостаток NDVI, System данных присущий всем данным дистанционного зондирования, связан с калибровкой данных в СВЯЗИ В неоднородностью временных рядов, возникающей из-за замены приборов в связи с окончанием эксплуатации спутников или их поломки. Доступ к данным осуществлялся интернет-адресу: ПО https://ecocast.arc.nasa.gov/data/pub/gimms/3g.v1/

Вегетационный индекс является радиометрическим показателем активного фотосинтеза, поглощаемого хлорофиллом в зеленых листьях растительных покровов, и, следовательно, считается хорошим индикатором «зелёности» исследуемого региона (Tucker et al., 2005).

1.3. Данные реанализов, архивов сеточных данных, и индексы телеконнекции и климатические индексы

Для переноса атмосферной были исследования механизмов влаги исследованы изменения циклонической активности в Атлантико-Европейском секторе. Повторяемость циклонов рассчитывалась по методу М.Ю. Бардина, описанному в работе (Бардин и др., 2015). Среднемесячная повторяемость циклонов в узлах сетки реанализа NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) пространственного разрешения 2.5°х2.5° была рассчитана в период 1950-2012 гг. по 4-х срочным данным высоты геопотенциала на уровне 1000гПа. При расчете соблюдалось условие, что «время жизни» циклонов должно быть не менее 4-х последовательных сроков. Доступ к данным архива реанализа NCEP/NCAR осуществлялся по адресу: https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.pressure.html. По аналогичным данным peananusa 20C (Twentieth Century Reanalysis) (Compo et al., 2011) пространственного разрешения 2°х2° рассчитывалась повторяемость циклонов в период 1901-2012 гг. Доступ к данным архива реанализа 20С осуществлялся адресу: ПО https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.20thC_ReanV2.html.

Тепловой поток скрытого и явного тепла из океана в атмосферу оценивался по среднеменячным данным из архива реанализа NCEP/NCAR пространственного разрешения 1.875°x1.8°. Доступ к данным осуществлялся по адресу: https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.surfaceflux.html

Дивергенция влаги была рассчитана по формуле:

$$div(q\vec{v}) = \frac{\partial(qu)}{\partial x} + \frac{\partial(qv)}{\partial y}$$
$$\vec{v} = (u, v)$$
(1)

за каждый месяц в период 1926-2012 гг.. Значения дивергенции рассчитывались интегрально по вертикальному атмосферному столбу в высотах

от 1000 до 200 гПа. Интегральное влагосодержание атмосферы – количество водяного пара в килограммах, содержащееся в столбе атмосферы с площадью основания 1 м² определяется по следующей формуле

$$Q(q) = -\frac{1}{g} \int_{p_{1000}}^{p_{200}} q_p dp$$
(2)

где *q* – удельная влажность воздуха, кг/кг. Зональный и меридиональный переносы влаги определяются как дивергенция, проинтегрированная по вертикальному атмосферному столбу на высоте от 1000 до 200 гПа.

$$Q(uq) = -\frac{1}{g} \int_{p_{1000}}^{p_{200}} u_p q_p dp \quad Q(vq) = -\frac{1}{g} \int_{p_{1000}}^{p_{200}} v_p q_p dp \tag{3}$$

где v и u – меридиональная и зональная компоненты ветра на каждой из высот. Были использованы 4-х срочные данные в период 1926-2012 гг зональной и меридиональной компоненты ветра и удельной влажности воздуха из данных реанализа 20С (Twentieth Century Reanalysis) (Compo et al., 2011) пространственного разрешения 2°х2°. Доступ к данным осуществлялся по адресу: https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.20thC_ReanV2.html.

Для вычисления влагопереноса на конкретной территории, перенос влаги из формулы (3) интегрируется по ее границе.

Годовое увлажнение территории было исследовано с помощью коэффициента увлажнения (КУ), рассчитанного как соотношение годовых осадков к суммарной за год испаряемости. Использованы данные испаряемости, которая рассчитывалась по методу Пенмана-Монтейна. Этот метод считается наиболее физически обоснованным, поскольку для расчета используются четыре основных метеорологических фактора, влияющих на испарение: солнечная радиация, скорость ветра, относительная влажность и температура воздуха. Уравнение, по которому рассчитывались данные испаряемости, приведено в работе (Allen et al., 1994). Данные годовых осадков и испаряемости для расчета

КУ были получены из архива CRU TS3.21 пространственного разрешения 0.5°х0.5°, подготовленного в Университете Восточной Англии (University of East Anglia Climatic Research Unit, University, 2014). Доступ к данным осуществлялся на интернет-сайте центра распределения данных об окружающей среде (The Natural Environment Research Council's Data Repository for Atmospheric Science and Earth Observation) по адресу https://catalogue.ceda.ac.uk/.

Для оценки вклада ресурсов снега в годовое увлажнение Восточно-Европейской равнины было проведено сравнение радиационного индекса сухости (РИС) Будыко (Будыко, 1956), рассчитываемого как отношение годового радиационного баланса к суммарным за год осадкам, и показателя ресурсов тепла и влаги (РТВ). Показатель РТВ учитывает снеготаяние и вычисляется по среднемесячным значениям параметров по формуле (Шмакин, 2006):

$$I_{EWR} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} \frac{R_i - M_i}{P_i + M_i} \ge 0, \qquad (4)$$

где R – радиационный баланс в единицах слоя воды (т.е. соответствующих расходам на испарение или сублимацию), М – слой стаявшего снега, Р – сумма жидких осадков, i – номер месяца, N – число месяцев в выборке (при вычислении за год – 12, за сезон – 3 и т.д.).

Данные составляющих радиационного баланса за каждый месяц, а также среднемесячные данные максимального эквивалента снега были получены из архива реанализа Era-Interim (Poli et al., 2016) пространственного разрешения 0.5°x0.5°. Доступ к данным осуществлялся по адресу: https://apps.ecmwf.int/datasets/data/era20c-mnth/levtype=sfc/type=fc/

Для исследования изменений максимальных снегозапасов использовались 10-дневные данные эквивалента снега по наблюдениям на метеостанциях в поле и в лесу в периоды маршрутных съемок из архива ВНИИГМИ-МЦД (доступ к данным на официальном сайте организации по адресу: http://meteo.ru).

Использование на протяжении периода инструментальных наблюдений различных методик при измерении осадков метеорологическими станциями сети

Росгидромет привело к тому, что однородность временных рядов архивов осадков, созданных на основе этих измерений, неоднократно подвергалась критике. В связи с этим особое внимание было уделено сравнению результатов по данным наблюдений из различных архивов осадков (как отечественных, так и зарубежных) и данным дистанционного зондирования. Было осуществлено сравнение данных об осадках, а также климатических индексов на основе осадков (индексы SPI, PDSI и SPEI, речь о которых пойдет ниже), полученных из различных зарубежных сеточных архивов и реанализов с данными ВНИИГМИ-МЦД, которые принимались за эталон. Данные осадков из реанализов не принимались во внимание в связи с их низкой корреляцией с временными рядами осадков на метеостанциях из архива ВНИИГМИ-МЦД.

Исследование изменений осадков на территории Европы проведено по данным среднемесячных сумм осадков из сеточного архива CRU TS3.21 Университета Восточной Англии (University of East Anglia Climatic Research Unit, University, 2014). Архив создан на основе данных наземных наблюдений, полученных из национальных метеослужб и интерполированных в узлы сетки пространственного разрешения 0.5°х0.5°. Рассмотрение территории Европы (с востока ограниченной 60° в.д.) обусловило получение репрезентативных результатов, связанных с тем, что в течение рассматриваемого периода территория была охвачена относительно густой наблюдений эта сетью метеорологических станций, что обеспечило высокое качество данных в регионе. Методы характеристики создания, климатических переменных, вопросы пространственной и временной однородности использованных данных архива CRU TS описаны в (Harris et al., 2014).

Анализировались данные среднемесячных температур поверхности океана в Северной Атлантике и концентрации морских льдов (КМЛ) в акватории Арктического бассейна с пространственным разрешением 1°х1° из архива Центра Гадлея Метеослужбы Великобритании (Met Office Hadley Centre), HadISST1.1 (Rayner et al., 2003). Вопросы однородности данных архива обсуждаются в (Parker et al., 1995). Доступ к архивам осуществлялся по адресу:

https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadisst/. Для анализа влияния атмосферной циркуляции использовались данные по высоте геопотенциальной поверхности на уровне 500 гПа (Z500) для Северного полушария из глобального архива реанализа NCEP/NCAR пространственного разрешения 2.5°х2.5° (Kalnay et al. 1996), подготовленного в Лаборатории исследований наземных систем Национального управления по исследованию океанов и атмосферы США (NOAA Earth System Research Laboratory). Доступ к архиву осуществлялся по адресу: https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.pressure.html. Значения индекса блокирования Тибальди-Монтени (Tibaldi and Molteni, 1990), рассчитанные по этим данным, были предоставлены сотрудником Института

физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН М.Г. Акперовым, за что автор выражает огромную признательность.

Также изменения крупномасштабной атмосферной циркуляции анализировались на основе данных среднемесячных полей давления на уровне моря (ДУМ) из глобального сеточного архива HadSLP2 пространственного 5°×5°, разрешения подготовленного В Центре Гадлея метеослужбы Великобритании (Met Office Hadley Centre) (Allan, Ansell, 2006). Доступ к архиву осуществлялся по адресу: https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadslp2/.

Для установления циркуляционных механизмов, влияющих на формирование среднего барического поля, а также для интерпретации полей ведущих компонент Z500, полученных в результате анализа, изучалось их связь с ведущими модами изменчивости барического поля высоты геопотенциала 500 ГПа Северного полушария, характеризуемыми индексами атмосферной циркуляции Северного полушария, мониторинг которых проводится с 1950 г. (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml). Ведущие моды были барического поля получены посредством метода разложения на естественные ортогональные функции (метод Empirical Orthogonal Functions, EOF, $\Theta = \Theta = \Theta$ поля высоты геопотенциала 700 ГПа Северного полушария (Barnston and Livezey, 1987).

Для оценки вклада циркуляционных индексов в совместную изменчивость ведущих мод барического поля Северного полушария и осадков на Восточно-Европейской равнине, применялся метод множественной регрессии, в которой временные ряды этих переменных рассматривались в качестве зависимых переменных, а независимыми переменными были временные ряды циркуляционных индексов, характеризующих колебания основных барических центров в Атлантико-Европейском секторе: Североатлантическое колебание САК (North Atlantic Oscillation, NAO), колебание Восточная Атлантика BA (East Atlantic, EA), колебание Восточная Атлантика/Западная Россия BA3P (East Atlantic/Western Russia, EAWR), колебание Скандинавия СКА (Scandinavia, SCAND); Тихоокеанском секторе: Тихоокеанское/Северо-Американское колебание TCA (Pacific/North American, PNA) и Западно-Тихоокеанское колебание 3T (West Pacific, WP); а также в полярной области: колебание ΠЕ Полярно/Евразийское (Polar/Eurasia) (подробное описание индексов содержится на официальном интернет-сайте Центра прогнозирования погоды и климата Национального управления по исследованию океанов и атмосферы США (CPC NOAA) http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml). Ранее с помощью линейной регрессионной модели был выявлен вклад индексов атмосферной циркуляции Северного полушария в изменчивость температуры приземного воздуха в различных регионах России (Горбатенко, 2011; Попова, 2014). Аналогичный метод был применен при оценке связи временных рядов главных компонент СВД-анализа ТПО Северной Атлантики (проведенного совместно с сезонными осадками на территории Европы) с индексом Атлантической Мультидекадной Осцилляции AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO) (Enfield et al., 2001), Тихоокеанской Декадной Осцилляции ТДО (Pacific Decadal Oscillation, PDO) и индексом Эль-Ниньо/Южного колебания ИЮК (South Oscillations Index, SOI). Метод пошаговой множественной регрессии был применен для оценки вклада циркуляционных индексов в изменчивость сезонных осадков на ВЕР.

AMO официальном Данные индекса доступны на интернет-сайте Лаборатории исследований наземных систем Национального управления по исследованию океанов и атмосферы США (Earth System Research Laboratory NOAA) http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/, по адресу гле излагается методика получения данного индекса. Подробное описание АМО проводится в разделе 2.2. Временные ряды индекса ТДО, определяемого в качестве ведущей моды изменчивости температуры поверхности в северной части Тихого океана (в регионе от 20° с.ш. до Северного полюса), были получены из подготовленного в Университете Джорджа Вашингтона, архива, США (http://research.jisao.washington.edu/pdo/). Данные ИЮК, рассчитываемого как стандартизированная разность давления на уровне моря по данным наблюдений на Таити и Дарвин (Австралия), были получены из подготовленного в Национальном центре экологической информации Национального управления И атмосферных исследований США океанических (National Centers for Environmental Information (NCEI), National Oceanic and Atmospheric Administration, (https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/soi/). (NOAA)) архива Дополнительно был рассмотрен индекс, характеризующий изменчивость ТПО в тропической части СА - индекс North Atlantic Tropical (NAT), отражающий изменения ТПО СА в регионе 40°з.д. - 20° з.д., 5°с.ш. - 20°с.ш. (Chang et al., 1997). значений индекса NAT подготовлены Временные ряды В Лаборатории исследований наземных систем Национального управления по исследованию океанов и атмосферы США (NOAA Earth System Research Laboratory) и доступны по адресу https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html.

Для идентификации атмосферных засух применялись различные количественные показатели засух: отечественные показатели ГТК Селянинова и показатель опасной атмосферной засухи, а также активно используемые за рубежом индекс суровости засухи Палмера (Palmer Drought Severity Index, PDSI), стандартизированный индекс осадков (Standardized Precipitation Index, SPI) и стандартизованный индекс осадков и испаряемости (Standardized Precipitation

Evapotranspiration Index, SPEI). Указанные зарубежные показатели широко используются во всем мире, но не имеют широкого распространения в России.

Гидротермический коэффициент Г.Т. Селянинова (ГТК) характеризует засуху с точки зрения дефицита тепла и влаги и определяется как

$$\Gamma T K = P / 0.1 * T_{>10^{\circ}C}$$
 (5),

где $T_{>10^{\circ}C}$ – сумма средних суточных температур воздуха за период с температурами воздуха выше 10°С, Р – количество осадков за тот же период (Селянинов, 1928). Для летних месяцев сумма средних суточных температур за период между датами перехода температуры через 10°С, уменьшенная в 10 раз, тесно коррелирует с испарением с оптимально увлажненного поля и может быть принята за величину максимально возможного испарения при существующих атмосферных условиях (т.е. испаряемость) (Селянинов, 1958). При всех очевидных достоинствах определение интенсивности засухи по данным ГТК, согласно рекомендуемой методике, имеет существенный недостаток, поскольку не учитывает местные климатические условия. Среднемесячные значения ГТК рассчитывались по данным наблюдений за средней суточной температурой воздуха и суточными суммами осадков на метеостанциях сети Росгидромет из архива ВНИИГМИ-МЦД (доступ к архиву по адресу http://meteo.ru). В рассмотрение принимались временные ряды, в которых пропуски составили не более 10%.

В Росгидромета подразделениях ДЛЯ выявления опасных агрометеорологических явлений применяется критерий опасной атмосферной засухи (ОАЗ), в котором помимо температуры воздуха важную роль при отнесении засухи к категории опасной атмосферной играют осадки. Согласно критерию, засуха классифицируется как опасная атмосферная, если в течение не менее 30 дней подряд при аномально высоких температурах воздуха (максимальная суточная температура приземного воздуха превышает 25°C, а в южных районах европейской части России – 30°С) не наблюдается осадков больше 5 мм/сутки (РД 52.88.699-2008, 2008). При этом в отдельные дни (не более 25% продолжительности периода) возможно наблюдение максимальных

температур ниже указанных пределов. Засуха, определяемая по указанному критерию, относится к категории катастрофических и наносит наибольший ущерб сельскохозяйственной отрасли. Необходимо отметить, что критерий базируется на экспертных оценках без учета климатической нормы и не позволяет единообразно сравнить интенсивность засухи в зависимости от географической широты ее наблюдения. Вместе с тем, определение засухи согласно приведенному выше критерию чрезвычайно полезно, поскольку даты засухи являются «плавающими», что позволяет выполнить климатические оценки внутри сезонных изменений атмосферной засухи по данным суточного разрешения. Несмотря на то, что пороговое значение максимальной температуры воздуха в 25°С не ЕТР, длительное является экстремальным на непрерывное наблюдение температур, превышающих это пороговое значение, на фоне бездождного периода, приводит к катастрофической засухе в южной половине ЕТР. По интенсивности воздействия на природную среду и деятельность человека можно считать ОАЗ экстремальной. Ранее проведенный анализ обширных опасных атмосферных засух на юге европейской территории России в отдельные годы ХХго – начала XXI-го века выявил особенности метеорологических условий в предшествующий засухе зимне-весенний период и в период развития засухи (Черенкова, 2012; Черенкова и Кононова, 2012). Так, в частности, экстремальные засухи 1972 г. и 2010 г. на ЕТР имеют сходство в их наблюдении в период повышенной суммарной годовой продолжительности меридиональной циркуляции в северном полушарии. Рассмотрение циркуляционных условий формирования ОАЗ на европейской территории России позволило исследовать механизмы их формирования (Черенкова и Кононова, 2009; Черенкова и др., 2015б). Было установлено, ЧТО В зональную циркуляционную эпоху антициклонический режим, при котором формируются ОАЗ, поддерживается либо постоянными арктическими вторжениями на ЕТР, либо распространением восточного отрога азорского антициклона на эту территорию. В меридиональную южную циркуляционную эпоху ОАЗ большую часть времени развивается в самостоятельном ядре повышенного давления.

Индекс Палмера PDSI рассчитывается по метеорологическим данным (месячным значениям температуры и осадков), а также локальным константам влагоемкости почвы. Данные используются для оценки составляющих водного баланса на поверхности почвы по упрощенной схеме влагопереноса в почве. При этом потенциальная эвапотранспирация определяется по методу Г. Пенмана (Penman, 1948), в котором кроме приземной температуры воздуха используется радиационный баланс, а также скорость ветра и дефицит водяного пара на высоте 2 М. Расчет PDSI основан на применении совокупности эмпирических зависимостей, отражающих региональные запасы влаги, стандартизированные по отношению к локальной климатической норме. Для учета кумулятивого эффекта периодов дефицита влаги продолжительных используется рекурсивная двухэтапная процедура построения индекса, т.е. его значение на определенном временном интервале зависит от его значения на предыдущем шаге. Индекс представляет собой сумму текущей аномалии влажности и взятых с весовым коэффициентом предыдущих значений индекса. Более подробное описание процедуры получения индекса приведено в работе (Черенкова, 2013). К достоинствам индекса суровости засухи Палмера можно отнести сопоставимость его значений в любой местности и для любого времени года, а также способность учитывать условия увлажнения в предыдущие месяцы. Наряду с достоинствами у PDSI имеются и недостатки, заключающиеся в невозможности учитывать испаряемость при отрицательных температурах и наличие снежного покрова. Изменения среднемесячного «самокалибрующегося» PDSI (Dai et al., 2004) в период 1936 – 2012 гг. анализировались по данным из глобального сеточного архива Университета Восточной Англии пространственного разрешения 0.5°х0.5° (van der Schrier et al., 2006), доступным на интернет-сайте Королевского метеорологического института Нидерландов (The Royal Netherlands Meteorological Institute, KNMI) по адресу: https://climexp.knmi.nl/select.cgi. Полученный в итоге стандартизованный индекс Палмера оценивает 4 градации засух на выбранной территории от слабой до экстремальной засухи (градации приведены в табл. 1.1).

С помощью стандартизованного индекса осадков SPI проводится анализ засух с точки зрения оценки дефицита осадков. Стандартизованный индекс осадков SPI (Standardized Precipitation Index), рекомендованный ВМО для мониторинга засух (WMO, 2009), в отличие от имеющего среднемесячное разрешение индекса PDSI, может быть рассчитан для различных временных шкал. Тем самым появляется возможность выявления различных типов засух. Значения индекса формируются на основе сумм осадков посредством трансформации наиболее близко соответствующей распределению количества осадков функции вероятности гамма-распределения в функцию нормального распределения с нулевым средним и среднеквадратическим отклонением равным единице, что делает показатель сравнимым в любой точке его расчета (Guttman, 1999; McKee et al. 1993). Интенсивность засухи по данным SPI определяется согласно приведенным в таблице 1.1 градациям. Более подробное описание процедуры получения индекса SPI приведено в работе (Черенкова, Золотокрылин, 2016). Засуха, выявленная с помощью SPI, характеризуется с точки зрения дефицита осадков, но не учитывает другие важные факторы воздействия на ее характеристики. В частности, с помощью этого индекса невозможно выявить влияние изменчивости температуры на засуху и определении роли «волн жары» в смоделированных условиях будущих изменений климата. В данном исследовании использованы данные SPI из глобального архива пространственного разрешения 0.5°х0.5°, подготовленного в Национальном центре атмосферных исследований CIIIA (National Center for Atmospheric Research, University Corporation for Atmospheric Research, UCAR/NCAR) (доступ к данным осуществлялся по адресу: https://rda.ucar.edu/datasets/ds298.0/).

Стандартизованный индекс осадков и испаряемости SPEI (Standardized Precipitation Evapotranspiration Index) при оценке условий увлажнения принимает во внимание не только осадки, но и такой важный фактор, как испаряемость. Процедуры получения индексов SPI и SPEI аналогичны. Для расчета значений SPEI оценивается функция распределения разности (P - E₀), где P – сумма осадков за выбранный период, E_0 – суммарная испаряемость за тот же период. В данном

случае для расчета потенциальной испаряемости используется метод Г. Пенмана. SPEI, рассчитываемый для периодов различной длины (начиная от одного месяца), показывает, насколько 3-х параметрическая функция лог-логистического распределения (наилучшим образом характеризующая функцию распределения значений разности осадков и испаряемости) отклоняется от нормального распределения. В исследовании использованы значения одномесячного стандартизованного индекса осадков и испаряемости SPEI пространственного разрешения $0.5^{\circ}x0.5^{\circ}$ из архива Пиренейского Института Экологии (Instituto Pirenaico de Ecologia, (Begueria et al. 2014)). Данные SPEI доступны по интернетадресу: http://digital.csic.es/handle/10261/128892.

интенсивность засухи	ГТК	SPI, SPEI	PDSI			
слабая	$0.8 < \Gamma TK \le 1$	$-1 < SPI, SPEI \le 0$	$-2 < PDSI \leq -1$			
умеренная	$0.6 < \Gamma TK \leq -0.8$	$-1.5 < SPI, SPEI \leq -1$	$-3 < PDSI \leq -2$			
сильная	$0.3 < \Gamma TK \le 0.6$	$-2 < \text{SPI}, \text{SPEI} \le -1.5$	$-4 < PDSI \le -3$			
экстремальная	ΓTK ≤ 0.3	SPI, SPEI \leq -2	$PDSI \leq -4$			

Таблица 1.1. Классификация засух на основе индексов ГТК, SPI, SPEI и PDSI

В работе были использованы данные областной урожайности озимой и яровой Федеральной пшеницы службы государственной статистики (http://www.gks.ru/). Для сравнения отклика областной урожайности озимой и ETP яровой пшеницы на юге на экстремумы осадков В периоды противоположных аномалий ТПО СА при построении графиков применялся метод Lowess (locally weighted scatterplot smoothing) (Cleveland and Devlin, 1988). Метод Lowess сочетает простоту применения линейной регрессии, основанной на методе наименьших квадратов, с гибкостью нелинейной регрессии. Локальная обобщением полиномиальная регрессия является бегущих средних И полиномиальной регрессии. В результате, наблюдения для каждого локализованные подмножества данных приближаются полиномиальной кривой. Метол позволяет визуализировать взаимосвязь пар переменных В непараметрической форме без априорного предположения о ее функциональной форме (которая обычно предполагается линейной).

1.4. Данные численных экспериментов с климатическими моделями

Для проверки на устойчивость отклика атмосферной циркуляции на изменение температуры поверхности Северной Атлантики на более длительных временных интервалах были рассмотрены данные климатических моделей, участвующие в экспериментах по воспроизведению доиндустриального климата (Pre-industrial control, PiControl) без учета воздействия эмиссии CO₂ в период продолжительностью от 300 до 850 лет. Численные эксперименты выполнялись с моделями общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО), участвующими в 5й фазе международного проекта сравнения объединенных моделей (Coupled Model Intercomparison Project, CMIP5). Описание характеристик использованных климатических моделей приводится в Таблице 1.2. Доступ К данным осуществлялся на интернет-сайте Центра анализа данных об окружающей среде Centre for Environmental Data Analysis по адресу: ftp://ftp.ceda.ac.uk/badc/cmip5.

Модель	Научная организация и страна, где создана модель	Пространственное разрешение модели атмосферы (° долг. / шир.)	Пространственное разрешение модели океана (° долг. / шир.)			
BCC-CSM1-1	Beijing Climate Center, Meteorological Administration,China	T42 (2.815° x 2.815°)	1° x ~0.8°			
CESM1-BGC	National Center for Atmospheric Research, USA	1.25° x ~0.9°	1.125° x ~0.5°			
CNRM-CM5	Centre National de Recherches Meteorologiques, France	TL127 (1.4°x1.4°)	~1° x 0.6°			
CSIRO-Mk3-6-0	Centre National de Recherches Meteorologiques, France	T63 (1.9°x1.9°)	1.9° x ~0.95°			
GFDL-CM3	NOAA GFDL(201 Forrestal Rd, Princeton, NJ, 08540)	2.5° x 2°	1° x 0.9°			
GISS-E2-H	Goddard Institute for Space Studies, USA	2.5° x 2°	2.5° x 2°			
HadGEM2-ES	Met Office Hadley Centre, UK	1.875° x ∼1.24°	1° x ~0.8°			
INMCM4	Institute for Numerical Mathematics, Russia	2° x 1.5°	1° x 0.53°			
IPSL-CM5A-LR	Institut Pierre Simon Laplace, Paris, France	3.75° x 1.875°	~1.98° x ~1.21°			
MIROC-ESM	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, AORI (Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo and National Institute for Environmental Studies, Japan	T42 (2.8125° x 2.8125°)	~1.41° x ~0.94°			
MPI-ESM-LR	Max Planck Institute for Meteorology, Germany	T63 (1.875° x 1.875°)	~1.41° x 0.82°			
NorESM1-M	Norwegian Climate Centre, Norway	2.5° x 1.875°	1.125° x ~0.47°			

Таблица 1.2. Характеристики МОЦАО проекта СМІР5.

1.5. Методы исследования

Атмосферные осадки в отличие от других метеопараметров, и прежде всего от температуры воздуха, неоднородны на территории и фрагментированы. Изменениям осадков присуща существенная пространственная и временна́я изменчивость. Несмотря на это, во временных рядах осадков обнаруживаются наиболее часто повторяющиеся пространственные структуры, которые группируются в ведущие режимы, для обозначения которых принято использовать термин «ведущая мода» осадков.

Исследование пространственно-временной структуры ведущих режимов изменчивости сезонных и годовых осадков в Европе, вносящих наибольший вклад в объясненную общую дисперсию осадков, выполнено с помощью метода разложения на естественные ортогональные функции (EOF-анализ или далее ЭОФ-анализ). Метод также известен как Principal Component Analysis (PCA), однако ЭОФ-анализ от этого метода отличает использование временных рядов и пространственной интерпретации результатов. Метод хорошо известен как в России, так и за рубежом (Обухов, 1947; Lorenz, 1956). В климатологических исследованиях ЭТОТ метод приобрел наибольшую популярность после опубликования результатов его применения к данным аномалий барического поля (Barnston and Livezey, 1987). Суть метода состоит в том, что поле исследуемого параметра разделяется на ортогональные (независимые) базисные вектора, которые в климатологии интерпретируются в качестве ведущих режимов изменчивости основных характеристик в системе «океан-атмосфера». В данной работе рассмотрение первых компонентов ЭОФ-анализа двух осадков обусловлено тем, что каждая компонента объясняет не менее 10% (весной и летом не менее 8%) изменчивости сезонных и годовых осадков в Европе.

пространственно-временной Изучение структуры полей совместной многолетней изменчивости сезонных и годовых осадков на территории Европы, концентрации льда в Арктическом бассейне (зимой), температуры поверхности Северной Атлантики и аномалий высоты геопотенциала на уровне 500гПа Северного полушария проводилось с помощью СВД-анализа – метода линейных разложений ковариационных матриц (SVD, Singular сингулярных Value Decimposition). Согласно методу, ковариационная матрица C(X, Y) векторов X(t) и Y(t) размерностей Nx, Ny может быть представлена в виде произведения трех матриц:

$$C(X,Y) = USV^T \tag{6},$$

где S – диагональная матрица сингулярных значений, размера p^*p , p=min(Nx, Ny), U - матрица левых сингулярных векторов, V - матрица правых сингулярных векторов (Bretherton et al., 1992). X(t) и Y(t) при этом могут быть полями значений, наблюдаемых во времени.

СВД-анализ как математической являющийся метод статистики, разновидностью анализа главных компонент, позволяет уменьшить размерность данных исследуемых процессов И выделить ведущие моды совместной изменчивости факторов, вносящих наибольший вклад в объясненную совместную изменчивость взаимодействующих полей рассматриваемых параметров. Метод определяет пары связанных пространственных структур (Bjornsson and Venegas, 1997). Ранее с помощью СВД-анализа исследовались сопряженные изменения толщины снежного покрова на территории России и температуры поверхности океана в Северной Атлантике (Ye, 2000). С помощью аналогичного метода в зимний период в Североатлантическом регионе выделены две наиболее значимые ведущие СВД-моды аномалий высоты геопотенциала 500 гПа и аномалий ТПО, в структуре первой ведущей СВД-моды прослеживается опережающее на полмесяца воздействие атмосферы (Глазунов и др., 2001). По результатам проведенного в работе (Outten and Esau, 2012) СВД-анализа изменений зимней температуры воздуха Северной Евразии и концентрации льда морей арктического бассейна в зимние месяцы была изучена взаимосвязь изменений температуры воздуха средних широт Северной Евразии и ледовитости Карского моря.

В работе приводится анализ первых двух компонент СВД разложения матриц ковариаций поля осадков и поочередно полей ТПО, КМЛ (для зимнего сезона) и Z500, объяснивших значительную долю совместной изменчивости рассмотренных параметров. Ковариационные матрицы вычислялись ПО трехмесячным аномалиям рассмотренных характеристик. В каждом случае рассматривались первые две ведущие моды СВД-анализа, суммарно объясняющие не менее 70% совместной изменчивости, понимаемой как сумма нормализованных квадратов сингулярных значений *s_i*. В общем случае каждой ведущей моды СВД-анализа результаты для И каждой пары

рассматриваемых параметров представляются в виде двух временных рядов (или векторов), соответствующих каждому из параметров, а также двух схем пространственного распределения корреляций каждого параметра с соответствующей ведущей модой СВД-анализа (отображаемые на картах-схемах в разделе 3.2). Проанализировано гетерогенное влияние пар рассматриваемых параметров, проявляющееся в том, что на картах корреляций показано пространственное распределение корреляций между временными рядами данных одного из двух параметров в каждой точке карты, географически привязанной к местности, где были наблюдены данные этого параметра, и временным вектором СВД-анализа другого параметра. Пространственная картина корреляций на рисунках в разделе 3.2 может быть интерпретирована как мера интенсивности взаимодействия рассматриваемых полей. Статистическая значимость корреляционной связи определялась на 95% уровне значимости.

Далее будут использоваться следующие обозначения:

 $CBД_i(P\leftrightarrow k)$ – i-ая сингулярная мода (пара векторов), получаемая в результате CBД-анализа матрицы ковариаций поля осадков и поля характеристики k. В этом обозначении i – принимает значения 1 или 2 и означает порядковый номер моды, P – обозначение поля осадков, k – обозначение поля характеристики, для которой вычисляется ковариация (например, может быть T для поля TПО, I для поля КМЛ и Z для поля Z500).

СВД С_i(m:P \leftrightarrow k) – i-ая сингулярная компонента, получаемая как проекция iой сингулярной моды на исходное поле характеристик m (в качестве m может быть, например, указано P для поля осадков, T для поля TПО, I для поля KMЛ и Z для поля Z500). Этот показатель представляет собой изменения поля m во времени и в англоязычной литературе называется «expansion coefficient» (коэффициент расширения). Нормализованные сингулярные компоненты показаны на рисунке 2 в виде графиков.

СВД $F_i(m:P\leftrightarrow k)$ – поле корреляций между СВД $Ci(m:P\leftrightarrow k)$ и наблюдаемым полем характеристики k. Поскольку значения вычисляются в каждой точке поля k, результат удобно отображать в виде пространственной карты-схемы. С более

подробным описанием методологии можно ознакомиться в работе (Bjornsson and Venegas, 1997).

Отклик в полях метеорологических элементов на изменения ТПО и КМЛ может происходить с запаздыванием в 1-2 месяца (Omrani et al., 2014, Peings and Magnusdottir, 2014; Vihma, 2014). С целью выявления наилучшей общей согласованности рассмотренных характеристик выполнено сравнение временных рядов главных СВД-компонент сезонных осадков с различными временными сдвигами с шагом в один месяц в период 1950-2012 гг. Для определения временного запаздывания сигнала барических аномалий и аномалий температуры поверхности океана в поле осадков был проведен предварительный анализ. Установлено, что наиболее тесная связь наблюдается между первыми СВД-компонентами и между вторыми СВД-компонентами сезонных осадков на территории Европы, полученных в их совместном анализе с данными ТПО Северной Атлантики с запаздыванием на месяц и высотой геопотенциала 500 гПа Северного полушария в те же месяцы, что осадки.

Для выявления влияния атмосферной циркуляции на изменчивость осадков на Восточно-Европейской равнине была выполнена регионализация территории на регионы квази-однородных изменений сезонных осадков. Вне зависимости от используемого объективного метода математической статистики, проведение регионализации территории на основе каких-либо объединяющих признаков может дать различные результаты. В процессе регионализации наибольшую сложность обычно представляет отбор критерия, на основе которого происходит объединение в регионы параметров регионализации, а также выбор количества регионов, удовлетворяющего рассмотренным критериям. В данной работе для регионализации территории по квазиустойчивым колебаниям сезонных осадков был применен ЭОФ-анализ. В литературе описаны примеры районирования годовых осадков и осадков холодного периода (Попова, 1999) и летних осадков (Болдырева, 1978) на Русской равнине с использованием факторного анализа главных компонент. В данном исследовании в ЭОФ-анализе использовано вращение по методу Облимин (метод косоугольного (неортогонального) вращения Oblimin) по аналогии с алгоритмом, подробно описанным в работе (Comrie&Glenn, 1998). Выбор метода вращения Облимин был обусловлен тем, что с его помощью можно осуществить сегментацию факторов без их пересечения. Выполняя регионализацию территории ВЕР по характеру изменений сезонных осадков в период 1901-2012 гг., мы руководствовались таким количеством регионов, чтобы в каждом регионе было объяснено не менее 1% общей изменчивости сезонных осадков на ВЕР.

При регионализации кумулятивная доля объясненной общей дисперсии зимних осадков на ВЕР 15-ью факторами составила 81.2% (рис. 1.1а). 17-ью факторами было объяснено 77.8% общей дисперсии весенних осадков на ВЕР (рис. 1.1б), стольким же количеством факторов было объяснено 76% общей дисперсии летних осадков на ВЕР (рис. 1.1в). Доля объясненной общей дисперсии осенних осадков на ВЕР 16-ью факторами составила 81.1% (рис. 1.1г). Ввиду малого количества узлов сетки в нескольких регионах, решено было присоединить их к другим регионам на основе оценки максимальной их коррелированности с центрами других регионов. В результате регионализации было выделено 12 регионов для зимних осадков, по 13 регионов для весенних, летних и осенних осадков (рисунки, иллюстрирующие границы регионов, показаны в разделе 3.3 Главы 3). На рисунках 3.27а, 3.29а, 3.31а приведены корреляции сезонных осадков в каждом узле сетки с временным рядом средних по региону значений осадков. Корреляции статистически значимы на уровне 0.05 во всех узлах сетки. В процессе типизации осадков как правило проводится обобщение результатов, укрупнение регионов сведение количества И получившихся регионов к приемлемому наименьшему их количеству. Однако при этом вносится некоторая доля субъективности. Проведенная в данной работе регионализация не претендует на физико-географическое районирование осадков на ВЕР, а использовалась прежде всего для выявления влияния атмосферной циркуляции на осадки на ВЕР, определения границ влияния индексов атмосферной циркуляции на осадки на равнине и выявления особенностей этого периоды устойчивых противоположных аномалий ТПО СА. влияния в

Генерализация регионов привела бы к более грубым результатам, менее подходящим для осуществления поставленных целей. Поэтому было оставлено то количество регионов, которое получено при формальном районировании.

	Полная объясненная дисперсия Полная объясненная дисперсия																
	Начальные собственные значения			Суммы квадратов нагрузок извлечения			Суммы квадрато нагрузон вращения	Суммы квадратов нагрузок вращения ^а		Начальные собственные значения			Суммы квадратов нагрузок извлечения			Суммы квадратов нагрузок вращения ^а	
Компонента	Итого	% Дисперсии	Кумулятивны й%	Итого	% Дисперси	Кумулятивны и й%	Итого		Компонента	Итого	% Дисперсии	кумулятивны 1 й%	Итого	% Дисперсии	Кумулятивны й%	Итого	
1	806.87	3 26.412	26.412	806.87	3 26.41	2 26.41	2 193.6	89	1	684.99	17 22.51	1 22.511	684.997	22.511	22.511	132.488	
2	499.25	5 16.342	42.754	499.25	5 16.34	2 42.75	4 167.7	76	2	445.45	6 14.639	37.149	445.456	14.639	37.149	122.028	
3	284 53	1 9314	52.067	284.53	1 931	4 52.06	7 103.6	12	4	227.64	7.481	44.630	227.642	7.481	44.630	111.379	
4	105.15	5 6 389	58.455	105.15	6.38	8 58.45	5 113.0	03	5	194.87	4 6.404	51.034	194.874	6.404	51.034	100.216	
5	116.41	3 3,811	62.266	116.41	3 3.81	1 62.26	6 120.9	94	6	124.90	37 4.103 38 3.361	58 509	124.967	4.107	55.141	93.223	
6	90.63	2 2 967	65.233	90.63	2 2 96	7 65.23	3 694	87	7	91.08	32 2.993	3 61.502	91.082	2.993	61.502	85.660	
7	87.36	2.307	68.093	87 36	2.30	0 68.09	2 107 1	05	8	82.40	2.70	8 64.210	82.400	2.708	64.210	81.669	
8	73.97	7 2 422	70 514	73.97	7 2.00	2 70.51	4 137.3	30	9	67.78	33 2.228	3 66.438	67.783	2.228	66.438	92.608	
9	65.45	9 2 149	72 654	65 45	2.42	3 72.65	6 145 2	28	10	55.60)4 1.827	7 68.265	55.604	1.827	68.265	107.209	
10	58 43	4 1 913	74 560	58 43	4 1 91	3 74.56	9 105 6	22	11	53.64	J6 1.763	3 70.028	53.646	1.763	70.028	119.477	
11	52 19	3 1 708	76 279	52 19	3 1.91	8 76.27	8 150.0	97	12	49.50)6 1.627	7 71.655	49.506	1.627	71.655	80.759	
12	46.93	0 1.536	77.814	46.93	1.10	6 77.81	4 126 5	80	13	45.11	1 1.482	2 73.137	45.111	1.482	73.137	221.257	
13	39.46	7 1 202	79.106	30.46	7 1 20	2 79.10	6 125.6	77	14	40.07	/4 1.317	7 74.454	40.074	1.317	74.454	96.173	
14	33.40	6 1 111	80.217	7 33.40	s 1.11	1 80.21	7 90.6	20	15	34.66	i6 1.139	3 75.593	34.666	1.139	75.593	61.123	
15	21.25	4 1.006	00.211	33.94	1.11	e 01.21	2 110.6	010	17	33.56	/5 1.103	3 76.696	33.565	1.103	76.696	121.364	۲
	31.35	4 1.020	61.24	31.35	1.02	0 01.24	3 110.5	a		32.75	1.076	\$ 11.113	32.752	1.076	11.113	132.943	0
		Пол	ная объяснен	ная дисперси	я						Пол	пная объясне	нная дисперс	кия			
					к												
Начальные собственные значения Кумулятивны			Суммы квадратов нагрузок извлечения в			ращения*			Начальные собственные значения			Суммы квад	вращения ^а				
Компонента	Итого	% Дисперсии	й%	Отого	% Дисперсии	й%	Итого	к	Сомпонента	Итого	% Дисперсии	кумулятивны й%	Итого	% Дисперсии	й %	Итого	
1	624.642	20.453	20.453	624.642	20.453	20.453	133.022	1		769.621	25.192	25.192	769.621	25.192	25.192	181.727	
2	403.630	13.216	33.670	403.630	13.216	33.670	105.411	2	2	451.012	14.763	39.955	451.012	14.763	39.955	129.637	
3	297.575	9.744	43.413	297.575	9.744	43.413	76.006	3	3	285.602	9.349	49.304	285.602	9.349	49.304	105.765	
4	182.612	5.979	49.393	182.612	5.979	49.393	76.811	4	ł	198,589	6.500	55.804	198,589	6.500	55.804	99.284	
5	151.461	4.959	54.352	151.461	4.959	54.352	76.105	5	;	153.585	5.027	60.832	153.585	5.027	60.832	80.222	
6	99.567	3.260	57.613	99.567	3.260	57.613	90.486	6	5	104,563	3,423	64,254	104,563	3.423	64,254	129.305	
7	89.551	2.932	60.545	89.551	2.932	60.545	109.259	7	,	85.876	2,811	67.065	85,876	2,811	67.065	96.06	ł
8	72.057	2.359	62.904	72.057	2.359	62.904	59.642	8	3	72 862	2 385	69.450	72 862	2 385	69.450	151 744	
9	60.228	1.972	64.876	60.228	1.972	64.876	123.274	g)	67.638	2.303	71 664	67.638	2.303	71.664	124 08'	ł
10	56.240	1.842	66.718	56.240	1.842	66.718	92.716	1	0	61.030	4.214	71.004	07.030 E1.044	4.074	73.004	124.902	
11	49.790	1.630	68.348	49.790	1.630	68.348	57.967	1	1	51.044	1.0/1	73.335	51.044	1.6/1	74.000	00.852	ł
12	47.781	1.565	69.913	47.781	1.565	69.913	123.386	1	2	50.491	1.653	74.988	50.491	1.653	/4.988	106.191	
13	43.317	1.418	71.331	43.317	1.418	71.331	98.074		2	41.941	1.373	76.361	41.941	1.373	76.361	161.467	
14	39.016	1.278	72.609	39.016	1.278	72.609	119.265	Ľ	4	40.631	1.330	77.691	40.631	1.330	77.691	92.558	l
15	36.742	1.203	73.812	36.742	1.203	73.812	76.249	1	4	37.443	1.226	78.917	37.443	1.226	78.917	85.613	1
16								11	-					1 4 4 4 6			4
10	34.620	1.134	74.945	34.620	1.134	74.945	73.139	Ľ	5	34.904	1.143	80.059	34.904	1.143	80.059	138.562	

Рисунок 1.1. Характеристики регионализации осадков на ВЕР методом ЭОФ-анализа.

Выполненной регионализации присущи особенности границ полученных регионов в каждый сезон. Однако при этом сохранялись общие для всех сезонов закономерности физико-географического районирования осадков Восточно-Европейской равнины, заключающиеся в отделении в самостоятельные регионы бассейн Камы (как главного контрибьютера осадков в сток Волги) и бассейн Средней и Верхней Волги, а также выделение низовья Волги с уникальными природными условиями в отдельный регион. Помимо этих особенностей, сезонное районирование отражало особенности влияния Северной Атлантики, связанное с ориентацией границ большинства регионов в направлении с юго-
запада на северо-восток, а также в учете зональных и меридиональных различий изменений сезонных осадков.

Для каждого выделенного региона на ВЕР была построена регрессионная модель, в которой зависимой переменной являлись сезонные осадки, усредненные в регионах их квази-однородных изменений, а в качестве независимых значений переменных выступали временные ряды среднемесячных циркуляционных индексов. Аналогичный метод использован В работах 2014). Шмакин, 2010; (Горбатенко и др., 2011; Попова, Попова, Характеристики множественной регрессии приводятся в Приложении 1. Оценка вклада циркуляционных механизмов, влияющие на осадки летом и осенью, показала достаточно хорошо согласованные результаты. Поэтому результаты исследования в осенний сезон не приводятся. Необходимо подчеркнуть, что ввиду неустойчивости результатов при применении регрессионных методов и их чувствительности к входным данным, приведенные в работе результаты справедливы для обозначенных периодов и могут измениться при вариациях периодов и используемых данных.

В работе также использованы широко применяемые методы анализа композитов и линейных трендов. Статистическая значимость трендов на уровне 0,05 была определена согласно достаточно простому критерию оценки параметров регрессионного уравнения, описанному в работе (Seber, 1977), не использующему методологию бутстреп, но при этом достаточно надёжно выявляющему значения отношения «сигнал – шум». Статистическая значимость изменений средних значений и повторяемости экстремумов на уровне 0.05 определялась с помощью t-test теста Стьюдента для временных рядов разной длины, а также с помощью теста Фишера. Отличия результатов, приведенных в таблицах сопряженности, были оценены с помощью Xu-квадрат статистики.

Глава 2. Влияние долгопериодной изменчивости температуры поверхности Северной Атлантики на изменения крупномасштабной атмосферной циркуляции. Изменения атмосферных осадков на Восточно-Европейской равнине под влиянием долгопериодных колебаний температуры поверхности океана в Северной Атлантике

2.1. Введение

Для атмосферных осадков, также так и для других метеорологических параметров, характерны изменения во времени. Результаты проведенного многими исследователями спектрального анализа осадков свидетельствуют о наличии в их временных рядах квазипериодичности, связанной с межгодовыми, междекадными и мультидекадными колебаниями. Это в свою очередь указывает на множество различных источников колебаний, влияющих на осадки Восточно-Европейской равнины, которые были исследованы в работах (например, Васильев и др., 2012; Дроздов, Григорьева, 1971; Оль, 1969; Попова, 1999; Попова, Георгиади, 2017). Анализ источников колебаний, влияющих на климат на западе Восточно-Европейской равнины в контексте влияния на климатические изменения в Европе, и природы этих колебаний проводился в работе (Briffa, Schweingruber, 1992). Как показано на Рис 2.1, результаты проведенного спектрального анализа осадков по данным нескольких метеостанций ВЕР с продолжительностью наблюдений более 100 лет, свидетельствуют о наличии в их временных рядах квазипериодичности, связанной с межгодовыми, междекадными и мультидекадными колебаниями (например, квазидвухлетней цикличности стратосферного экваториального ветра, 11-ти летнего солнечного цикла, 15-25 летних колебаний температуры поверхности северной части Тихого океана, 33-35

летних циклов Брикнера и т.д.). Результаты спектрального анализа (Рис. 2.1) так же указывают на существование отклика осадков на периодах 60-70 лет, предположительно соответствующих квазипериодичности колебаний температуры поверхности Северной Атлантики, о которой пойдет речь ниже. Однако результаты такого анализа нужно рассматривать как предварительные оценки, поскольку при применении данного метода для получения надежных выводов отношении роли долгопериодных колебаний необходимо В рассматривать временной ряд длиной по крайней мере, в 180 лет (Welch, 1967).



Рисунок 2.1. Спектральная плотность значений временных рядов годовых ТПО Северной Атлантики, осредненных в районе 20-60 град. с.ш. в период 1901-2012 гг. (линия голубого цвета) по данным Центра Гадлея Метеослужбы Великобритании (Rayner et al., 2003), и годовых сумм осадков на метеостанциях Восточно-Европейской равнины (линия зеленого цвета) по данным архива ВНИИГМИ-МЦД (http://meteo.ru).

Сезонные и годовые изменения осадков на территории Европы в различные периоды, в том числе, структура ведущих режимов осадков изучались многими исследователями (Colman and Davey, 1999; Hurrell, 1995; Sutton and Hodson, 2005; Sutton and Dong, 2012; Zveryaev, 2009). Результаты исследований свидетельствуют о нестационарности и сезонных региональных особенностях европейского климата в XX в. (Зверяев, Гулёв, 2007; Зверяев, 2013; Zveryaev, Rudeva, 2011; Zolina et al., 2005). Было установлено, что на территории Европы во все сезоны преобладали вековые положительные тренды осадков (Зверяев, 2013). В то же время, главные моды ЭОФ-анализа осадков и температуры воздуха на территории Европы, продемонстрировали достаточно хорошо выраженные сезонные различия (Zveryaev, 2004; Zveryaev, 2006).

Осадки на Восточно-Европейской равнине нередко попадали в фокус исследования отечественных авторов в составе регионального анализа осадков на территории как бывшего СССР, так и современной России (Верещагин и др., 2005; Груза и др., 1979; Груза, Ранькова, 2003; Переведенцев, 2004). Осадки на Восточно-Европейской равнине характеризуются пространственной неоднородностью (Батталов, 1968; Попова, 1999), в связи с чем предпринимались попытки провести районирование осадков по территории на основе их характерных изменений (Исаев, 1986; Попова, 1992). Пространственно-временные особенности колебаний годовых осадков, летних осадков и осадков холодного периода на Русской равнине были исследованы в работах (Болдырева, 1978; Попова, 1997; Попова, 1999), в которых районирование осадков было выполнено с помощью современного статистического метода главных компонент. Согласно полученным в работе (Попова, 1999) результатам, на северо-западе и на востоке Русской равнины в 1891-1983 гг. преобладали колебания длительностью в 10-30 лет в то время, как на юге, западе и в центре равнины вклад короткопериодных и колебаний В (Попова, 1999) долгопериодных был одинаковым. работе установлено, меридиональной ЧТО усиление циркуляции повышает неустойчивость увлажнения на юге Русской равнины, которая ассоциируется как с ростом повторяемости многоводных лет, так и с высокой вероятностью возникновения засух. Выявлению возможных источников квазипериодичности на Восточно-Европейской равнине, в частности, в изменениях осадков атмосферной циркуляции, посвящены работы (Васильев и др., 2012; Васильев и др., 2017; Дроздов, Григорьева, 1971; Попова, 1999; Попова, 2001).

Исследованиям зимних осадков, как и изменениям климата в зимний сезон, посвящено больше исследований, чем их анализу в другие сезоны (Второй оценочный доклад, 2014). Во многом это связано с сильной изменчивостью осадков зимой, а также с более существенной внутренней изменчивостью атмосферной циркуляции поздней осенью - зимой.

Во Втором оценочном докладе Росгидромета отмечается, что в период 1976-2012 гг. на территории ЕТР наблюдалось статистически незначимое увеличение сезонных осадков (Второй..., 2014). Во второй половине XX-го века статистически значимые положительные тренды осадков наблюдались над Скандинавией, осадки возросли на территории Северной Европы (Groisman et al., 2005) и на северо-западе России (Титкова, 2003). Увеличение количества осадков предположительно связано с потеплением, которое наблюдалось в последние десятилетия, и было особенно сильным в умеренных широтах (Karl et al., 1991; Folland and Karl, 2001), что согласуется с ростом влагоемкости атмосферы при потеплении климата (Moxoв и др., 2014; Allen and Ingram, 2002; Trenberth, 1999b). Вместе с тем, в работе (Черенкова, Золотокрылин, 2010) отмечается, что увеличение сумм осадков в холодный период года было статистически значимым в южной половине ЕТР в период 1961-1990 гг. (по отношению к предыдущему тридцатилетию). Отмечается, что в тот же период на фоне увеличения общего количества осадков на юге ЕТР происходило повышение как годового, так и сезонного увлажнения территории. В конце XX-го - начале XXI-го в. увлажнение начало понижаться, что свидетельствует о возможной смене его тенденции (Золотокрылин, Черенкова, 2013).

По сравнению с зимним периодом, осадки на территории Европы в летний период еще недостаточно хорошо исследованы, несмотря на наибольшую актуальность их изменений летом, связанную с проблемами устойчивости водопотребления различными отраслями народного хозяйства в регионах неустойчивого и недостаточного увлажнения. Помимо того, что наибольший интерес представляют экстремумы летних осадков (экстремально большие осадки и засухи), причина кроется, прежде всего, в сложности взаимодействия атмосферы и подстилающей поверхности летом и, как следствие, в сложности понимания механизмов взаимодействия крупномасштабных и региональных процессов тепло- и влаго- обмена (Trenberth, 1999a; van der Ent et al., 2010). С

одной стороны, подчеркивается существенность роли океана в формировании климата Европы, несмотря на ослабление адвекции в летний период (Sutton and Hodson, 2005; Sutton and Dong, 2012). При этом на изменчивость климата (и в том, числе, на осадки) в Европе значительное влияние оказывает изменение крупномасштабной атмосферной циркуляции (Pal et al., 2004; Ogi et al., 2005). Отмечается, что ведущую роль в формировании климата Европы играет летнее САК (Folland et al., 2009). С помощью анализа главных компонент была выделена главная мода летних осадков над Европой в период 1979–2006 гг., на долю которой приходится чуть более 20% общей объясненной дисперсии (Zveryaev and Allan, 2010). Режим имеет устойчивую пространственную структуру, а корреляционный анализ показал его тесную связь с САК.

С другой стороны, в летний период существенна роль испарения с поверхности суши, участвующего в формировании внутримассовых осадков под воздействием региональной атмосферной циркуляции. Исследования влияния таких процессов на формирование климата также актуальны (Zveryaev and Allan, 2010), тем более что численное моделирование указывает на ослабление вклада океана в изменчивость осадков летом (Koster and Suarez, 1995). Кроме того, с прогностической точки зрения важным является введение в рассмотрение влажности почвы и исследование ее взаимодействия с другими компонентами климатической системы (Koster et al., 2004; Seneviratne et al., 2006).

Главную роль в формировании климата Северной Атлантики, а также межгодовых аномалий температуры и осадков в Европе играет Северо-Атлантическое колебание, ведущая мода межгодовой изменчивости атмосферной циркуляции в регионе Европы и Северной Атлантики, для характеристики которой часто используют разность давления между Азорскими островами и Исландией (Hurrell, 1995; van Loon and Rogers, 1978; Walker, 1924). САК связано с интенсивностью региональной зональной циркуляции и переноса тепла и влаги с Атлантики на континент. В положительную фазу САК в Северной Атлантике наблюдаются более сильные ветра, что ассоциируется с охлаждением поверхности субполярной части Северного Атлантического океана за счет увеличения турбулентных потоков (Marshall et al. 2001; Visbeck et al. 2003). Анализ совместной изменчивости полей сезонных осадков в Европе и поля давления на уровне моря в Атлантико-Европейском секторе выявил различия их пространственно-временной структуры в периоды усиления/ослабления зональной циркуляции над Северной Атлантикой в различные климатические периоды XX-го века, что свидетельствует о нестационарности связи между осадками над Европой и САК (Zveryaev, 2006). Нестационарность влияния Северо-Атлантического колебания на изменение осадков на территории Западной Европы связана с пространственным смещением центров действия атмосферы над Северной Атлантикой (Vicente-Serrano and Lopez-Moreno, 2008).

Основным источником влаги является мировой океан. В условиях взаимодействия «океан-атмосфера» естественно предположить, что в зоне преобладающего западного переноса происходят изменения крупномасштабной атмосферной циркуляции. Это в свою очередь должно сказываться на изменении количества осадков, прежде всего на территории Европы и Восточно-Европейской равнины. Поскольку изменения температуры поверхности океана в Северной Атлантике влияют не только на влагосодержание атмосферы, но и на ее циркуляцию, это делает задачу выявления количественных связей нетривиальной.

Вековые положительные тренды годовой температуры поверхности океана, показанные на Рис. 2.2а, свидетельствуют о ее повышении. При этом, как следует из анализа Рис. 2.2б, на суше преобладал рост годовых осадков. Увеличение годовых осадков наблюдался практически на всей Восточно-Европейской равнине, но статистически значимым оно было только в некоторых регионах на юге и на северо-западе равнины.

Несмотря на существенный прогресс в понимании механизмов влияния изменений компонентов климатической системы на региональные осадки в различных регионах (например, Colman and Davey, 1999; Shukla et al., 2000), вопрос о возможности надежного сезонного прогнозирования осадков, в особенности, во внетропических широтах все еще остается открытым. Актуальность проблемы для территории Европы в летний период обусловлена

повышением роли испарения с поверхности суши, участвующего в формировании внутримассовых осадков под воздействием региональной атмосферной циркуляции (Koster and Suarez 1995; Koster et al., 2004; Zveryaev, 2004; Zveryaev and Allan, 2010). Имеющаяся неопределенность в прогнозных оценках влияния атмосферных и океанических потоков на осадки в летний период, полученных с помощью численных экспериментов на климатических моделях, может быть связана с несовершенством воспроизведения в моделях процессов тепло- и влагообмена между почвой и атмосферой (Pal et al., 2004; Reale et al., 2002).



Рисунок 2.2. Тренды годовой температуры поверхности океана (°С / 100 лет) по данным Центра Гадлея Метеослужбы Великобритании и годовых осадков на суше (мм / 100 лет) по данным Университета Восточной Англии в 1901-2015 гг. Узлы сетки со значимыми трендами отмечены точками.

Включение в рассмотрение территории Европы позволило составить более полную картину пространственно-временной структуры изменений осадков. Особенность атмосферных осадков состоит в их высокой степени кластеризации и в неоднородности; стохастическая составляющая вносит существенный вклад в формирование осадков, а методика их инструментального учета вызывает множество вопросов. Вместе с тем, в атмосфере Земли существует достаточно устойчивая сезонная многолетняя система барических образований, связанная с крупномасштабной атмосферной аномальными режимами циркуляции И формированием траекторий циклонов. Благодаря существованию достаточно устойчивых траекторий циклонов, в пространственном распределении осадков могут быть выделены структуры, преобладающие в некоторых регионах в течение определенного временного интервала.

2.2. Долгопериодная изменчивость температуры поверхности Северной Атлантики и ведущие режимы изменчивости барического поля в Атлантико-Европейском секторе

Атлантический обладает мультидекадной океан значительной изменчивостью температуры поверхности (Kushnir, 1994; Ting et al., 2009), демонстрируя временную и пространственную неоднородность изменений (например, Alexander et al., 2014; Harrison and Carson 2007 и см. рис. 2.3а - 2.3г). Под колебаниями климата СА понимается среднее состояние ее ТПО и поля атмосферного давления на протяжении нескольких десятилетий. В последние десятилетия XX-го века, практически во всей северной части Атлантического океана наблюдалось существенное потепление его поверхностного слоя, за исключением небольшой области вдоль восточного побережья Северной Америки, где наблюдалось похолодание (Alexander et al., 2014; Palmer and Haines, 2009). Отмечается, что в период 1995-2008 гг. наибольшая аномалия температуры поверхности океана в Северной Атлантике наблюдалась к северу от 40° с.ш. и достигала 0.8°С по сравнению со средним значением ТПО за период 1871-2008 гг. (Alexander et al., 2014).

Существует множество гипотез о причинах столь стремительного потепления Северной Атлантики. Прежде всего, при исследовании механизмов наблюдаемого потепления СА в 1990-х годах было установлено, что наиболее сильный рост ТПО произошел в регионе Североатлантического субполярного круговорота (North Atlantic Subpolar gyre, SPG) и, в особенности, в его восточной части (Marsh et al., 2008; Reverdin, 2010; Sarafanov et al., 2008), который совпал с замедлением циркуляции в области круговорота (Hakkinen and Rhines, 2004). В ослаблении субполярного круговорота выявлена роль САК, связанная с резкой его сменой с положительной на отрицательную фазу зимой в 1995/1996 гг. (Lohmann et al., 2009).



Рисунок 2.3. Среднемноголетние аномалии ТПО (°С) Северной Атлантики по данным архива HadSST2 (Rayner et al., 2003) в периоды: 1926-1962 гг. (а), (в) и 1995-2012 гг. (б), (г) по сравнению с 1901-1925 гг. и 1963-1994 гг. соответственно и (д): междугодовые изменения годовых аномалий ТПО Северной Атлантики, осредненной в регионе 75° з.д.- 0° з.д., 20° с.ш. - 70° с.ш. и индекса АМО (показан черной полужирной линией) в период 1901-2015 гг. (Enfield et al., 2001).

Увеличение переноса океанического тепла на север является следствием связи САК с Североатлантической термохалинной циркуляцией и может рассматриваться как запаздывающий отклик на положительную фазу САК в конце 1980-х - начале 1990-х годов (Polyakov et al., 2010). С другой стороны, долгопериодные колебания ТПО СА также связаны с термохалинной циркуляцией и могут рассматриваться как часть глобальной океанической циркуляции, зависящей от изменений градиентов плотности океанических масс, в

которых определяющая роль принадлежит температуре и солености (Broeker, 1991).

Численные эксперименты на моделях климата также показали, что САК фаза положительная влечет активизацию крупномасштабного меридионального круговорота воды в Северной Атлантике с отставанием на несколько лет, что, как правило, приводит к увеличению переноса тепла на север и потеплению северной части Атлантического океана (Dong and Sutton, 2005; Eden and Willebrand, 2001; Ortega et al., 2012). С другой стороны, ослабление САК в период с середины 1990-х годов прошлого века ассоциировалось с менее интенсивными ветрами в Северной Атлантике и, следовательно, приводило к нагреванию поверхности субполярной области северной части Атлантического океана за счет увеличения турбулентных потоков (Marshall et al., 2001).

Атлантическая мультидекадная осцилляция (AMO), связанная с аномалиями температуры поверхности океана и переноса океанического тепла в Северной Атлантике (Gulev et al., 2013), играет важную роль в формировании аномалий климата в Европейском секторе на десятилетнем и междесятилетнем временном масштабе.

Существует несколько методов количественной оценки мультидекадной ТΠО CA. изменчивости Олним первых индекс атлантического ИЗ долгопериодного колебания был предложен в работе (Latif et al., 2004). Основное отличие предлагаемых методов состоит в использовании различных регионов акватории СА для получения индекса, а также в использовании сглаженных рядов. Один из наиболее популярных методов предполагает выделение АМО как ведущей первой моды ЭОФ-анализа. Отметим, что применение различных методов при расчете количественного показателя АМО дает достаточно близкие непротиворечивые результаты, поэтому подробно методы его получения здесь не рассматриваются.

В данной работе в качестве индекса АМО использован подготовленный в Лаборатории исследования наземных систем Национального управления по исследованию океанов и атмосферы США (Earth System Research Laboratory NOAA) временной ряд, полученный усреднением годовых аномалий ТПО Северной Атлантики в регионе 20° с.ш. - 70° с.ш., из которого удален линейный тренд (Enfield et al., 2001). Как показано на графике Рис. 2.3д, диапазон колебаний ТПО СА в 1901-2012 гг. составляла 1.1°С, а индекса АМО - 0.8°С. Анализ косвенных свидетельств изменения климата (в том числе, дендрохронологических данных и данных ледовых кернов) указывает на то, что естественные колебания ТПО СА наблюдались по крайней мере в течение последних 1000 лет (Chylek et al., 2011; Gray et al., 2004; Knudsen et al., 2011). Периодичность АМО оценивается в интервале от 60 до 80 лет (Delworth et al., 2007; Schlesinger and Ramankutty, 1994), однако, ввиду ограниченности периода инструментальных наблюдений ТПО, длина цикла все еще является предметом дискуссий. В период с середины 1970-х гг. до начала XXI-го века АМО перешла от отрицательной к положительной фазе, что сопровождалось аномальными потоками тепла из океана в атмосферу в СА и Арктике. Согласно модельным оценкам, этим можно объяснить примерно половину потепления в Северном полушарии в этот период (Семенов, 2014; Semenov, 2012). Исследователи полагают, что долгопериодная изменчивость ТΠΟ CA связана c изменениями крупномасштабного меридионального круговорота воды в Северной Атлантике (Delworth, Mann, 2000; Latif et al., 2004; Zhang, Wang, 2013). О влиянии квазициклических процессов Эль-Ниньо/Южное колебание на АМО свидетельствуют результаты, полученные в работе (Мохов, Смирнов, 2016).

Недавние исследования указывают на наличие взаимодействия между АМО и САК. При этом остается значительная неопределенность в механизмах такого взаимодействия. Предполагается как воздействие САК на формирование АМО (например, Latif et al., 2006; McCarthy et al., 2015), так и АМО на САК (Omrani et al., 2014; Peings and Magnusdottir, 2014). В то же время как АМО, так и САК, влияют на распространение морских льдов в Атлантическом секторе Арктики в зимний период (Семенов, 2015; Day et al., 2012; Semenov and Latif, 2015), причем отмечается нестационарность связи САК с изменением площади морских льдов (Семенов, 2008; Smedsrud et al., 2013). Результаты исследований свидетельствуют

о связи долгопериодной изменчивости ТПО СА не только с изменениями площади ледового покрова в Арктике, но и с изменениями температуры воздуха (Chylek et al., 2009; Семенов, 2010; Семенов и др., 2014). Понимание причин изменчивости температуры в Арктике имеет важное значение для оценки перспектив таяния арктического льда и вечной мерзлоты. В последние годы на основе численных экспериментов с моделями общей циркуляции атмосферы предполагается и обратное влияние аномалий распространения морских льдов на САК (Семенов, 2016; Mori et al, 2014; Semenov et al., 2010; Vihma, 2014). Отмечено, что эта связь может быть нелинейной (Семенов, 2016; Petoukhov and Semenov et al., 2010; Semenov et al., 2010).

Сторонники теории антропогенного потепления предполагают, что воздействие, возникшее в результате сочетания современного изменения климата и текущей положительной фазы АМО, могло привести к более быстрому потеплению в Северной Атлантике, чем можно было бы ожидать только от естественной изменчивости климата (Andronova and Schlesinger, 2000; Belkin, 2009; Knudsen et al., 2011). В значительной степени потепление Северной Атлантики, как и потепление Глобального океана (Ishii and Kimoto, 2009; Wijffels et al., 2008), согласуется с радиационным воздействием, вызванным парниковыми газами (Solomon et al., 2007). Рассматривая последствия, необходимо отметить, потепление Северной Атлантики оказывает что влияние на изменение повторяемости ураганов над акваторией океана (Smith et al., 2010), на таяние ледового покрова Гренландии (Holland et al., 2008), на распространение морских льдов в Атлантическом секторе Арктики в зимний период (Семенов, 2015; Day et al., 2012), а также приводит к значительным изменениям в экосистемах морей и океанов (Hatun et al., 2009). Бесспорная важность роли океанов в изменении увлажнения территории обусловлена тем, что потенциальное увеличение количества осадков на суше возможно только при наличии соответствующей адвекции влажного воздуха из океанов на сушу (Wild et al., 2004).

Как было упомянуто во Введении, долгопериодные изменения климата в северной части Атлантического океана способны оказывать влияние на

региональный климат во многих регионах мира и инициировать существенные климатические последствия для наземных экосистем. О сезонных особенностях колебаний климата в Атлантическом секторе свидетельствуют результаты, приведенные в работах (Hurrell and Folland, 2002; Portis et al., 2001). По эмпирическим данным выявлено влияние АМО на атмосферную циркуляцию в Атлантико-Европейском секторе и сезонные осадки в Европе (Sutton and Dong, 2012). В работе (Knight et al., 2006) было обнаружено увеличение осадков зимой в положительную фазу АМО. С этими результатами согласуются и модельные оценки влияния АМО на декадную изменчивость зимних осадков над Евразией (Мохов и др., 2008). В летний сезон в положительную фазу АМО отмечается рост осадков над территорией Западной Европы (на 0,1-0,3 мм/сутки, что на 5-15% выше климатической нормы) (Sutton and Hodson, 2005; Hurrell and Folland, 2002). Отмечается, что теплое термическое состояние северной части Атлантического океана в период 1931-1960 гг. по сравнению с периодом 1961-1990 гг. оказало влияние на формирование аномалии низкого давления и увеличение количества осадков над Западной Европой в летний сезон (Sutton and Hodson, 2005). Установлено, что в 1990-х годах прошлого века произошло существенное изменение сезонных условий увлажнения на территории Западной и Центральной Европы. В частности, летом условия увлажнения изменились в сторону повышения повторяемости аномально влажного лета на территории Северной Европы, а на юге Европы - жаркого и сухого лета (Sutton and Dong, 2012). В работе (Черенкова, Золотокрылин, 2010) отмечается, что увеличение сумм осадков в холодный период года было статистически значимым в южной половине ЕТР в 1961-1990 гг. по отношению к предыдущему тридцатилетию (периоды соответствуют периодам более холодной и более теплой СА). В тот же период на фоне увеличения общего количества осадков на юге ЕТР происходило повышение как годового, так и сезонного увлажнения. В конце XX-го - начале XXI-го в. увлажнение начало понижаться, что свидетельствует о возможной смене его тенденции (Золотокрылин, Черенкова, 2013). Основываясь на результатах численных экспериментов, было высказано предположение, что

АМО, являющееся основным низкочастотным режимом изменчивости климата в Северной Атлантике, может существенно влиять на глобальные изменения климата (Semenov et al., 2010). Необходимо отметить, что неверным будет предполагать, что изменения регионального климата Европы зависят только от изменений термического состояния Северной Атлантики. Изменения ТПО в различных областях Мирового океана (в том числе, в тропической его части) обусловливают дальние связи с циркуляцией атмосферы и региональным климатом Европы (Мохов, Тимажев, 2013; Переведенцев и др., 2018; Салугашвили и др., 2012; Шерстюков, Переведенцев, 2019).

Исходя из квазипериодичности АМО, в ближайшие десятилетия ожидается переход СА к отрицательной фазе АМО и более холодной ТПО СА. Такой переход может временно завуалировать последствия глобального потепления (Keenlyside et al., 2008). Принятие во внимание изменчивости АМО весьма важно во избежание возможной недооценки масштабов будущего потепления.

Ограниченность временного интервала исследований оставляет открытыми вопросы об устойчивости связей долгопериодной изменчивости ТПО СА с изменениями регионального климата. Одним из возможных подходов к решению этой задачи является использование результатов длительных (в течение нескольких столетий и более) численных экспериментов с совместными моделями климата. Однако проблема такого подхода связана с не всегда реалистичным воспроизведением характеристик АМО в моделях (Ва et al., 2014). Несмотря на имеющиеся ограничения использования моделирования, результаты численных экспериментов с совместной моделью общей циркуляции атмосферы и верхнего перемешанного слоя океана с использованием аномальных величин потоков тепла из океана в атмосферу указывают на важность роли естественной изменчивости в Северной Атлантике и Арктике в сезонной изменчивости регионального климата, а также в формировании погодно-климатических аномалий Северной Евразии (Семенов и др., 2014а, Семенов и др., 2014б).

Положительные фазы AMO (или периоды относительно более теплой CA) и отрицательные фазы AMO (или периоды относительно более холодной CA) были

определены на основе оценки периодов с устойчивыми преобладающими значениями аномалий ТПО одного знака (из данных предварительно удален произведена низкочастотная фильтрация). При линейный тренд и ЭТОМ учитывалось то, что размах экстремумов противоположного знака должен составлять около 0.5°C (Рис. 2.3д и 2.3е) по методике, приведенной в статье (Alexander et al., 2014). Определение границ перехода АМО от положительной к отрицательной фазе (и наоборот), несомненно, зависит от того, как определялся индекс и от того, на основе каких данных ТПО производились расчеты. Согласно знаку аномалий ТПО северной части Атлантического океана и индекса АМО к отрицательным фазам АМО (или периодам относительно более холодной ТПО СА) были отнесены периоды 1901-1925 гг. и 1963-1994 гг., а к положительным фазам АМО (или периодам более теплой ТПО СА) – периоды 1926-1962 гг. и 1995-2012 гг., что согласуется с результатами других исследователей (Alexander et al., 2014; Sutton and Dong, 2012). Годы перехода между противоположными фазами АМО, в которых, как правило, затруднительно точное определение фазы (положительной или отрицательной) из-за неустойчивости знака аномалии ТПО, были включены в рассмотрение ввиду важности сохранения непрерывности рассмотренных климатических периодов. Дополнительно проведенный анализ показал, что такое исключение не оказывает существенное влияние на результаты. Как видно на Рис. 2.4, корреляция между годовыми осадками на Восточно-Европейской равнине и индексом АМО практически отсутствует, но сигнал на более длительных периодах – 60-70 возможно, есть лет, соответствующих квази-периодичности АМО. Вполне ожидаемо предположить, что на сезонном масштабе проявится более отчетливый региональный сигнал. Незначимая корреляция аномалий ТПО и осадков (Рис. 2.4) свидетельствует о необходимости выявления ведущих режимов изменчивости сезонных осадков и установления их возможной связи с АМО.

В процессе исследования рассматривалась связь с еще одной важной климатической модой - Тихоокеанской Декадной Осцилляцией, характеризующей ведущий режим изменчивости ТПО в северной части Тихого океана, подробно

описанной в работе (Trenberth, Hurrell, 1994). Также была исследована связь с Эль-Ниньо/Южным колебанием, которое отражает изменения атмосферного давления между западной и восточной тропической частью Тихого океана (Trenberth, Hoar, 1996). В отрицательную фазу этого колебание, наблюдается пониженное атмосферное давление на Таити и давление выше нормы в Дарвине.



Рисунок 2.4. Связь годовых осадков с индексом АМО в период 1901-2015 гг.

Изменения крупномасштабной атмосферной циркуляции оказывают наиболее существенное влияние на перераспределении атмосферной влаги и, следовательно, на атмосферные осадки. В данной работе фокус исследования направлен на рассмотрение барических систем с основными центрами действия атмосферы в Атлантико-Европейском секторе. Характеризующее ведущий режим изменчивости барического поля Северного полушария Североатлантическое колебание изменения региональной зональной отражает циркуляции В Атлантическом секторе (Рис. 2.5а). В положительную фазу САК пониженное атмосферное давление наблюдается в области Исландского минимума, а повышенное давление – в области Азорского максимума. При этом струйное течение смещается к северу и усиливается, а североатлантический штормтрек отклоняется в направлении с юго-запада на северо-восток, в отрицательной фазе САК струйное течение смещается к югу (Hurrell, 1995; Woollings et al., 2010).

Влияние САК на территорию ВЕР имеет сезонные региональные особенности, состоящие в том, что зимой повышенная повторяемость положительной фазы САК ассоциируется с увеличением осадков на севере равнины и с их уменьшением на юге равнины (https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao pmap.shtml). В то время как летом и осенью положительная фаза САК связана с увеличением дефицита осадков на северо-западе ВЕР. Восточноатлантическое колебание, чей вклад в объясненную изменчивость барического поля Северного полушария существенно меньше вклада САК, также отражает изменения региональной зональной циркуляции в Атлантическом секторе (Рис. 2.5б). При этом знак аномалий давления аналогичен САК, однако основные центры действия колебания ВА расположены южнее, чем основные барические центры САК. Более частая повторяемость положительной фазы ВА приводит к недостатку осадков на западе и юго-западе ВЕР (https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/ea pmap.shtml). Важную роль В Европейском секторе играют колебания региональных центров действия атмосферы: колебания Восточная Атлантика/Западная Россия с основными центрами действия атмосферы в Восточной части Атлантики и на Европейской территории России (Рис. 2.5в) и колебания Скандинавия с основным центром над Скандинавией (Рис. 2.5г). Положительная фаза колебания ВАЗР ассоциируется в Атлантико-Европейском секторе с повышенным давлением над Европой и пониженным давлением над центром Северной Атлантики и надо Европейской частью России. Повышение повторяемости положительной фазы колебания ВАЗР обусловливает преимущественно дефицит осадков на северо-западе ВЕР и их избыточное количество юго-востоке на равнины (https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/eawruss_pmap.shtml). Отрицательная фаза ВАЗР отражает годы наблюдения атмосферного блокирования над Европейской частью России. Положительная фаза колебания СКА связана с повышенным давлением над Скандинавией и пониженным давлением над Западной Европой. Также положительная фаза СКА отражает годы наблюдения блокирующих ситуаций над Скандинавией и северо-западными регионами



-1.0 -0.8 -0.6 -0.4 -0.2 0.0 0.2 0.4 0.6 0.8 1.0 -1.0 -0.8 -0.6 -0.4 -0.2 0.0 0.2 0.4 0.6 0.8 1.0

Рисунок 2.5. Пространственные структуры нормализованных аномалий высоты геопотенциала на уровне 500гПа первых четырех ведущих режимов изменчивости барического поля Северной Атлантики и Европы: САК (а), ВА (б), ВАЗР (в) и СКА (г) зимой в период 1950-2012 гг. (Источник: Bloomfield H. The impact of climate variability and climate change on the GB power system. Thesis for: PhD. University of Reading, Department of Meteorology. Berkshire, 2017. 208 p.).

На рисунках продемонстрированы структуры нормализованных аномалий высоты геопотенциала на уровне 500гПа в положительные фазы колебаний. Отмечается, что в отрицательную фазу САК на фоне ослабления региональной зональной циркуляции в Атлантическом секторе наблюдается повышенная вероятность блокирования в Западной Европе и на Восточно-Европейской равнине (Charney et al., 1981; Luo et al., 2015; Pelly and Hoskins, 2003; Rex, 1950a; Rex, 1950b). При этом блокирование на Восточно-Европейской равнине как правило связано с отрицательной фазой ВАЗР. Как было показано в работе (Barnston and Livezey, 1987), рассмотренные колебания объяснили основную долю изменчивости барического поля в Северо-Атлантическом секторе.

подробное описание структуры Более ведущих мод изменчивости барического поля Северного полушария приводится на официальном сайте Центра прогнозирования погоды и климата Национального управления по исследованию океанов и атмосферы США (Climate Prediction Center of National CPC Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) по адресу https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml. Исчерпывающее описание циклонической активности в противоположные фазы колебаний основных центров действия атмосферы в Атлантико-Европейском секторе содержится в работе (Бардин и др., 2015).

2.3. Отклик крупномасштабной атмосферной циркуляции в Атлантико-Европейском секторе на изменения температуры поверхности Северной Атлантики

В данном разделе исследуются возможности формирования повышенной повторяемости характерных режимов атмосферной циркуляции, как аномальных, так и экстремальных, в периоды устойчивых противоположных аномалий ТПО Северной Атлантики. Цель – выявить ведущие циркуляционные режимы, которые влияют на формирование среднего барического поля в периоды устойчивых противоположных аномалий ТПО СА и определить сезонные различия циркуляционных механизмов.

Влияние долгопериодной изменчивости ТПО СА на изменения крупномасштабной атмосферной циркуляции в Атлантико-Европейском секторе проявилось в сходстве пространственной структуры аномалий давления на уровне моря в оба периода более теплой ТПО СА по сравнению с холодным ее периодом (Рис. 2.6а – 2.63). Наибольшее сходство наблюдалось весной (Рис. 2.6в-2.6г), а

также летом (Рис. 2.6д-2.6е). Несколько меньшая согласованность аномалий ДУМ отмечалась зимой (Рис. 2.6а-2.6б) и осенью (Рис. 2.6ж-2.63).



Рисунок 2.6. Изменение аномалий давления на уровне моря (гПа) зимой (а,б), весной (в, г), летом (д, е) и осенью (ж, з) в период 1926-1962 гг. (а, в, д, ж) и в 1995-2012 гг. (б, г, е, з) по сравнению с 1963-1994 гг. Изолинии проведены для аномалий давления – 0.2 гПа. Статистически значимые изменения (на уровне 0.05) показаны точками.

Здесь мы рассматриваем термическое состояние СА в качестве важного фактора, влияющего на междесятилетнюю изменчивость сезонных осадков в Европе и на Восточно-Европейской равнине. Вместе с тем, трудности выявления роли Северной Атлантики в изменчивости климата связаны, в частности, со сложностью выделения влияния Атлантического океана среди множества других влияющих факторов. В числе которых, не только антропогенное потепление, но и воздействие тропической части Тихого океана или влияние изменений в стратосфере (Hoerling et al., 2001; Shindell et al., 2001; Deser et al., 2004; Scaife et al., 2005; Ineson et al. 2011; Hegerl et al., 2011).

Как было показано на Рис. 2.3д, во флуктуациях ТПО Северной Атлантики присутствовала квази-цикличность. В то время, как остальной океан в целом демонстрировал рост ТПО в период 1901-2012 гг. (Рис. 2.7). Чтобы выделить влияние Северной Атлантики, из временных рядов ДУМ было удалено влияние ТПО остального океана. Для этого из рядов ДУМ была изъята регрессия ДУМ на изменения ТПО глобального океана с исключенной Северной Атлантикой.



Рисунок 2.7. Многолетняя изменчивость аномалий годовой ТПО глобального океана без ТПО Северной Атлантики (1) и ТПО Северной Атлантики (2) в период 1901-2012 гг.

Как следует из сравнения Рис. 2.6 и 2.8, при удалении из временных рядов ДУМ влияния ТПО глобального океана вне СА отклик в поле давления на уровне моря становится более отчетливым. В качестве примера, рассмотрим весну и лето. Весной глобальный океан оказывает влияние на Атлантико-Европейский сектор, внося «шум» в многолетнее значения поля ДУМ в основном над Северной Атлантикой (Рис. 2.8а, 2.8б). Летом изменения ТПО глобального океана вне СА оказывают влияние на ДУМ как над акваторией, так и над континентом. Отчетливо видно, что структура изменений ДУМ в период 1926-1962 гг. (Рис. 2.6д) и в 1995-2012 гг. (Рис. 2.6е) в условиях влияния ТПО глобального океана менее согласована, чем аналогичная структура (Рис. 2.8в) и (Рис. 2.8г), сформировавшаяся под влиянием изменений ТПО в Северной Атлантике.



Рисунок 2.8. Изменение аномалий ДУМ (гПа) с удаленным действием изменений ТПО глобального океана вне Северной Атлантики весной (а, б) и летом (в, г) в период 1926-1962 гг. (а, в) и в 1995-2012 гг. (б, г) по сравнению с 1963-1994 гг. Изолинии проведены для аномалий давления – 0.2 гПа. Статистически значимые изменения (на уровне 0.05) показаны точками.

Анализ Рис. 2.9а - 2.9и показал, что в период более холодной СА весной (Рис. 2.9б), летом (Рис. 2.9д) и осенью (Рис. 2.93) в Атлантическом секторе наблюдалось усиление региональной зональной циркуляции, связанное с усилением градиента между областями над Гренландией и областями, расположенными существенно южнее в акватории СА. В то же время периоды более теплой СА ассоциировались с ослаблением зональной региональной циркуляции в Атлантическом секторе. Об этом свидетельствует уменьшение градиента давления между широтами в центре СА и более северными ее широтами весной (Рис. 2.9а, 2.9в), летом (Рис. 2.9г, 2.9е) и осенью (Рис. 2.9ж, 2.9и).

Полученные результаты для всех рассмотренных сезонов согласуются с выводами о влиянии аномалий ТПО Северной Атлантики на климат Западной Европы, сделанными в работе (Sutton and Dong, 2012). Формирование давления над Северной Атлантикой в значительной степени связано с сезонными особенностями изменений термических контрастов между высокими и низкими широтами, а также между океанами и материками (Зверяев, 2013). Сезонные особенности температурных контрастов между Северной Атлантикой и Европейским континентом могут быть одной из причин выявленных различий барического поля в Европейском секторе весной по сравнению с летом и осенью.



Рисунок 2.9. Аномалии давления на уровне моря (гПа) в Атлантико-Европейском секторе с удаленным действием изменений ТПО глобального океана вне Северной Атлантики весной, летом и осенью в периоды: 1926-1962 гг. (а, г, ж), 1963-1994 гг. (б, д, з) и 1995-2012 гг. (в, е, и).

Как показано далее, в свободной атмосфере в Атлантико-Европейском секторе влияние СА прослеживается более четко, чем в полях давления на уровне моря. Для установления циркуляционных механизмов, влияющих на формирование среднего барического поля, в данном разделе рассмотренный период был органичен периодом продолжительностью 62 года (1950-2012 гг.). Как было упомянуто, такое ограничение связано с отсутствием систематических

измерений высотного давления до 1950 г., а также с началом мониторинга индексов атмосферной циркуляции внетропической зоны Северного полушария в 1950 г. В предположении продолжения наблюдаемого потепления, результаты, полученные для периодов 1962-1994 гг. и 1995-2012 гг. наиболее важны для понимания будущих изменений сезонных осадков на ВЕР, поскольку охватывают два последних периода более холодной и более теплой ТПО СА, состоявшихся на фоне поэтапного развития глобального потепления. В связи с тем, что период первого потепления СА (1926-1962 гг.) был охвачен неполностью, в данном разделе для одновременного охвата всего периода исследования, а также для иллюстрации отличий в последние два периода теплой и холодной ТПО СА, решено было привести результаты сравнения сезонной статистики циркуляционных индексов в 1950-2012 гг., а иллюстрации сезонных композитов аномалий высоты геопотенциала на уровне 500 гПа – в периоды 1963-1994 гг. и 1995-2012 гг. Сходство результатов в оба периода обусловливает возможность применения такого иллюстративного материала, подтверждающего результаты.

Зимой в период 1950-1979 гг. чаще наблюдались отрицательные значения индекса САК (Рис. 2.10а). Начиная с 1980-х годов, более частая повторяемость положительных значений индекса САК с декабря по февраль определила устойчивую положительную фазу индекса, связанную с увеличением градиента давления над Гренландией и над Азорскими островами, что в свою очередь ассоциируется с усилением зонального переноса. Зимой во второй половине XX-го века отмечалось отчетливое доминирование положительных значений индекса ПЕ, свидетельствующее об усилении циркумполярного атмосферного вихря. В начале XXI-го века преобладала отрицательная фаза индекса ПЕ.

Исследование сочетаний различных циркуляционных индексов в декабрефеврале в период 1950-2012 гг. не выявило квазиустойчивых циркуляционных режимов в периоды устойчивых противоположных аномалий ТПО СА. На Рис. 2.11 приведены свидетельствующие о незначимости различий примеры значений пар циркуляционных индексов между периодами противоположных устойчивых аномалий ТПО СА (для пары индексов САК и СКА (Рис. 2.11а), САК и ПЕ (Рис.

2.11в)), а также в годы противоположных экстремальных значений ТПО СА (для аналогичных индексов, Рис. 2.11б и 2.11г). Отсутствие явной связи с АМО зимой может быть объяснено тем, что сигнал от океана маскируется интенсивной внутренней изменчивостью атмосферы.



Рисунок 2.10. Межгодовая изменчивость индексов САК, ПЕ и СКА в зимние месяцы (a); САК, СКА и ВАЗР в весенние (б) и осенние (г) месяцы, САК, СКА, ВАЗР и ЗТ в летние месяцы (в) в период 1950-2015 гг.

Пониженное давление преобладало в Атлантико-Европейском секторе зимой в период более холодной ТПО СА в 1963-1994 гг. (Рис. 2.12а). В то время, как в период более теплой ТПО СА в 1995-2012 гг. почти на всей территории Атлантико-Европейского сектора атмосферное давление было выше нормы (Рис. 2.12б). Изменения Z500 зимой в 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. были статистически незначимыми практически над всей территорией BEP за исключением небольшой области на севере равнины (рисунок не показан).

Весной в периоды противоположных устойчивых аномалий АМО в 1950-2012 гг. наблюдалось статистически значимое различие интенсивности значений индексов САК и СКА в их противоположные фазы. Как показано на верхнем 2.10б, графике Рис. устойчивая фаза положительных значений САК, превышающих среднеквадратическое отклонение, в период 1984-1994 гг. ассоциируется с активизацией САК и, следовательно, с большей интенсивностью региональной зональной циркуляции и переноса тепла и влаги с Атлантики на континент. С другой стороны, преобладание отрицательных значений индекса САК суммарно за весенние месяцы наблюдалось во все рассмотренные фазы АМО (на 35.3%, 5.5% и 19.35% соответственно в каждом из трех периодов). Как видно на втором сверху графике Рис. 2.106, весной на протяжении всей более холодной фазы СА (период 1963-1994 гг.) наблюдалось явное превышение лет с положительными значениями индекса СКА над отрицательными его значениями. Положительная фаза СКА ассоциируется с положительной аномалией давления над Скандинавией и преобладанием антициклонических условий. Таким образом, в период 1963-1994 гг. в сумме положительные значения индекса СКА на 27.6% превысили суммарные отрицательные значения индекса. И, наоборот, в периоды более холодной СА, интенсивность отрицательной фазы индекса СКА была больше: на 0.2% в период 1950-1962 гг. и на 26.5% в 1995-2012 гг. Отметим, что сочетание значений циркуляционных индексов одного знака, которое может указывать одновременно, например, на усиление и зональной, и меридиональной циркуляции, не является противоречивым, так как рассматриваются осредненные за месяц значения циркуляционных индексов.



Рисунок 2.11. Связь аномалий ТПО СА в противоположные фазы её устойчивых аномалий и экстремальных значений с индексами САК и СКА (а, б) и САК и ПЕ (в, г) зимой в период 1950-2012 гг. Кругами со сплошной заливкой синего цвета показаны аномалии ТПО СА в устойчивые периоды более холодной СА, кругами красного цвета – в устойчивые периоды более теплой СА. Размеры кругов отражают интенсивность аномалий ТПО. Овалами с центрами в виде крестообразных маркеров отмечены области взвешенного среднеквадратического отклонения пар индексов САК и СКА, а также САК и ПЕ. В качестве весовой функции использованы значения аномалии ТПО зимой.



Рисунок 2.12. Среднемноголетние аномалии Z500 (гПм) в декабре-феврале в период 1963-1994 гг. (а) и в 1995-2012 гг. (б).

Известно, что определяющим фактором изменений атмосферной циркуляции в Атлантико-Европейском секторе является Североатлантическое колебание, определяющее силу зонального потока и активность центров действия

барических систем с центрами действия над континентом. Поэтому была рассмотрена статистика значений пар индексов САК и СКА, а также САК и ВАЗР. Анализ повторяемости комбинаций различных фаз циркуляционных индексов, в марте-мае в период 1963-1994 гг. показал, что наиболее часто встречалось сочетание положительных значений индексов САК и СКА, а в период 1995-2012 наблюдались ИХ одновременно отрицательные значения. ΓГ. чаще Так. отрицательные фазы одновременно САК и Скандинавского колебания в более наблюдались CA 31% теплый период В случаях всех комбинаций циркуляционных индексов (Таблица 2.1). В той же доле случаев отмечены и их одновременно положительные фазы в период холодной СА (Таблица 2.1). В обоих случаях оценка статистики Хи-квадрат подтвердила статистическую значимость результата.

Таблица 2.1. Повторяемость (%) фаз одного знака одновременно для пар обоих циркуляционных индексов САК и СКА, а также САК и ВАЗР среди всех комбинаций циркуляционных индексов весной, летом и осенью в периоды более холодной (1963-1962 гг.) и более теплой (1995-2012 гг.) СА. Различия между периодами статистически значимы по результатам оценки статистики Хи-квадрат.

	ве	сна	Л	ето	осень		
	NAO+	NAO-	NAO+	NAO-	NAO+	NAO-	
	SCAND+	SCAND-	EAWR+	EAWR-	EAWR+	EAWR-	
1963-1994 гг.	31	19	39	14	31	17	
1995-2012 гг.	13	31	20	33	15	30	

Результаты в период 1950-2012 гг., показанные на Рис. 2.13а, 2.13б, 2.13д, 2.13е, подтверждают отображенные в Таблице 2.1 различия противоположных фаз индексов САК и СКА в периоды устойчивых противоположных аномалий ТПО СА в период 1963-2012 гг. Анализ показал, что влияние АМО на атмосферную циркуляцию в Атлантико-Европейском секторе весной в 1950-2012 гг. проявилось, прежде всего, в том, что аномалии ТПО в период более холодной СА (1963-1994 гг.) были связаны с положительными значениями одновременно обоих индексов САК и СКА, в то время как периоды более теплой СА (1950-1962

гг. и 1995-2012 гг.) ассоциируются с их отрицательными значениями. О сохранении выявленной связи океана и атмосферы в годы экстремальных значений ТПО СА и ее более ярко выраженной структуре свидетельствуют результаты, представленные на Рис. 2.136. Необходимо отметить, что отрицательные значения пар индексов САК и ВАЗР также чаще встречались весной в период более теплой СА (Рис. 2.13в) и в годы ее экстремальных значений ТПО (Рис. 2.13г). Однако статистически значимые результаты и в противоположные фазы АМО, и в годы его экстремальных значений, обнаружены только для пар индексов САК, СКА (Рис. 2.13а, 2.13б). Как видно из Рис. 2.13д и 2.13е, различие пар среднемесячных значений индексов САК и СКА, статистически незначимое в марте-мае в периоды 1950-1962, 1995-2012 гг. и 1963-1994 и, значимо в годы экстремумов ТПО. Отметим, что выводы о различиях противоположных фаз пар циркуляционных индексов САК и СКА, САК и ВАЗР в периоды 1950-1962, 1995-2012 гг. и 1963-1994 гг. справедливы и для периодов 1995-2012 гг. и 1963-1994 гг. для всех рассмотренных сезонов.

Учитывая, что отклик атмосферной циркуляции на аномалии ТПО может происходить с запаздыванием порядка нескольких недель, аналогичный сезонный анализ был выполнен для тех же индексов атмосферной циркуляции и индекса AMO с запаздыванием в один месяц. Результаты во все сезоны практически не отличаются от результатов анализа индексов без сдвига.

Анализ среднемесячной статистики повторяемости противоположных фаз циркуляционных индексов с марта по май в Таблице 2.2, показал, что весной в период 1963-1994 гг. преобладали годы положительной фазы, а в 1995-2012 гг. чаще наблюдались годы отрицательной фазы индексов САК, ПЕ, СКА. В то же время в период 1963-1994 гг. преобладали годы отрицательных значений, а в 1995-2012 гг. – положительных значений индексов ВА и ВАЗР.



Рисунок 2.13. Тоже, что на Рис. 2.11 но для индексов САК, СКА (а, б) и САК, ВАЗР (в, г) весной, а также САК и СКА (д, е) помесячно в марте-мае в период 1950-2012 гг.

Наиболее существенные отличия в поле аномалий давления наблюдаются в годы противоположных экстремальных значений циркуляционных индексов. Как показано в Таблице 2.2, весной в период 1963-1994 гг. преобладали годы положительных экстремумов, а в 1995-2012 гг. - экстремальные отрицательные значения индексов ПЕ, ЗТ и СКА. С другой стороны, в период 1963-1994 гг. доминировали экстремальные отрицательные значения, а в 1995-2012 гг. - годы положительных экстремумов индекса ВАЗР. Выявленные особенности повторяемости экстремумов индексов СКА и ВАЗР представляются наиболее

важными для территории Европы и требуют более подробного исследования, так как наиболее сильные аномалии давления, связанные с центрами действия, колебания которых описываются указанными индексами, локализованы над Европой. Тогда как влияние территориально более удаленных от Европы центров действия атмосферы происходит посредством волновой структуры и является менее существенным для Европы.

Таблица 2.2. Сезонная повторяемость (%) лет циркуляционных индексов в период 1963-2012 гг. с: положительными значениями (I), отрицательными значениями (II), положительными экстремумами (III), отрицательными экстремумами (IV), положительными экстремумами в годы экстремальных положительных значений АМО (V), отрицательными экстремумами в годы экстремальных положительных значений АМО (VI). Использовались циркуляционные внетропической зоны Северного полушария: САК (характеризующий индексы Североатлантическое колебание), ВА (колебание Восточная Атлантика), ВАЗР (колебание Восточная Атлантика/Западная Россия), СКА (колебание Скандинавия), ПЕ (колебание Полярно/Евразийское), ТСА (Тихоокеанское/Северо-Американское колебание), ЗТ (Западно-Тихоокеанское колебание)

	1963-1994 гг.		1995-2012 гг.		1963-1994 гг.		1995-2012 гг.		1963-1994 гг.		1995-2012 гг.	
Индекс	Ι	II	Ι	II	III	IV	III	IV	V	VI	V	VI
ы	Март-май											
TCA	43.8	56.3	46.3	51.9	14.6	19.8	13.0	31.5	1.0	5.2	9.3	9.3
САК	51.0	49.0	42.6	57.4	15.6	19.8	20.4	42.6	1.0	3.1	9.3	25.9
ПЕ	62.5	37.5	37.0	63.0	20.8	7.3	20.4	35.2	4.2	0.0	3.7	20.4
3T	55.2	44.8	50.0	50.0	18.8	11.5	25.9	35.2	3.1	3.1	13.0	18.5
BA	42.7	57.3	57.4	42.6	12.5	26.0	27.8	46.3	1.0	8.3	18.5	20.4
СКА	62.5	37.5	38.9	61.1	21.9	9.4	16.7	22.2	7.3	0.0	7.4	13.0
BA3P	49.0	51.0	53.7	46.3	14.6	19.8	29.6	27.8	3.1	3.1	16.7	14.8
	Июнь-август											
TCA	39.6	60.4	46.3	53.7	13.5	24.0	14.8	11.1	4.2	10.4	5.6	5.6
САК	59.4	39.6	38.9	61.1	28.1	11.5	7.4	25.9	13.5	5.2	1.9	16.7
ПЕ	43.8	56.3	50.0	50.0	11.5	19.8	18.5	14.8	6.3	8.3	7.4	7.4
3T	69.8	30.2	38.9	61.1	32.3	10.4	9.3	20.4	14.6	3.1	0.0	9.3
BA	31.3	68.8	59.3	40.7	5.2	32.3	24.1	7.4	4.2	15.6	11.1	1.9
СКА	66.7	32.3	40.7	57.4	22.9	13.5	22.2	16.7	11.5	4.2	3.7	7.4
BA3P	63.5	35.4	48.1	51.9	31.3	10.4	14.8	20.4	15.6	2.1	3.7	13.0
	Сентябрь-ноябрь											
TCA	47.9	52.1	63.0	37.0	15.6	16.7	22.2	11.1	5.2	6.3	11.1	3.7
САК	55.2	44.8	48.1	51.9	25.0	14.6	7.4	18.5	12.5	3.1	1.9	7.4
ПЕ	59.4	39.6	42.6	57.4	16.7	12.5	13.0	11.1	6.3	7.3	7.4	7.4
3T	57.3	41.7	61.1	38.9	13.5	8.3	16.7	22.2	7.3	4.2	7.4	5.6
BA	41.7	58.3	55.6	44.4	5.2	24.0	18.5	13.0	2.1	13.5	9.3	1.9
СКА	47.9	52.1	53.7	46.3	18.8	19.8	20.4	5.6	10.4	5.2	7.4	1.9
BA3P	60.4	39.6	37.0	63.0	27.1	11.5	9.3	18.5	12.5	3.1	1.9	7.4

Наиболее важным следствием преобладания противоположных фаз индекса САК является то, что в марте-мае в периоды 1963-1994 гг. наблюдалось усиление Североатлантического колебания, а в 1995-2012 гг. его ослабление. Весной в среднем в период устойчивых отрицательных аномалий ТПО СА в 1963-1994 гг. в Атлантическом секторе наблюдалась ярко выраженная аномалия Z500 ниже нормы над Гренландией и повышенное давление над Северной Атлантикой в области между 30° с.ш. и 50° с.ш. (Рис. 2.14а), что соответствует усилению Североатлантического колебания и связанного с ним регионального западного переноса, характеризуемого положительными значениями индекса САК. В то же время, над Скандинавией наблюдалась область повышенного атмосферного давления, что ассоциировалось с повышенной повторяемостью положительной фазы Скандинавского колебания и как следствие, над ВЕР преобладали антициклонические режимы. При этом на равнину по восточной периферии антициклона поступали затоки сухого арктического воздуха, которые в антициклоне достаточно быстро прогревались над континентом. Как показано на Рис. 2.14б, в среднем в период устойчивых положительных аномалий ТПО СА в 1995-2012 гг. в Атлантическом секторе наблюдались аномалии Z500 выше нормы над Гренландией. На Рис. 2.14а и 2.14б видно, что в указанный период по сравнению с 1963-1994 гг. наблюдалось смещение этого центра действия атмосферы к юго-востоку (от его расположения над о. Баффинова Земля к местоположению над морем Лабрадор). Несмотря на то, что свойственная отрицательной фазе САК отрицательная аномалия к югу от Гренландии не прослеживается, а имеется лишь область низких положительных значений, наблюдаемая структура барического поля над Северной Атлантикой указывает на ослабление Североатлантического колебания в 1995-2012 гг. Увеличение стандартного отклонения осадков весной в период более теплой СА по сравнению с холодным ее периодом, по данным большинства метеостанций на ЕТР косвенно свидетельствует об активизации межширотного обмена в период более теплой СА (Рис. 2.14а). На фоне ослабления зональной региональной циркуляции в Атлантическом секторе над уже достаточно прогретой к весне территорией

Западной Европы создавались благоприятные условия для стационирования антициклонов. На Рис. 2.14б видно, что над Западной Европой наблюдалось повышенное давление, а над ЕТР и Скандинавией преобладала область пониженного давления. Пространственная структура барического поля над указанными регионами свойственна повышенной повторяемости положительной фазы индекса СКА, а также отрицательной фазы ВАЗР (см. Рис. 2.14б). Как проиллюстрировано на Рис. 2.14в, различия в поле Z500 весной между периодами 1950-1963 и 1995-2012 гг. и периодом 1963-1994 гг. были статистически значимыми в центре Европейской территории России, в Западной Европе и над западом Гренландии.

Выявленные преобладающие весной пары индексов САК и СКА одного знака указывают на наличие одних квазиустойчивых режимов в более холодный период СА и других квазиустойчивых режимов в ее более теплый период. Полученные результаты нашли отклик в пространственной структуре поля аномалий Z500 в Атлантико-Европейском секторе. Как проиллюстрировано на Рис. 2.14г, в 1963-1994 гг. над СА наблюдалась дипольная структура, которая соответствует положительной фазе САК, а центр повышенного давления над Скандинавией свидетельствует о преобладании в этот период положительной фазы СКА. Напротив, в период 1995-2012 гг. «перевернутый» диполь над СА указывает на доминирование отрицательной фазы САК, а область пониженного давления над Скандинавией говорит о повышенной повторяемости отрицательной фазы СКА (Рис. 2.14д).

Сходство пространственного распределения аномалий Z500 в Атлантико-Европейском секторе в среднем (Рис. 2.14а и 2.14б) и за годы преобладающих синфазных значений САК и СКА и значений ВАЗР в противофазе к ним (Рис. 2.14ж и 2.14з) в периоды 1963-1994 гг. и 1995-2012 гг. указывает на наиболее существенное влияние североатлантического колебания и колебания центров действия барической системы с основным центром над Скандинавией на формирование среднего поля давления в Атлантико-Европейском секторе в периоды устойчивых противоположных аномалий ТПО СА.

Увеличение стандартного отклонения осадков весной на ВЕР в период более теплой СА по сравнению с холодным ее периодом косвенно свидетельствует об активизации межширотного обмена (Рис. 2.15а). Забегая вперед, отметим, что такое утверждение касается ситуации летом (Рис. 2.15б) и осенью (Рис. 2.15в).



Рисунок 2.14. Среднемноголетние аномалии Z500 (гПм) в марте-мае в период 1963-1994 гг. (а), в 1995-2012 гг. (б) и их среднемноголетние изменения в период 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. (в); в годы САК+ и СКА+ в период 1963-1994 гг. (г), в годы САК- и СКА- в 1995-2012 гг. (д) и их среднемноголетние изменения в период 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. (е), в годы САК+, СКА+ и ВАЗР- в период 1963-1994 гг. (ж), в годы САК- и СКА- и ВАЗР+ в период 1995-2012 гг. (з) и их среднемноголетние изменения в период 1963-1994 гг. (т). В годы САК- и СКА- и СКА- и ВАЗР+ в период 1995-2012 гг. (з) и их среднемноголетние изменения в период 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. (и). Области статистически значимых изменений отмечены точками.



Рисунок 2.15. Изменение величины стандартного отклонения (%) сезонных осадков на ЕТР в 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг.: весной (а), летом (б) и осенью (в).

Летом в период 1950-2012 гг. отмечались значимые различия колебаний центров действия атмосферы, характеризуемых индексами САК и ВАЗР. Так, с июня по август в период 1963-1994 гг. наблюдалось превышение положительных значений индекса САК в среднем на 22.3% по сравнению с его отрицательными (верхний график Рис. 2.10в). Повышенная значениями повторяемость положительной фазы индекса САК указывает на активизацию САК летом в период более холодной СА, а преобладание превышающих среднеквадратическое отклонение отрицательных значений индекса САК в 1950-1962 гг. и в пятнадцатилетний период с начала текущего столетия свидетельствует о преобладании лет, в которые наблюдалось ослабление регионального зонального переноса. Вместе с тем, в летние месяцы в первую половину периода 1963-1994 гг. преобладали положительные аномалии индекса СКА (второй сверху график на Рис. 2.10в), более что свидетельствует 0 частой повторяемости антициклонических режимов над Скандинавией, при этом положительные значения индекса СКА в сумме превысили на 31.3% сумму его отрицательных значений. На тот же период 1963-1994 гг. приходится доминирование положительной фазы индекса ВАЗР и его экстремальных значений (третий сверху график на Рис. 2.10в), а положительные значения индекса в сумме на 48.3% превысили сумму его отрицательных значений. То же можно сказать и об индексе ЗТ: в 1963-1994 гг. сумма его положительных значений и экстремумов превышала отрицательные значения и экстремумы на 53.8% (четвертый сверху график на Рис. 2.10в).
Влияние АМО на атмосферную циркуляцию в Атлантико-Европейском секторе летом в период 1950-2012 гг. проявилось в том, что аномалии ТПО СА в периоды более теплой СА ассоциировались с отрицательными значениями индексов САК, ВАЗР (Рис. 2.16в). Напротив, на том же рисунке видно, что в период более холодной СА преобладали положительные значения индексов САК, ВАЗР (Семенов, Черенкова, 2018). Выявленная структура сохраняется и при оценке связи аналогичных параметров в годы экстремумов ТПО (Рис. 2.16г). В годы экстремумов совместный отклик САК и ВАЗР более отчётлив, что указывает на линейность выявленной связи. Отличия значений индексов САК, ВАЗР в противоположные фазы индекса АМО и в годы экстремальных значений АМО были статистически значимыми. С другой стороны, положительные значения индексов САК и СКА также чаще встречались в период более холодной СА (Рис. 2.16а, 2.16б), однако их различия в периоды устойчивых аномалий ТПО СА противоположного знака не были статистически значимыми. Как видно из Рис. 2.16ж - 2.16з, различие пар помесячных значений индексов САК и ВАЗР, статистически незначимое в июне-августе в периоды противоположных аномалий ТПО СА, в экстремальные годы ТПО СА было значимо для этой пары индексов. Отметим, что статистически значимые отличия отмечались и для пары циркуляционных индексов САК и ЗТ (Рис. 2.16д и 2.16е). А преобладание отрицательных экстремальных значений обоих индексов САК и ЗТ летом в период более теплой ТПО СА (Рис. 2.16е) указывает на ослабление региональной зональной циркуляции как в Атлантическом секторе, так и в северной части Тихого океана, что повышает вероятность возникновения блокирующих событий на полушарии.

На Рис. 2.17а - 2.17в видно, что значения пары индексов САК и ВАЗР показали значимое отличие в каждом из летних месяцев в годы экстремальной холодной ТПО СА и в ее экстремально теплые годы, что определило статистическую значимость их отличий в целом за все летние месяцы.

Отрицательные фазы одновременно САК и колебания Восточная Атлантика/Западная Россия в более теплый период СА наблюдались в 33% случаях всех комбинаций циркуляционных индексов в летние месяцы, а в 39% случаях отмечены и их одновременно положительные фазы в период холодной СА (Таблица 2.1). В обоих случаях оценка статистики Хи-квадрат подтвердила статистическую значимость различий результата между периодом более холодной и более теплой СА. Таким образом, выявленные преобладающие пары индексов САК и ВАЗР одного знака указывают на наличие квазиустойчивых режимов летом как в холодный, так и в теплый период СА.

Как показано на Рис. 2.18а, в летние месяцы в меридионально ориентированной полосе 37°-67° в.д. наиболее тесная статистически значимая Тибальди-Мольтени, связь индекса блокирования отражающего условия блокирования Северного полушария, отмечается с индексом ВАЗР в августе, количественно характеризующим колебание «Восточная Атлантика/Западная Россия». Наблюдение блокирующих событий над Восточно-Европейской равниной в основном связано с отрицательной фазой индекса ВАЗР. На Рис. 2.18в и 2.18г проиллюстрировано, что в период более теплой ТПО СА наблюдалось увеличение корреляции между индексом блокирования над равниной и ВАЗР до 0.58. Однако необходимо отметить, что центры действия атмосферы в северной части Тихого океана за счет телеконнекции также оказывают влияние на блокирование над Восточно-Европейской равниной. Наиболее тесная связь прослеживается с циркуляционным индексом ЗТ в июле, характеризующим Западно-Тихоокеанское колебание. Отрицательная корреляция между индексами (Рис. 2.18б) указывает на то, что вероятность возникновения блокингов на Дальнем Востоке и на Восточно-Европейской равнине в июле выше в отрицательную фазу колебания ЗТ, для которой характерно ослабление градиента давления между центрами действия атмосферы с центром над Камчаткой и на западе субтропической зоны северной части Тихого океана. Это означает ослабление региональной зональной циркуляции в обозначенном регионе и ассоциируется с увеличением вероятности наблюдения блокирующих событий.



Рисунок 2.16. Тоже, что на Рис. 2.11, но для индексов САК, СКА (а, б), САК, ВАЗР (в, г) и САК, ЗТ (д, е) летом и САК, ВАЗР (ж, з) помесячно в июне-августе в период 1950-2012 гг.



76

Рисунок 2.17. Связь значений ТПО СА с индексами САК и ВАЗР в июне (а), июле (б) и августе (в) в годы экстремально холодной СА (круги со сплошной заливкой синего цвета) и экстремально теплой СА (круги с заливкой красного цвета) в период 1950-2012 гг.

Значимое преобладание отрицательной фазы 3Т над положительной фазой в июле в современный период более теплой СА (нижний график Рис. 2.10в) свидетельствует о большей вероятности возникновения блокирования над Восточно-Европейской равниной. В качестве примера можно привести экстремальную летнюю засуху 2010 г. на Восточно-Европейской равнине, состоявшуюся на фоне отрицательных экстремумов индексов ВАЗР и 3Т.



Рисунок 2.18. Корреляция индекса блокирования (блокодни) Тибальди-Мольтени (Tibaldi and Molteni, 1990) по долготам в Северном полушарии по данным реанализа NCEP/NCAR и индекса BA3P (https://www.cpc.ncep.noaa.gov) в августе (а) и индекса 3T в июле (б) в 1950-2015 гг. Индекс блокирования в августе (б) и в среднем за лето (в) в 1963-1994 (1), а также в 1950-1962 и 1995-2015 гг. (2).

Аномальные циркуляционные условия, приводящие к засухам на ВЕР, в условиях преобладающего западного переноса являются следствием взаимодействия различных центров действия в Атлантико-Европейском регионе.

Анализ статистики значений индекса САК, описывающего Североатлантическое колебание показал, что летом в период более холодной ТПО СА существенно преобладали положительные значения индекса САК (Рис. 2.10в), что связано с потока. Подавляющее большинство усилением среднего зонального отрицательных значений индекса САК в период более теплой ТПО СА, отраженное на том же рисунке, указывает на ослабление зональной региональной атмосферной циркуляции в обозначенный период, что в свою очередь приводило к более благоприятным условиям для стационирования устойчивых антициклонов на ВЕР. Преобладание отрицательных экстремумов индекса ВАЗР в период 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. свидетельствует о повышении вероятности наблюдения эпизодов блокирования на ВЕР в период более теплой СА по сравнению с ее более холодным периодом как в августе (Рис. 2.18д), так и в среднем за лето (Рис. 2.18е). Ранее было показано, что на фоне стационирования устойчивого антициклона на ВЕР затоки сухого арктического воздуха поступали на восток равнины и при продвижении вглубь континента достаточно быстро прогревались в антициклонических условиях. При этом на запад равнины поступал прогретый воздух из более южных широт (Черенкова, Кононова, 2009; Черенкова, Кононова, 2012).

Как следует из оценки значений индекса САК (Таблица 2.2), в июне-августе почти две трети лет периода более холодной ТПО СА в 1963-1994 гг. были Североатлантического колебания, столько же связаны с усилением лет ассоциируется с ослаблением САК в период более теплой ТПО СА в 1995-2012 гг. При этом две трети и почти две трети периода 1963-1994 гг. ассоциировались с положительными фазами индексов СКА и ВАЗР, а в почти две трети лет и чуть больше половины лет периода в 1995-2012 гг. наблюдались отрицательные значения указанных индексов. Отметим, что наблюдение индексов СКА и ВАЗР в одной фазе ассоциируется с аномалиями противоположного знака на значительной территории Восточно-Европейской равнины и, следовательно, приводит к неопределенности оценок. Выявленные различия определяют среднее поле аномалий Z500 в обозначенные периоды. Результаты, полученные с

помощью оценок статистики значений индексов, можно интерпретировать изменениями барического поля. Пространственная структура среднего поля аномалий Z500 в июне-августе в 1963-1994 гг., представленная на Рис. 2.19а, отражает положительную фазу Североатлантического колебания летом, для которой характерно наличие области отрицательных аномалий Z500 с центром над Гренландией, а также области положительных аномалий с центром над Британскими островами и Западной Европой. Сезонные особенности поля аномалий геопотенциала в положительную фазу САК летом по сравнению с зимой заключаются в расщеплении области повышенного давления над центром Северной Атлантики на два ядра, одно из которых смещается к восточным берегам Канады, а другое сдвигается к Британским островам и на северо-запад Европы. В период более холодной СА в Атлантическом секторе наблюдалось усиление региональной зональной циркуляции, над Восточно-Европейской равниной преобладала циклоническая циркуляция, обусловленная, в частности, фазы колебания повышенной повторяемостью положительной Восточная Атлантика/Западная Россия.

Среднее поле аномалий Z500 в Атлантическом секторе в июне-августе в 1995-2012 гг. согласуется с классической пространственной структурой САК в его отрицательной фазе (Рис. 2.19б). Как показано на Рис. 2.19а и 2.19б, в этот период по сравнению с периодом 1963-1994 гг. центр действия атмосферы над Гренландией сместился на юго-восток, а расположенный к западу от Британских островов центр действия сдвинулся на юго-запад. На фоне ослабления зональной региональной циркуляции в Атлантическом секторе в период более теплой СА, над Восточно-Европейской равниной преобладали антициклонические режимы, характерные для отрицательной фазы колебания Восточная Атлантика/Западная Россия. Благоприятные условия для стационирования антициклонов создавались уже не на территории Западной Европы, а над уже достаточно прогретой к лету территорией Восточно-Европейской равнины. При этом в годы наблюдения антициклонических режимов на равнине по западной периферии антициклона из более южных широт на равнину поступали хорошо прогретые воздушные массы.



Рисунок 2.19. Среднемноголетние аномалии Z500 (гПм) в июне-августе в периоды 1963-1994 гг. (а), 1995-2012 гг. (б) и их среднемноголетние изменения в 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. (в); в годы положительной фазы индексов САК и ВАЗР в период 1963-1994 гг. (г) и отрицательной фазы САК и ВАЗР в 1995-2012 гг. (д) и их изменение в 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. (е). Статистически значимые изменения отмечены точками.

О наибольшем влиянии САК и колебания Восточная Атлантика/Западная Россия на среднее барическое поле в Атлантико-Европейском секторе летом в противоположные периоды СА свидетельствует сходство структур аномалий давления в среднем за период более холодной СА (Рис. 2.19а) и за годы преобладающих положительных фаз САК и колебания Восточная Атлантика/Западная Россия (Рис. 2.19г), а также в среднем за период более теплой СА (Рис. 2.19б) и за годы преобладающих отрицательных фаз обоих колебаний (Рис. 2.19в).

В качестве подтверждения связи аномалий Z500 с циркуляционными индексами рассмотрим их пространственную корреляцию (представлена для лета). На связь выявленной структуры аномалий Z500 с САК указывают значимые коэффициенты корреляции между аномалиями Z500 в области центра действия атмосферы над Гренландией и индексом САК (Рис. 2.20а, 2.20в). Подобная пространственная структура аномалий давления, выявленная в качестве ведущей моды изменчивости поля давления на уровне моря в Атлантико-Европейском секторе (в регионе 25°–70° с.ш., 70° з.д.–50° в.д.), получила название Summer

North Atlantic Oscillation (SNAO, (Folland et al., 2009)). В той же работе была выявлена значимая отрицательная корреляция SNAO с облачностью над Северной Европой и осадками в июле-августе (наибольший коэффициент корреляции в 1850-2007 гг. с временными рядами осадков в Англии и Уэльсе составил -0,63).



Рисунок 2.20. Среднемноголетние аномалии Z500 (гПм) в июне-августе в период 1963-1994 гг. (а-б) и изолинии их корреляции с индексом САК (а) и ВАЗР (б) и в 1995-2012 гг. (в-г) и изолинии их корреляции с индексом САК (в) и ВАЗР (г). Изолинии с шагом 0.1, отражающие корреляции Z500 с САК и ВАЗР показаны цветными линиями, значимые коэффициенты корреляции отмечены точками.

Преобладание положительной фазы колебания Восточная Атлантика/Европейская Россия и экстремальных значений индекса ВАЗР летом в период 1963-1994 гг. отразилось в более частой повторяемости лет с циклонической циркуляцией над центром ЕТР, связь с индексом ВАЗР подтверждается значимой корреляцией аномалии давления в основном центре действия ETP индексом BA3P (Рис. 2.206). Пространственное над с над Европой распределение аномалий Z500 с областью пониженного относительно нормы давления с центром над Британскими островами и повышенного давления над ЕТР, а также значимая корреляция над ЕТР (Рис. 2.20г) в 1995-2012 гг. свидетельствует о влиянии колебания Восточная Атлантика/Европейская Россия в отрицательной фазе, для которой характерна повышенная повторяемость эпизодов блокирования над ЕТР, на структуру аномалий Z500 в Европейском секторе.

Осенью, как показано на верхнем графике Рис. 2.10г, в сентябре-ноябре с 1950-х годов до середины 1990-х годов наблюдалось существенное превышение положительных значений индекса САК над его отрицательными значениями (на 27.5% в период 1950-1962 гг. и на 23.4% в 1963-1994 гг.), свидетельствующее о высокой активности САК в этот период. Вместе с тем, второй сверху график на Рис. 2.10г иллюстрирует преобладание положительных аномалий индекса ВАЗР в осенние месяцы в периоды более теплой СА: на 57.3% в период 1950-1962 гг. и на 25% в 1995-2012 гг. С другой стороны, осенью в период с середины 1950-х годов до 1998 г. чаще встречались годы с аномально высокими положительными значениями индекса ВАЗР (третий сверху график на Рис. 2.10г), что указывает на доминирующие циклонические режимы над ЕТР.

Так же, как и летом, влияние АМО на атмосферную циркуляцию в Атлантико-Европейском секторе осенью в период 1950-2012 гг. проявилось в том, что аномалии ТПО СА в периоды более теплой СА ассоциировались с отрицательными значениями пар индексов САК и ВАЗР (Рис. 2.21в). На тех же рисунках видно, что в период более холодной СА преобладали положительные значения пар индексов САК и ВАЗР. Выявленная структура сохраняется и при оценке связи аналогичных параметров в годы экстремумов ТПО (Рис. 2.21г). Причем отличия значений индексов САК, ВАЗР как в противоположные фазы индекса АМО, так и в годы экстремальных значений индекса были статистически значимыми. На линейность выявленной связи указывает более отчётливый совместный отклик САК и ВАЗР в годы экстремумов ТПО (Рис. 2.21г). САК Отрицательные фазы одновременно И колебания Восточная Атлантика/Западная Россия в более теплый период СА наблюдались в 30% случаях всех комбинаций циркуляционных индексов в осенние месяцы, а в 31% случаях отмечены и их одновременно положительные фазы в период холодной СА (Таблица 2.1).



Рисунок 2.21. Тоже, что на Рис. 2.11, но для индексов САК, СКА (а, б) и САК, ВАЗР (в, г) в осенью и САК, ВАЗР (д, е) помесячно в сентябре-ноябре в период 1950-2012 гг.

В отличие от лета, осенью явного различия значений индексов САК и СКА (пусть даже статистически незначимого, как летом) в противоположные фазы СА выявлено не было (Рис. 2.21а, 2.21б). На Рис. 2.21г показано, что большинство экстремальных положительных значений пары индексов САК и ВАЗР наблюдалось в период более холодной ТПО СА, в то время как экстремальные отрицательные значения той же пары индексов встречались в подавляющем большинстве лет периода более теплой ТПО СА. Различия пар индексов САК и ВАЗР периоды холодной и теплой ТПО СА незначимы (Рис. 2.21д). Как показано

на Рис. 2.21е, значимые различия пар индексов САК и ВАЗР в целом за осень в годы экстремальных ТПО СА сохраняются и для среднемесячных значений индексов в сентябре (Рис. 2.22а) и октябре (Рис. 2.22б). Значения пары индексов САК и ВАЗР в годы экстремальной холодной ТПО СА и в ее экстремально теплые годы (Рис. 2.22в) показали незначимые отличия в ноябре.



Рисунок 2.22. Связь значений ТПО СА в годы её экстремальных значений с индексами САК и ВАЗР в сентябре (а), октябре (б) и ноябре (в) в период экстремально холодной СА (круги со сплошной заливкой синего цвета) и в период экстремально теплой СА (круги с заливкой красного цвета).

B отличие от весны и лета пространственная структура среднего барического поля за осенние месяцы в период 1963-1994 гг. и 1995-2012 гг. была менее симметричной с точки зрения основных центров действия атмосферы. На среднее поле давления в осенние месяцы в 1963-1994 гг. наибольшее влияние оказали центры действия атмосферы, связанные с колебанием Восточная Атлантика, а также с колебанием Восточная Атлантика/Западная Россия (Рис. 2.23а). В формировании структуры среднего барического поля в 1995-2012 гг. более существенную роль сыграли САК колебание Восточная И Атлантика/Западная Россия (Рис. 2.23г). Несмотря на это, различия аномалий в осенью рассмотренными поле давления между периодами оказались статистически значимыми на большей части территории Восточно-Европейской равнины (Рис. 2.23в). Как показано на Рис. 2.23а и 2.23б, характерный барический центр действия, связанный с Гренландией, осенью в период 1963-1994 гг. находился над востоком Канады, а в 1995-2012 гг. он сместился на северо-восток в море Лабрадор. В то же время центр действия атмосферы над Западной Европой

в период 1963-1994 гг. (Рис. 2.23а) переместился в 1995-2012 гг. на северо-запад в Атлантический океан к берегам Ирландии (Рис. 2.23б).



Рисунок 2.23. То же, что на Рис. 2.18, но в сентябре-ноябре.

2.4. Механизмы формирования аномалий атмосферного переноса влаги, связанных с изменениями температуры поверхности Северной Атлантики

Океан обменивается энергией с атмосферой посредством испарения и турбулентного переноса явного тепла. При этом важным фактором является разность температуры между атмосферой и океаном, а также сама температура поверхности океана. Аномалии ТПО, наблюдаемые в течение нескольких месяцев подряд на обширных площадях акватории способны привести к существенному нагреву атмосферы. Атмосферная реакция, связанная с аномалиями ТПО во внетропических широтах, рассматривалась в работах (Hoskins and Karoly, 1981; Kushnir, 1994; Kushnir and Held, 1996). Согласно основам теории общей циркуляции атмосферы, во внетропическом океане поверхностный диабатический нагрев вызывает образование области более низкого давления к востоку от центра

нагрева. Область пониженного давления на поверхности отклоняет холодный полярный ветер в сторону области нагрева и направляет субтропический теплый воздух к востоку от центра низкого давления (Hoskins and Karoly, 1981). В работе (Kushnir, 1994) была обнаружена аналогичная реакция давления над внетропическим регионом Атлантического океана на мультидекадные колебания ТПО СА во все сезоны года. Близкие результаты были получены в эксперименте с моделью общей циркуляции атмосферы с предписанными аномалиями ТПО над внетропическим Атлантическим океаном (Kushnir and Held, 1996).

В качестве примера рассмотрим формирование отклика атмосферы на аномалии ТПО СА, наблюдавшееся весной. На Рис. 2.24а и 2.24б показано, что наибольшее похолодание СА и наибольшее ее потепление весной в периоды устойчивых противоположных аномалий отмечалось в акватории океана к востоку от о-ва Ньюфаундленд. Эти особенности аномалий ТПО СА сохраняются весной в периоды наблюдения квазиустойчивых режимов, связанных с Североатлантическим и Скандинавским колебаниями, речь о которых шла выше. В эти периоды формировался основной отклик атмосферы на аномалии ТПО СА.



Рисунок 2.24. Среднемноголетние аномалии ТПО СА (°С) весной в период 1963-1994 гг. (а) и в 1995-2012 гг. (б); а также в среднем за годы положительных фаз (в) обоих индексов САК и СКА в период 1963-1994 гг. и отрицательных их фаз (г) в период 1995-2012 гг.

На Рис. 2.25а и 2.25б отчетливо прослеживается, на фоне согласованности полей аномалий ТПО СА и результирующих тепловых потоков (явного и скрытого тепла) из океана в атмосферу, структура аномалий теплового потока отличается от структуры аномалий ДУМ (Рис. 2.25в, 2.25г). Реакция атмосферы на охлаждение СА в среднем за годы положительной фазы индексов САК и СКА в период 1963-1994 гг. проявилась в формировании области повышенного давления над океаном к юго-востоку от центра наиболее аномально холодной области (Рис. 2.25в). В то время как в среднем за годы отрицательной фазы индексов САК и СКА в период 1995-2012 гг. вызванная локальным источником тепла на нижней границе атмосферы реакция атмосферы отразилась в формировании области пониженного давления к юго-востоку от источника наибольшего нагрева (Рис. 2.25г). Дальнейшее формирование волнообразного отклика в толще атмосферы, в частности на высоте геопотенциала уровня 500 гПа, рассмотренное выше, происходило в соответствие с геострофическими принципами теории общей циркуляции атмосферы. Полученные результаты согласуются с выводами А.Б. Полонского о том, что основным механизмом воздействия АМО на климат регионов, граничащих с Северной Атлантикой, является реакция тепловых потоков на границе раздела океан-атмосфера и атмосферного давления на изменение термического состояния поверхности океана. Такой отклик приводит к смещению центров действия атмосферы и изменению интенсивности и преобладающих направлений распространения атмосферных циклонов и антициклонов (Polonskii, 2008). Как показано на Рис. 2.14, 2.19 и 2.23, в период более теплой СА по сравнению с более ее холодным период наблюдалось смещение центра действия атмосферы над Гренландией в целом в восточном направлении (весной и летом на юго-восток, а осенью на северо-восток). Вместе с тем, на тех же рисунках в те же периоды прослеживается перемещение барического центра действия, связанного с Азорским максимумом, весной на юго-восток, а летом и осенью на запад. Отмечается, что формирование давления над Северной Атлантикой, в значительной степени связано с сезонными особенностями изменений термических контрастов между высокими и низкими

широтами, а также между океанами и материками (Зверяев, 2013). Сезонные особенности температурных контрастов между Северной Атлантикой и Европейским континентом могут быть одной из причин выявленных различий барического поля в Европейском секторе весной по сравнению с летом и осенью.



Рисунок 2.25. Среднемноголетние аномалии теплового потока на поверхности океана (Вт/м2) (а, б), а также давления на уровне моря (гПа) (в, г) за годы положительных фаз (а, в) обоих индексов САК и СКА в период 1963-1994 гг. и отрицательных их фаз (б, г) весной в период 1995-2012 гг.

Возможные механизмы перестройки атмосферной циркуляции Атлантико-Европейского сектора в ответ на изменения ТПО СА связаны с бароклинностью реакции атмосферы на аномалии поверхностного диабатического нагрева океана во внетропических широтах (Smagorinsky 1953; Hoskins and Karoly 1981; Kushnir 1994; Kushnir and Held 1996). Многие исследователи полагают, что вызванные локальным источником тепла на нижней границе атмосферы изменения атмосферной циркуляции определяются сложным нелинейным взаимодействием между бароклинным и эквивалентно-баротропным механизмами (Murray and Simmonds 1995; Дианский 1998; Глазунов и др. 2001; Walter et al. 2001, Alexander et al. 2004).

Возможные циркуляционные механизмы, влияющие на изменения влагосодержания на Восточно-Европейской равнине, ассоциируются также с происходящими при потеплении изменениями, климата. Имеются ввиду изменения интенсивности крупномасштабной меридиональной атмосферной циркуляции со смещением к полюсу штормтреков в средних широтах Северного полушария, а также изменения положения основной ветви Полярного фронта. Например, исследователи полагают, что на особенности атмосферной циркуляции в умеренных широтах повлияло наблюдаемое в 1979–2003 гг. расширение к полюсам ячейки Гадлея (and Fu, 2007) в среднем 1° широты / 10 лет (Hudson et al., 2006) с одновременным уменьшением ее интенсивности (Lu et al., 2007). Расширение ячейки Гадлея в последние несколько десятилетий также выявлено по данным спутниковых наблюдений (Fu et al., 2006). Численные эксперименты с глобальными климатическими моделями также демонстрируют возможный в XXI веке сдвиг к полюсам траекторий движения циклонов средних широт (Bengtsson et al., 2006, Kushner et al., 2001, Lu et al., 2007, Yin, 2005). Изучая возможные механизмы такого смещения, исследователи приводят доводы о том, что при повышении температуры поверхности и уменьшении градиента температуры между полюсом и экватором, географическая широта наступления бароклинной нестабильности (ассоциирующейся с усилением циклонической активности) смещается к полюсу из-за повышения статической устойчивости субтропиков, увеличивающейся в атмосфере с более высоким содержанием влаги (Frierson et al., 2007). Исследователи полагают, что уменьшение градиента температуры между полюсом и экватором в период антропогенного потепления приводило к увеличению повторяемости блокингов на полушарии (Barriopedro et al., 2011; Wiedenmann et al., 2002; Мохов, 2006). Отмечается, что потепление климата вызывает изменения распределения источников тепла, что в свою очередь влияет на квазирезонансное усиление планетарных волн на полушарии (Petoukhov et al., 2013). В работе (Золотокрылин и др., 2011) сделан вывод о том, что в мае в период 1991-2007 гг. по сравнению с 1948-1990 гг. на Восточно-Европейской равнине наблюдалось смещение области максимумов циклонической активности

на 2-3° к югу (с 50°с.ш. к 47-48°с.ш.), что свидетельствует о расширении полосы наибольших осадков на равнине весной.

Атмосферная влага переносится синоптическими вихрями (циклонами), которые перемещаются средним потоком. Фронтальные системы циклонов ответственны за большую часть осадков умеренных широт. Механизм влияния долгопериодной изменчивости СА реализуется посредством изменения циклонической активности ввиду смещения путей циклонов как ответная реакция на изменение атмосферной циркуляции.

На Рис. 2.26а видно, что весной на западе и на востоке Восточно-Европейской равнины в период теплой СА по сравнению с ее более холодным периодом наблюдалась более частая повторяемость центров циклонов. Рост повторяемости циклонов на востоке равнины весной был статистически значимым. В тоже время в центре равнины повторяемость циклонов уменьшилась. Пути циклонов достаточно устойчивы. Особенно четко различия в структуре повторяемости центров циклонов на определенной территории проявляются в годы экстремумов преобладающих противоположных фаз колебаний барических центров, связанных прежде всего с исследуемой Как территорией. было показано, весной В устойчивые периоды ТПО СА наблюдались противоположных аномалий значимые различия противоположных фаз индекса СКА. Поэтому основные различия повторяемости циклонов на Восточно-Европейской равнине в весенний сезон связаны с центрами действия Скандинавского колебания, представляющего зональную волновую структуру. Весной годы с экстремальными положительными значениями индекса СКА ассоциировались с областью аномально высокого давления с центром над Скандинавией. На Рис. 2.26б отчетливо прослеживается практически полное отсутствие циклонов над Скандинавией в годы положительных экстремумов СКА в 1950-2012 гг., свидетельствующее о наблюдении эпизодов блокирования. На том же рисунке видно, что атлантический штормтрек при продвижении над континентом, отклоняясь к югу, огибал область повышенного давления над Скандинавией. При Черноземьем ЭТОМ над Центральным наблюдалась

повышенная повторяемость циклонов, что приводило к росту осадков в регионе. В это же время на ЕТР из-за смещения к югу путей циклонов, наблюдалось существенно меньшее количество циклонов, чем в отрицательную фазу Скандинавского колебания, когда атлантический штормтрек не отклонялся к югу (Рис. 2.26в).



Рисунок 2.26. Повторяемость циклонов (циклонодни/сезон) весной в 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. (а) и повторяемость циклонов в Атлантико-Европейском секторе в годы экстремальных значений СКА помесячно в марте-мае в 1950-2012 гг.: положительных (б) и отрицательных (в) по данным реанализа NCEP/NCAR. Узлы сетки, в которых наблюдались статистически значимые на уровне 0.05 изменения, отмечены точками.

На Рис. 2.27а прослеживается менее частая повторяемость центров циклонов летом в целом на Восточно-Европейской равнине в период теплой СА по сравнению с ее более холодным периодом. Как было показано, в устойчивые периоды противоположных аномалий ТПО СА наблюдались значимые различия противоположных фаз индекса ВАЗР. Основные различия повторяемости циклонов на Восточно-Европейской равнине в летний сезон связаны с центрами действия колебания Восточная Атлантика/Западная Россия. Особенно четко различия в структуре повторяемости центров циклонов можно увидеть в годы противоположных по знаку экстремальных значений ВАЗР. Основные различия в ВАЗР наблюдались на западе СА и над Британскими островами. В годы

положительных экстремумов ВАЗР на востоке ЕТР было существенно меньше циклонов (Рис. 2.27б). Напротив, на западе ЕТР в годы положительных экстремумов ВАЗР циклоны были более активными. В годы отрицательных экстремумов ВАЗР по сравнению с годами положительных экстремумов в летние месяцы над юго-востоком ЕТР чаще возникали блокирующие ситуации. Пути циклонов отклонялись, обтекая с севера и с юга антициклоническую область повышенного давления на ЕТР. В результате смещения циклонов на северона Украине наблюдалась более активная циклоническая западе ЕТР и деятельность, а в полосе между 45 и 60° в.д. циклоны практически полностью отсутствовали, что приводило к дефициту осадков в регионе (Рис. 2.27в). Режим сезонного блокирования западно-восточного переноса в Атлантико-Европейском секторе был достаточно хорошо изучен как с теоретической (Charney et al; 1981; Rex, 1950a; Rex, 1950b), так и с практической (Шакина, Иванова, 2010; et al., 2006; Pelly and Hoskins, 2003; Plaut and Vautard, 1994; Barriopedro Wiedenmann et al., 2002) точек зрения. В работе (Vautard, 1990) блокирование в Атлантико-Европейском секторе было выделено в качестве погодного режима, проявляющегося на различных временных масштабах.



Рисунок 2.27. То же, что на Рис. 2.26, но для ВАЗР летом и помесячно в июне-августе.

Как проиллюстрировано на Рис. 2.28а, осенью на Восточно-Европейской равнине в период теплой СА по сравнению с ее более холодным периодом наблюдалось уменьшение повторяемости центров циклонов. В устойчивые

периоды противоположных аномалий ТПО СА наблюдались значимые различия противоположных фаз индекса ВАЗР, поэтому различия повторяемости центров циклонов на равнине реализовывались в основном благодаря различиям преобладающих противоположных фаз колебания Восточная Атлантика/Западная Россия. Особенно четко отличающиеся пространственные структуры центров циклонов прослеживаются в среднем за годы противоположных по знаку экстремальных значений индекса ВАЗР (Рис. 2.286 и 2.28в). Ввиду достаточно сходных циркуляционных механизмов летом и осенью, влияющих на пути прохождения циклонов по ВЕР, осенью особенности повторяемости циклонов в BA3P противоположных экстремальных значений подробно годы не рассматриваются.



Рисунок 2.28. То же, что на Рис. 2.26, но для ВАЗР осенью и помесячно в сентябре-октябре.

Как следует из анализа Рис. 2.29а, зимой средняя повторяемость циклонов над ВЕР возрастала от периода 1926-1963 гг. к периоду 1995-2012 гг. Полученный результат не противоречит выводам об обнаружении положительного линейного тренда количества интенсивных штормов в странах Северной Европы за 1955–1994 гг. как по данным реанализа NCEP, так и по данным ERA40 (Benestad and Chen, 2006). Выявленные региональные особенности сезонной повторяемости циклонов на ВЕР весной, летом и осенью сохраняются и в целом для равнины. Как показано на Рис. 2.296, в периоды более теплой ТПО СА по сравнению с ее

более холодным периодом в среднем над равниной наблюдалось большее количество циклонов весной (Рис. 2.29б) и меньшая их повторяемость летом (Рис. 2.29в) и осенью (Рис. 2.29г).



Рисунок 2.29. Многолетняя изменчивость повторяемости центров циклонов и ее 11-летние скользящие средние значения над территорией Восточно-Европейской равнины (27-60°в.д., 45-70° с.ш.) в период 1926-2012 гг. зимой (а), весной (б), летом (в) и осенью (г) по данным реанализа 20С. Средние значения (сплошные линии) и среднеквадратические отклонения (прерывистые линии) показаны в периоды 1926-1962 и 1995-2012 гг. (линии красного цвета) и в период 1963-1994 гг. (линии синего цвета).

Рост влагосодержания атмосферы происходит благодаря увеличению испарения с поверхности океана, что связано с периодами более теплой ТПО СА, а также с глобальным потеплением. При преобладающем западном переносе основная масса испарившейся с поверхности океана влаги посредством адвекции воздушных масс переносится на континент. Выявленные сезонные изменения атмосферной циркуляции в Атлантико-Европейском секторе в периоды устойчивых противоположных аномалий ТПО СА приводили к изменениям локации путей циклонов, что в свою очередь повлияло на перераспределение

атмосферной влаги и формирование региональных особенностей ее пространственного распределения на ВЕР.

Анализ дивергенции влаги зимой показал, что при переходе от первого более теплого периода СА к ее более холодному периоду и далее от него ко второму более теплому периоду СА практически над всей Восточно-Европейской равниной наблюдалось уменьшение дивергенции влаги в среднем за период (Рис. 2.30a и 2.30б). При этом конвергенция потоков способствует притоку влаги в регион и может являться причиной роста количества осадков зимой в указанные периоды в регионах значимых изменений.



Рисунок 2.30. Среднемноголетние аномалии дивергенции, вертикально интегрированной в столбе на высоте от 1000 до 200 гПа атмосферной влаги (в 10⁻⁶ кг/м²с), представленное в виде скалярного поля: зимой (а, б), весной (в, г), летом (д, е) и осенью (ж, з) в 1926-1962 гг. (Рис. а, в, д, ж) и в 1995-2012 гг. (Рис. б, г, е, з) по сравнению с 1963-1994 гг. по данным реанализа 20С (оранжевый цвет указывает на увеличение дивергенции, зелёный обозначает ее уменьшение).

Весной в оба периода более теплой СА по сравнению с промежуточным более холодным ее периодом отмечалась статистически значимое уменьшение дивергенции влаги над южной половиной ВЕР, которое свидетельствует о возможности увеличения осадков на этой территории в связи с притоком влаги в регион (Рис. 2.30в и 2.30г). Летом (Рис. 2.30д и 2.30е) и осенью (Рис. 2.30ж и

2.303) дивергенция потоков влаги на юго-востоке равнины в оба периода более теплой СА свидетельствует об уменьшение поступления влаги в регион, что ассоциируется со снижением осадков в обозначенном регионе по сравнению с периодом более холодной СА.

2.5. Анализ осадков на территории Восточно-Европейской равнины в периоды устойчивых противоположных аномалий температуры поверхности Северной Атлантики по наземным и спутниковым данным

Необходимо отметить, что при исследовании осадков В периоды устойчивых аномалий ТПО СА из временных рядов их изменений не удалялся линейный тренд. Это обусловлено прежде всего тем, что тренд обычно связывают с глобальным потеплением. Однако это не совсем верно, поскольку задача разделения влияния естественной составляющей колебаний и антропогенных факторов на изменчивость климатических характеристик представляется весьма непростой (Santer et al., 2001; Trenberth, 2011). С другой стороны, как показано в работе (Зверяев, 2013), линейные тренды сезонных осадков были статистически незначимыми на большей части территории Европы в 1901-2000 гг. Исключение составила территория Скандинавии, в отдельных регионах которой вклад тренда в изменчивость осадков превысил 5% и коэффициенты тренды были статистически значимыми во все сезоны года. Тренды сезонных осадков на ВЕР были незначимыми практически на всей территории равнины весной, летом и осенью. Зимой на небольших по площади территориях на северо-востоке и на северозападе ЕТР, в Центральном Черноземье и на Украине также наблюдались значимые тренды осадков, вклад которых в изменчивость зимних осадков составил от 5 % до 10 %.

Зима. Анализ сезонных изменений количества осадков на Восточно-Европейской равнине в периоды устойчивых противоположных аномалий ТПО СА показал, что зимой на большей части равнины наблюдался рост средних за периоды 1926-1962 гг., 1963-1994 гг. и 1995-2012 гг. зимних осадков, происходящий от периода к периоду (Рис. 2.31а, 2.316, 2.31в). Рост средних за период зимних осадков в обозначенном регионе наблюдался и в период 1926-1962 гг., и в 1963-1994 гг. (Рис. 2.31г). В положительную фазу АМО в период 1995-2012 гг. наиболее существенным по сравнению с предыдущей холодной фазой АМО было значимое увеличение суммарных осадков (на 15-20%) на северозападе ВЕР (Рис. 2.31д).



Рисунок 2.31. Среднемноголетние осадки (мм/сезон) зимой на территории Восточно-Европейской равнины в периоды 1926-1962 гг. (а), 1963-1994 гг. (б) и 1995-2012 гг. (в), а также среднемноголетние аномалии (%) осадков в 1926-1962 гг. (г) и 1995-2012 гг. (д) по сравнению с 1963-1994 гг. по данным архива CRU-TS 3.21. Узлы сетки со статистически значимыми на уровне 0.05 изменениями осадков показаны точками.

Статистически значимое увеличение зимних осадков на северо-западе Восточно-Европейской равнины (в среднем на 10-15%) в период 1995-2012 гг. по сравнению с предыдущим периодом произошло в связи с активизацией устойчивой положительной фазы Североатлантического колебания в конце 1980-х - середине 1990-х годов и с ростом зимних осадков на севере Европы (Hurrel, 1995). Зимой СА оказывает наиболее заметное влияние на климат Атлантико-Европейского сектора за счет активизации потоков в системе «океан-атмосфера», наиболее сильных сезонных ветров и интенсификации атмосферной циркуляции (Kushnir, 1994). Вместе с тем, из-за существенной внутренней изменчивости атмосферной циркуляции зимой долгопериодное влияние ТПО CA на климатологию зимних осадков в Европе, не было выражено так сильно, как в другие сезоны.

Весна. Анализ данных весенних осадков показал, что положительные фазы индекса АМО ассоциируются с бОльшим количеством осадков в целом на Восточно-Европейской равнине, чем в отрицательную его фазу (Рис. 2.32а, 2.32б, 2.32в). Как следует из Рис. 2.32г, в период 1926-1962 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. наибольший рост весенних осадков наблюдался в обширной области со статистически значимыми изменениями на западе Волго-Вятского района (до 35%), на территории Уральской области Казахстана и юге Оренбургской области (до 25%), а также на юге Пермской области (до 18%). Локальные области значимого увеличения осадков весной в тот же период отмечены на западе европейской территории России (до 15%), на севере Архангельской области (до 15%) и на западе Ненецкого автономного округа (до 25-30%). Наряду с увеличением осадков в тот же период на территории ВЕР выявлены области дефицита весенних осадков, расположенные на северо-западе (до 17% на севере Карелии, до 15% на севере Мурманской области и до 19% на юго-западе Архангельской области) и северо-востоке Восточно-Европейской равнины (до 30% на северо-востоке республики Коми), а также на юге ВЕР с наибольшими значимыми изменениями до 18% в Приазовье и до 19% на территории Молдовы (Рис. 2.32г). Как можно увидеть на Рис. 2.32д, в период 1995-2012 гг. по сравнению с предыдущим холодным периодом СА дефицит осадков весной на ВЕР практически не наблюдался.



Рисунок 2.32. То же, что на Рис. 2.31 но для весенних осадков.

Необходимо отметить, что в современную более теплую фазу СА, как и в предыдущую теплую ее фазу, наибольшее увеличение весенних осадков по сравнению с периодом 1963-1994 гг. обнаружено на юго-востоке территории. Однако при этом территория увеличения осадков имеет бо́льшую площадь с более значительным приростом осадков. Так, на западе Оренбургской области и Казахстана, на юго-западе республики Башкортостан рост весенних осадков в период 1995-2012 гг. составил 25-35%, а изменения осадков в республике Калмыкия и на юге Волгоградской области доходили до 25-30% по сравнению с периодом 1963-1994 гг. К северу значения прироста весенних осадков в период 1995-2012 гг. уменьшались, наибольшие значимые изменения не превысили 16-18%. В тот же период отмечалось значимое увеличение весенних осадков до 30% на территории Кольского полуострова. Значимое понижение весенних осадков отмечено только на территории Молдовы.

Лето. Пространственная структура изменений летних осадков на Восточно-Европейской равнине в положительные фазы ТПО Северной Атлантики также демонстрирует согласованные региональные особенности по сравнению с

холодной фазой СА. Отметим, что направленность изменений летних осадков преимущественно противоположна изменениям осадков в весенний сезон. В обе рассмотренные теплые фазы ТПО Северной Атлантики по сравнению с ее холодной фазой на большей части Восточно-Европейской равнины наблюдались более сухие условия (Рис. 2.33а, 2.336 и 2.33в). Однако преимущественно эти изменения не были статистически значимыми. Как следует из анализа результатов, представленных на Рис. 2.33г, в период 1926-1962 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. наибольшее значимое уменьшение летних осадков наблюдалось на юго-востоке равнины: в Уральской области Казахстана (до 35-40%), на востоке Саратовской области и на юге Самарской области (до 15-20%). На Подольской возвышенности и в регионе Средней Печоры дефицит летних осадков составил 10-15%. В то же время области положительных аномалий летних осадков (не превысивших 10%) в основном сосредоточены на северо-западе Восточно-Европейской равнины. Отметим, что по сравнению с изменениями в предыдущую положительную фазу АМО, изменения летних осадков одного знака в период 1995-2012 гг. имеют ту же структуру, но они более однородны по территории. Положительные изменения летних осадков, не превысившие 15%, находятся на севере и северо-западе равнины. Дефицит летних осадков увеличивается по мере продвижения на юго-восток территории. При этом, как видно на Рис. 2.33д, область максимального значимого уменьшения осадков в период 1995-2012 гг., как и в случае с весенними осадками, занимает площадь вдвое больше, чем в период 1926-1962 гг. На этой территории наблюдалось уменьшение суммарных осадков летом на 15-20% в регионе Средней Волги и на западе Оренбургской области, а также на 25-30% в Северном Прикаспии (Рис. 2.33д).



Рисунок 2.33. То же, что на Рис. 2.31, но для летних осадков.

Осень. Анализ осенних осалков обнаружил сходные черты в пространственном распределении их аномалий (Рис. 2.34а-2.34в) и изменений на ВЕР (Рис. 2.34г-2.34д) в оба периода, соответствующих более теплой Северной Атлантике, по сравнению с периодом более холодной СА. Детальный анализ изменений осенних осадков в работе не приводится, поскольку в современный период положительной фазы АМО эти изменения были статистически незначимы (на уровне значимости 0.95) практически на всей территории исследования. Отметим лишь, что в обе положительные фазы АМО по сравнению с отрицательной фазой имеются согласованные области уменьшения осенних осадков (в среднем на 8% в период 1926-1962 гг.), расположенные в западной части ВЕР и на северо-западе равнины (Рис. 2.34г-2.34д).

Таким образом, территория на юго-востоке ВЕР является наиболее чувствительной к изменениям термического состояния ТПО СА весной, летом и осенью, поскольку на этой территории в противоположные периоды устойчивых аномалий ТПО СА наблюдались наибольшие статистически значимые различия сезонных осадков. Как показано в таблице 2.3, на юго-востоке ВЕР зимой среднемноголетние осадки возрастали от первого периода потепления СА к ее более холодному периоду и затем к периоду современного потепления СА. Весной на юго-востоке ВЕР в более теплые периоды ТПО СА по сравнению с холодным ее периодом наблюдалось в среднем больше осадков, а летом и осенью, напротив, меньше (Таблица 2.3).



Рисунок 2.34. То же, что на Рис. 2.31, но для осенних осадков.

Таблица 2.3. Изменения сезонных осадков (мм), усредненные по территории в границах 47-55° с.ш. и 45-58° в.д., в периоды более теплой СА по сравнению с более холодной СА.

	1926-1962 vs 1963-1994	1995-2012 vs 1963-1994				
зима	-12.8	2.4				
весна	8	16.3*				
лето	-10.9	-19*				
осень	-9.3	-1.8				

статистически значимые изменения отмечены *

Изменения осадков осенью были статистически значимыми лишь в небольших областях Восточно-Европейской равнины. Изменения среднего количества осадков за периоды более теплой СА по сравнению с ее холодным периодом носили разнонаправленный характер весной и летом в целом на Восточно-Европейской равнине. Это привело к своеобразному взаимному компенсационному эффекту сезонных изменений осадков на равнине весной и летом. То есть как правило положительные/отрицательные аномалии осадков на равнине весной сопровождались отрицательными/положительными аномалиями летних осадков в среднем за периоды более теплой/более холодной ТПО СА. В результате несмотря на особенности изменений осенних осадков на Восточно-Европейской равнине, пространственная структура изменений годовых осадков на равнине в периоды устойчивых аномалий ТПО Северной Атлантики оказалась во многом схожа со структурой зимних осадков (Рис. 2.31г и 2.31д; 2.35а и 2.35б). Как видно на Рис. 2.35а и 2.35б, в периоды устойчивых противоположных ТПО СА не наблюдается закономерности пространственного аномалий распределения средних многолетних сумм годовых осадков на ВЕР, что связано с отсутствием аналогичной закономерности в зимних осадках. Как показано на Рис. 2.35а, в период 1926-1962 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. в центре Европейского Севера наблюдался не превысивший 10% значимый рост годовых осадков. В то время, как на остальной территории ВЕР преобладало снижение годового количества осадков в пределах 10%. В те же периоды наиболее существенно (до 20%) годовые осадки понизились на Кольском полуострове, на территории республики Коми и Ненецкого округа, в Поволжье, Молдавии и на Украине. Вместе с тем, незначимые изменения зимних осадков преобладали на ВЕР в 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. (Рис. 2.35б).



Рисунок 2.35. Среднемноголетние аномалии годовых осадков (%) в период 1926-1962 гг. (а) и в 1995-2012 гг. (б) по сравнению с 1963-1994 гг. Изолинии проведены с шагом в 10 %. Статистически значимые изменения (на уровне 95%) показаны точками.

Исключение составила территория Европейского Севера, где наблюдался рост до 10-20% зимних осадков. Таким образом, на востоке и на западе Европейского Севера среднемноголетние годовые суммы осадков увеличивались от первого рассмотренного периода более теплой ТПО СА к последнему современному периоду более теплой ТПО СА.

Анализ Рис. 2.36-2.39 выявил региональные особенности изменений сезонных осадков, присущие каждому из рассмотренных архивов. Увеличение зимних осадков на Европейской части России в период 1926-1962 гг. и в 1936-1962 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. продемонстрировали практически все метеостанции из архива данных основных метеорологических параметров на станциях России, подготовленный в ВНИИГМИ-МЦД (Рис. 2.36б и 2.36в). Около 20% данных метеостанций из архива с коррекцией не показали увеличение зимних осадков в 1936-1962 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. (Рис. 2.36а). В 1995-2010 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. подавляющее большинство метеостанций из обоих архивов показали увеличение зимних осадков (Рис. 2.36д и 2.36е). Отличие между результатами в том, что по данным архива с коррекцией рост количества осадков в центре и на севере ЕТР в 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. вследствие недоучета осадков из-за несовершенства технологии их сбора был приблизительно на 10% меньше, чем по данным архива без коррекции. Данные дистанционного зондирования показали увеличение осадков в центре и на севере ЕТР в среднем за период 1995-2010 гг. по сравнению с 1979-1994 гг.

Было обнаружено наибольшее расхождение с изменениями весенних осадков в период 1926-1962 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. по данным архива без коррекции, согласно которым в центре Восточно-Европейской равнины приблизительно половина метеостанций показала увеличение осадков, а другая половина – их уменьшение; а на севере равнины данные показали значимое уменьшение весенних осадков (Рис. 2.37в). В период 1936-1962 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. метеостанции из обоих архивов продемонстрировали рост осадков на юго-востоке ЕТР (Рис. 2.37а и 2.37б). Ситуация в 1995-2012 гг. по обоим архивам (Рис. 2.37д и 2.37е) подтвердила рост весенних осадков, полученный

ранее по архиву данных CRU TS 3.21. Как видно на Рис. 2.37ж, спутниковые данные демонстрируют непротиворечивые описанным выше изменения весенних осадков, указывающие на увеличение осадков весной в 1995-2010 гг. по сравнению с 1979-1994 гг.



Рисунок 2.36. Изменение зимних осадков (%) в периоды 1936-1962 гг. (а, б) и 1926-1962 гг. (в), в 1995-2012 гг. (д, е) по сравнению с 1963-1994 гг. по данным метеостанций и в 1995-2010 гг. по сравнению с 1979-1994 гг. по спутниковым данным. Рис. (а, д) выполнены по данным архива метеостанций с устранением систематических погрешностей осадкомерных приборов, Рис. (б, в, е) – по данным архива без коррекции.



Рисунок 2.37. Изменение весенних осадков (%) в периоды 1936-1962 гг. (а, б) и 1926-1962 гг. (в), в 1995-2012 гг. (д, е) по сравнению с 1963-1994 гг. по данным метеостанций и в 1995-2010 гг. по сравнению с 1979-1994 гг. по спутниковым данным. Рис. (а, д) выполнены по данным архива метеостанций с устранением систематических погрешностей осадкомерных приборов, Рис. (б, в, е) – по данным архива без коррекции.

Оценки изменений летних осадков показали их уменьшение в целом по территории Восточно-Европейской равнины, как в период 1926-1962 гг. по архиву без поправок (Рис. 2.38в), так и в 1936-1962 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. по обоим архивам метеостанций (Рис. 2.38а и 2.38б). Пространственная структура изменений летних осадков в 1995-2012 гг. свидетельствует об значимом их уменьшении на юго-востоке ЕТР (Рис. 2.38д и 2.38е). На Рис. 3ж показано, что практически на всей территории ЕТР в период 1995-2010 гг. по сравнению с 1997-1994 гг. наблюдалось снижение количества осадков, наименьшее на северо-западе и наибольшее на юго-востоке.



Рисунок 2.38. Изменение летних осадков (%) в периоды 1936-1962 гг. (а, б) и 1926-1962 гг. (в), в 1995-2012 гг. (д, е) по сравнению с 1963-1994 гг. по данным метеостанций и в 1995-2010 гг. по сравнению с 1979-1994 гг. по спутниковым данным. Рис. (а, д) выполнены по данным архива метеостанций с устранением систематических погрешностей осадкомерных приборов, Рис. (б, в, е) – по данным архива без коррекции.

Анализ изменений осенних осадков на территории показал их уменьшение и в 1926-1962 гг. (Рис. 2.39а), и в 1936-1962 гг. (Рис. 2.39б, 2.39в). С другой стороны, снижение осадков на юго-востоке, в центре ЕТР сохраняется по данным большинства метеостанций и в период 1995-2012 гг. (Рис. 2.39д, 2.39е). Уменьшение осадков на востоке ЕТР в 1995-2012 гг. по сравнению с 1979-1994 гг. демонстрируют спутниковые данные (Рис. 2.39ж).



Рисунок 2.39. Изменение осенних осадков (%) в периоды 1936-1962 гг. (а, б) и 1926-1962 гг. (в), в 1995-2012 гг. (д, е) по сравнению с 1963-1994 гг. по данным метеостанций и в 1995-2010 гг. по сравнению с 1979-1994 гг. по спутниковым данным. Рис. (а, д) выполнены по данным архива метеостанций с устранением систематических погрешностей осадкомерных приборов, Рис. (б, в, е) – по данным архива без коррекции.

Таким образом, в результатах, полученных по данным различных отечественных и зарубежных архивов, а также согласно данным дистанционного зондирования, в целом отсутствуют явные противоречия.

Из-за своеобразной взаимной компенсации сезонных осадков, наибольшей на юго-востоке BEP, связанной с влиянием аномалий ТПО СА, резонно предположить, что наиболее важными для оценки изменений годовых осадков являются зимние осадки. Однако оценка вклада сезонных осадков в изменчивость годовых осадков на BEP в 1901-2012 гг. показала, что наибольшую роль играют летние и осенние осадки (Рис. 2.40).



Рисунок 2.40. Пространственное распределение вклада сезонных осадков (%) в изменчивость годовых осадков в 11-ти квази-однородных регионах изменений годовых осадков в 1901-2012 гг.

На том же рисунке проиллюстрировано, что доля зимних осадков была наименьшей среди всех сезонных оценок практически во всех регионах на севере BEP. Величина вклада зимних осадков связана с их региональной изменчивостью. В северных регионах, где наблюдается устойчивый снежный покров в течение всего зимнего сезона (в среднем 150 дней), роль зимних осадков невелика и варьируется от 10% до 14% (Таблица 2.4). Как проиллюстрировано в Таблице 2.4, невелика роль зимних осадков и в Северо-Западном Прикаспии (10.1%), где число дней со снежным покровом наименьшее на равнине и не превышает 50 дней в году. Более существенную роль зимние осадки играют на юге и на юго-востоке Восточно-Европейской равнины. Их изменчивость объясняет от пятой части до трети изменчивости годовых осадков на равнине (Таблица 2.4).

Таблица 2.4. Вклад сезонных осадков (%) в изменчивость годовых осадков в 11-ти квазиоднородных регионах изменений КУ в 1901-2012 гг.

	1	2	3	4	5	6	7	8	10	11	13
зима	21.1	11.9	12.4	29.2	10.1	10.0	19.0	12.3	14.0	13.3	13.4
весна	13.7	15.2	17.3	13.1	48.9	11.8	14.0	12.0	18.1	13.7	5.0
лето	37.2	40.4	34.9	33.6	22.2	40.3	31.2	43.6	33.2	37.2	28.1
осень	28.0	32.6	35.4	24.0	18.9	37.9	35.9	32.0	34.7	35.9	53.4
Сравнение радиационного индекса сухости Будыко и показателя ресурсов тепла и влаги позволило получить следующие результаты.

Из анализа Рис. 2.41 следует, что наибольший вклад в годовое увлажнение территории неучтенного в РИС снега в соответствии с индексом РТВ оценивается от 50 до 70% в центре среднетаежных и южнотаежных ландшафтов ЕТР. На этой территории сосредоточены статистически значимые отличия рассмотренных параметров. От 12% до 25% может быть оценен вклад таяния снега в увлажнение территории в подтаежной зоне и в лесостепях Центрального Черноземья (Рис. 2.41). Наименьшая роль запасов снега отмечается в зоне неустойчивого и недостаточного увлажнения в степной зоне, где снегонакопление может увеличить годовое увлажнение не более чем на 5%. Таким образом, для более адекватной оценки ресурсов весеннего увлажнения территории в регионах Центрального Черноземья, с гидротермическим коэффициентом наряду Селянинова (ГТК), учитывающего только соотношение суммарных температур к количеству осадков при температурах больше 10°С, целесообразно использовать принимающий во внимание запасы снега показатель РТВ.



Рисунок 2.41. Разность (%) годового РТВ и РИС в период 1966-2010 гг. Значимые на уровне 0.05 изменения показаны кругами с полужирной обводкой черного цвета.

2.6. Устойчивость отклика атмосферной циркуляции на изменения температуры поверхности Северной Атлантики в численных экспериментах воспроизведения доиндустриального климата

Глобальные режимы многолетней климатической изменчивости, предположительно обусловлены сочетанием множества достаточно медленных океанических процессов регионального масштаба, определяющих динамическую память климатической системы на фоне относительно быстро меняющихся крупномасштабных атмосферных процессов (Kravtsov et al., 2018). В той же работе сделано предположение о том, что эти быстрые процессы могут как подпитывать энергией многолетнюю климатическую изменчивость, так и обеспечивать возможность как внутри-, так и межбассейновой связи, а также синхронизировать различные климатические колебания.

Описанные в данной главе результаты влияния СА на атмосферную циркуляцию в Атлантико-Европейском секторе нуждаются в проверке на устойчивость отклика на более длительных временных интервалах. Такое исследование возможно с привлечением результатов численных экспериментов. Наиболее важным является определение роли естественной климатической изменчивости, поэтому были рассмотрены климатические модели, участвующие в эксперименте по воспроизведению доиндустриального климата (Pre-industrial воздействия CO₂ control. PiControl) без учета эмиссии период В продолжительностью от 300 до 850 лет.

Рассмотренные модели эксперимента PiControl достаточно реалистично воспроизводят климат СА в доиндустриальный период (Рис. 2.42а). При этом наиболее низкая приповерхностная температура СА представлена моделями MPI (ниже наблюдаемой на 11° С) и IPSL (ниже наблюдаемой на 8° С). Как показано на Рис. 2.426-2.420, наиболее близко к действительности аномалии TПО СА воспроизводят модели CNRM, MPI, HadGEM2-ES и IPSL, а модели INM и MIROC – наименее реалистичные колебания TПО. Вместе с тем, амплитуда колебаний

ТПО СА в XX-XXI вв. (Рис. 2.42б) наиболее достоверно представлена в моделях HadGEM2-ES (Рис. 2.42е) и GFDL (Рис. 2.42н). Долгопериодная изменчивость ТПО СА хотя и присутствует в моделях, однако все же еще недостаточно хорошо отражается всеми без исключения рассмотренными моделями, поскольку в полной мере не воспроизводится 60-80-яя квазицикличность.



Рисунок 2.42. ТПО СА (°С) по данным МОЦАО эксперимента PiControl и данным архива HadISST (а) и многолетняя изменчивость аномалий ТПО СА (°С) и ее сглаженные временные ряды 11-ти летних скользящих средних значений согласно данным HadISST (б) в 1901-2015 гг. и МОЦАО PiControl: CNRM-CM5 в 1850-2699 гг. (в), MPI в 1850-2230 гг. (г), NCAR-CESM1-BGC за 500 лет (д), HadGEM2-ES в 1860-2350 гг. (е), INM в 1850-2349 гг. (ж), IPSL в 1800-2099 гг. (з), MIROC в 1800-2479 гг. (и), NASA-GISS в 2410-2949 гг. (к), NorESM1-M за 500 лет (л), BCC за 500 лет (м), GFDL в 1861-2200 гг. (н) и CSIRO за 500 лет (о). *(окончание рисунка на следующей странице)*



Рисунок 2.42. (*окончание*) ТПО СА (°С) по данным МОЦАО эксперимента PiControl и данным архива HadISST (а) и многолетняя изменчивость аномалий ТПО СА (°С) и ее сглаженные временные ряды 11-ти летних скользящих средних значений согласно данным HadISST (б) в 1901-2015 гг. и МОЦАО PiControl: CNRM-CM5 в 1850-2699 гг. (в), MPI в 1850-2230 гг. (г), NCAR-CESM1-BGC за 500 лет (д), HadGEM2-ES в 1860-2350 гг. (е), INM в 1850-2349 гг. (ж), IPSL в 1800-2099 гг. (з), MIROC в 1800-2479 гг. (и), NASA-GISS в 2410-2949 гг. (к), NorESM1-M за 500 лет (л), BCC за 500 лет (м), GFDL в 1861-2200 гг. (н) и CSIRO за 500 лет (о).

Сравнение ведущих мод ЭОФ-анализа давления по реанализам и моделям показало. что ведущие моды описывают сравнительно сходную долю изменчивости. Например, по данным реанализа вклад первой ведущей моды ЭОФ-анализа в изменчивость Z500 составил чуть более 20% во все сезоны с наибольшей долей летом (Рис. 2.43а-2.43г). Результаты не противоречат выводам, сделанным в работе (Бокучава, Семенов, 2018). А по данным HadGem2 доля той же ведущей моды была либо почти 20%, либо чуть более 20% во все сезоны, а максимальная доля объясненной дисперсии приходилась также на летний сезон (Рис. 2.43д-2.433).



Рисунок 2.43. Сезонные ведущие моды ЭОФ-анализа (с вращением) Z500 с удаленным трендом по данным реанализа NCEP 20C зимой (а), весной (б), летом (в) и осенью (г) в 1950-2012 гг. и их корреляция с временными рядами циркуляционных индексов, а также по данным модели HadGem2 зимой (д), весной (е), летом (ж) и осенью (з) в 1860-2097 гг. (продолжение рисунка на следующей странице)



Рисунок 2.43 (*продолжение*). Сезонные ведущие моды ЭОФ-анализа (с вращением) Z500 с удаленным трендом по данным реанализа NCEP 20С зимой (а), весной (б), летом (в) и осенью (г) в 1950-2012 гг. и их корреляция с временными рядами циркуляционных индексов, а также по данным модели HadGem2 зимой (д), весной (е), летом (ж) и осенью (з) в 1860-2097 гг. (окончание рисунка на следующей странице)



Рисунок 2.43 (*окончание*). Сезонные ведущие моды ЭОФ-анализа (с вращением) Z500 с удаленным трендом по данным реанализа NCEP 20С зимой (а), весной (б), летом (в) и осенью (г) в 1950-2012 гг. и их корреляция с временными рядами циркуляционных индексов, а также по данным модели HadGem2 зимой (д), весной (е), летом (ж) и осенью (з) в 1860-2097 гг.

Анализ пространственно-временных структур ведущих мод Z500 по данным реанализа И климатическим моделям показал, что модели способны воспроизводить как зональную, так и меридиональную циркуляцию во все сезоны Из-за особенностей воспроизведения атмосферной года. основных мод циркуляции моделями, связанной с существенным разбросом результатов, а также для полноты картины мы приводим результаты ЭОФ-анализа пяти ведущих мод. Согласно данным реанализа, североатлантическое колебание зимой, весной и летом ассоциируется со второй ЭОФ-модой (Рис. 2.43а, 2.43б и 2.43в), а осенью четвертой ЭОФ-модой (Рис. 2.43г). Структура САК по данным модели HadGem2 зимой, весной и летом ассоциируется с третьей ЭОФ-модой (Рис. 2.43д, 2.43е и 2.43ж), а осенью – с четвертой ЭОФ-модой (Рис. 2.433). Согласно проекции модели IPSL, зимой и осенью с САК ассоциируется ЭОФ-3 (Рис. 2.44а и 2.44в), а летом – ЭОФ-4 (Рис. 2.44б). Таким образом, на долю ведущей компоненты ЭОФанализа, связанной с САК, по данным HadGem2 и IPSL приходится меньший

процент объясненной дисперсии, чем данным реанализа. Подобная ПО закономерность прослеживается ПО данным большинства рассмотренных моделей. Первые две ведущие ЭОФ-компоненты в рассмотренных моделях, как правило, связаны с изменчивостью полярного вихря, а также с центрами действия атмосферы в северной части Тихого океана. На примере модели, HadGem2 можно модель способна воспроизводить основные ведущие моды увидеть, что изменчивости барического поля: Тихоокеанское/Североамериканское колебание TCA (2-й слева рисунок в Рис. 2.43д), Западно-Тихоокеанское колебание ЗТ (4-й слева рисунок в Рис. 2.43д), колебание приполярной области ПЕ (5-й слева рисунок в Рис. 2.43д), скандинавское колебание СКА (5-й слева рисунок в Рис. 2.433), колебание Восточная Атлантика/Западная Россия ВАЗР (3-й слева рисунок в Рис. 2.433).

Как продемонстрировано В Таблице 2.5, десять ИЗ двенадцати рассмотренных климатических моделей (за исключением GFDL и CSIRO) зональной атмосферной усиление региональной показали циркуляции В Атлантическом секторе зимой и весной в среднем за годы более холодной СА, а в среднем за годы более теплой СА продемонстрировали ее ослабление. Полученные результаты согласуются с оценками аналогичных характеристик по данных реанализов ERA-20С и NCEP-20С в период 1901-2012 гг., согласно которым в период более холодной СА по сравнению с ее более теплым периодом наблюдалось увеличение градиента давления между крупномасштабными областями с центрами на юге Гренландии и Азорскими островами, что ассоциируется с усилением зональной атмосферной циркуляции. На фоне ослабления зональной циркуляции над континентом наблюдается активизация циркуляции меридионального типа, связанной с повышением повторяемости случаев смены воздушных масс, поступающих из более южных широт, воздушными массами, поступающими на континент в результате арктических вторжений. Все это может приводить к более частому наблюдению погодных большинство контрастов. Таким образом, моделей эксперимента по

моделированию доиндустриального климата продемонстрировали устойчивый отклик аналога североатлантического колебания на изменения ТПО СА. ЭОФ1 (21.6%) ЭОФ2 (15.1%) ЭОФ3 (9.5%) ЭОФ4 (6.6%) ЭОФ5 (5.6%)



Рисунок 2.44. Сезонные ведущие моды ЭОФ-анализа (с вращением) Z500 с удаленным трендом по модели IPSL (piControl) зимой (а), летом (б) и осенью (г) в 1800-2099 гг.

Эксперименты с МОЦАО, направленные на воспроизведение наблюдаемых ТПО в Атлантическом и/или Тихоокеанском секторе, способны моделировать имеющиеся глобальные дальние связи, ассоциирующиеся с многолетней климатической изменчивостью (Chikamoto Y. et al., 2015; Kucharski et al., 2016; Li et al., 2016; Zhang and Delworth, 2007; Zhang et al., 2007). Однако, в целом

еще климатические модели все недостаточно совершенны, поскольку стандартные ансамблевые модельные прогоны обладают гораздо меньшей способностью воспроизводить дальние связи, демонстрируя спонтанные низкочастотные колебания (Knutson et al., 2016; Qasmi et al; 2017; Zanchettin et al; 2015). Помимо этого, в экспериментах моделирования климата без внешнего воздействия имитируется меньшая дисперсия АМО, чем в экспериментах по моделированию исторического климата (Murphy et al., 2017). В той же работе сделано предположение о том, что для объяснения наблюдаемых в ХХ-м веке колебаний и долгопериодная характеристик AMO, таких, как размах изменчивость, необходимо внешнее воздействие.

Таблица 2.5. Сезонные композиты аномалий Z500 (гпм) (с удаленным трендом) в среднем за годы положительных (I) и отрицательных (II) аномалий ТПО в регионе, ограниченном 20-70°с.ш., 75-5°в.д. по данным климатических моделей проекта PiControl.

период		850	291	500	406	500	200
МО	<u>пель</u>	CNRM-CM5	MPI	CESM1-BG	HadGEM2-ES	INM	IPSL
3 И М А	I	135° 3 A 135° 3 A 45° 3 A 45° 8 A		135° 3, 45° 3, 45° 3, 45° 8, 45° 8,			
	II	135° зд. 135° вд. 45° зд. 45° вд.		135° зд 135° вд. 45° зд 45° зд			
B E C H A	Ι	135° зд. 135° вд. 135° вд.		135° з.д. 135° в.д.			
	Π	135° 3,A 135° 8,A 45° 3,A 45° 8,A		135° 3.0. 135° 8.0. 135° 8.0.			



период (число лет)		680	540	500	500	340	500
модель		MIROC	GISS	NorESM1-M	BCC	GFDL	CSIRO
3 И М А	I			135° 3.0. 45° 3.0. 45° 8.0. 45° 8.0.	135° зд. 45° зд. 45° вд.		
	Π			135° 3 A 135° B.A. 135° B.A. 45° B.A.	135° 3.0. 45° 3.0. 45° 8.0.		
B E C H A	Ι			135° 3.A. 135° 8.A. 45° 8.A.	135° 3 д. 45° 3 д. 45° 8 д.		
	П			135° 3.A. 135° 8.A. 135° 8.A. 135° 8.A. 135° 8.A.	135° 3, 135° 8, 135° 8, 135		



Многие исследователи отмечают, что, хотя некоторые климатические модели способны имитировать определенные качественные характеристики наблюдаемой изменчивости климата (Barcikowska et al., 2016; Knutson et al., 2016), в целом наблюдаемые количественные расхождения между моделями и наблюдениями показали, что ни одна климатическая модель не смогла детально воспроизвести все характеристики наблюдаемого климата (Kravtsov et al., 2018).

В работах (Kravtsov et al., 2018; Kravtsov, Callicutt, 2017a) было показано, что наблюдаемые и смоделированные колебания в ответ на внешнее воздействие имеют различный характер. В работах тех же авторов отмечается, что проблема может быть связана с отражением внутренней динамики климатической системы, которая в моделях проекта CMIP5 имеет некоторые искажения. При этом наиболее отводится проблемам, существенная роль связанным С воспроизведением динамики морского льда, взаимосвязи ТПО СА и САК, мезомасштабных вихрей в океане, а также с механизмами положительной обратной связи, связанной с облачностью (Brown et al., 2016; Eade et al., 2014; Evan et al., 2013; Kushnir et al., 2002; Martin et al., 2014; Siqueira and Kirtman, 2016; Stockdale et al., 2015; Siegert et al., 2016; Wyatt and Curry, 2014; Yuan et al., 2016). Однако, с другой стороны, указывается на то, что, климатические модели, возможно, недооценивают долгопериодные изменения отклика климатической системы на внешнее воздействие или искажают само это воздействие (Booth et al., 2012; Murphy et al., 2017; Kravtsov, Callicutt, 2017b).

2.7. Сравнительная характеристика атмосферного увлажнения в бассейне Волги в периоды устойчивых противоположных аномалий температуры поверхности Северной Атлантики

В разделе 2.5 территория ВЕР на востоке и юго-востоке была определена как наиболее чувствительная к изменениям термического состояния ТПО СА

123

весной, летом и осенью, поскольку на этой территории в противоположные периоды устойчивых аномалий ТПО СА наблюдались наибольшие статистически значимые различия сезонных осадков. Обозначенная территория включает восточную часть бассейна р. Волга, на которой расположен бассейн р. Кама. Важность изменений климата, происходящих на востоке бассейна Волги, связана с наибольшим вкладом рек бассейна Камы в сток Волги: в бассейне Камы формируется 65% годового стока Волги (Антропогенные воздействия, 2003; Зайцева, 1990; Коронкевич, Зайцева, 2005). Необходимо отметить, что полученные в данном разделе результаты, касающиеся речного стока р. Волга, имеют дискуссионный характер прежде всего в связи с регулированием стока.

Как показано на графике на Рис. 2.45а, зимой среднемноголетнее интегральное влагосодержание в бассейне Волги, возрастало при переходе от первого периода более теплой ТПО СА к периоду более холодного ее состояния, а затем ко второму современному периоду более теплой СА. Установлено, что весной в оба рассмотренных периода более теплой СА по сравнению с более холодным ее периодом, интегральный объем переносимой влаги с акватории Северной Атлантики в регион водосбора Волги был больше (в среднем на 10.1%) (Рис. 2.45б), а летом (Рис. 2.45в) и осенью (Рис. 2.45г) на территорию бассейна Волги поступало существенно меньше атмосферной влаги (соответственно на 19.5% и 10.8%), что согласуется с изменениями среднемноголетних сезонных осадков в бассейне Волги в периоды устойчивых противоположных аномалий ТПО СА, описанными в разделе 2.5. Долгопериодная изменчивость ТПО СА оказывала значимое влияние на изменения сезонных осадков в бассейне Волги и наиболее существенное влияние – в бассейне Камы.

Анализ изменчивости суммарного годового речного стока р. Волга (в створе Волгограда) показал его значимую корреляцию с годовыми осадками, годовым КУ, РИС Будыко и испаряемостью в периоды устойчивых противоположных аномалий ТПО СА, как в бассейне Волги, так и в бассейне Камы (коэффициенты корреляции представлены в Таблице 2.6). На значимую связь годовых суммарных осадков и стока Волги указывают результаты многих исследователей (например,

Алексеевский и др., 2013; Фролов, 2003), подкрепляющие результаты оценок, полученных в этом исследовании. В Таблице 2.6 показано, что временные ряды КУ и годового стока Волги демонстрируют синхронные изменения, в то время как изменения индекса сухости и стока асинхронны. При увеличении КУ и снижении индекса сухости наблюдается рост суммарного годового стока Волги. Наиболее тесная связь стока Волги наблюдалась с годовым КУ (т.е. с учетом годовой испаряемости) (Таблица 2.6). существенности 0 роли испаряемости В формировании годового стока Волги свидетельствует менее тесная его связь с радиационным индексом сухости, в котором в качестве эквивалента тепла используются данные радиационного баланса, а не испаряемости.



Рисунок 2.45. Многолетние изменения суммарного за год интегрального влагосодержания (кг/м²) зимой (а), а также весной (б), летом (в) и осенью (г) в период 1926-2012 гг. и их средние значения (линии красного цвета) за периоды устойчивых противоположных аномалий ТПО СА.

Изменения коэффициента корреляция между стоком Волги и коэффициента увлажнения в ее бассейне в различные периоды устойчивых противоположных аномалий ТПО СА обусловлены изменениями атмосферной циркуляции, а также изменением соотношения изменений годовых осадков и испаряемости. В оба рассмотренных периода более теплой СА по сравнению с более холодным ее периодом наблюдалось уменьшение среднего за период КУ в бассейне Волги (Рис. 2.46в, 2.46г и Рис. 2.47а). Вместе с тем существенный рост средних многолетних годовых осадков преобладал в бассейне Волги в 1963-1994 гг. по сравнению с 1926-1962 гг. (Рис. 2.35а), а также наблюдался и в среднем по бассейну (Рис. 2.47б). На том же рисунке видно, что в 1995-2012 гг. количество средних по территории бассейна годовых осадков еще незначительно увеличилось.

Таблица 2.6. Коэффициенты корреляции суммарного годового стока Волги (Волгоград) с годовым коэффициентом увлажнения (КУ), радиационным индексом сухости Будыко (РИС), годовыми осадками и испаряемостью, усредненными в бассейне Волги (1) и Камы (2), в периоды противоположных устойчивых аномалий ТПО СА в 1901-2012 гг.: 1901-1925 гг. (I), 1926-1962 гг. (II), 1963-1994 гг. (III), 1995-2012 гг. (IV), 1901-2012 гг. (V). Все коэффициенты статистически значимы на уровне 0.05.

	с КУ		с РИС		с годовыми		с испаря-	
	1	2	1	2	1	2	1	2
Ι	0.61	0.62	-0.59	-0.58	0.55	0.56	-0.53	-0.53
Π	0.55	0.56	-0.53	-0.51	0.59	0.58	-0.33	-0.35
III	0.71	0.67	-0.66	-0.67	0.71	0.67	-0.56	-0.54
IV	0.76	0.63	-0.72	-0.6	0.66	0.55	-0.73	-0.6
\overline{V}	0.63	0.61	-0.58	-0.57	0.61	0.59	-0.48	-0.47

С другой стороны, в 1995-2012 гг. по сравнению с периодом более холодной ТПО СА на большей части территории ВЕР наблюдался рост годовой испаряемости с наибольшими значениями прироста 10% на территории бассейна Волги (Рис. 2.46б). В то же время, в 1926-1963 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. на равнине отмечено в основном снижение испаряемости за исключением междуречья Днепра и Дона, а также запада бассейна Камы, где в этот период наблюдалось повышение испаряемости, не превысившее 2% (Рис. 2.46а). В период 1995-2012 гг. испаряемость стала играть более существенную роль в изменениях годового увлажнения на ЕТР и в том числе, на территории бассейна Волги, в то время как в предыдущие периоды определяющее влияние на годовое

увлажнение на территории бассейна играли годовые осадки. Как видно из Таблицы 2.6, связь годового стока Волги с годовыми осадками в 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. понизилась, а роль суммарной за год испаряемости напротив возросла. Полученные выводы могут быть полезны при оценке результатов мониторинга экосистем Волжского бассейна (Коломыц, 2008; Опарин и др., 2017; Шумова, 2014). Полученные результаты изменений сезонных осадков в бассейне Волги в последние декады дополняются выводами, сделанными в работе (Кузьмина и др., 2018), которые, в частности, указывают на то, что в условиях зарегулированности речного стока повышается важность влияния сезонных изменений осадков на динамику наземных экосистем Нижней Волги.



Рисунок 2.46. Изменение (%) годовых: испаряемости (а, б) и КУ (в, г) в периоды 1926-1962 гг. (а, в) и 1995-2012 гг. (б, г) по сравнению с 1963-1994 гг. на территории Европы. Границы бассейна Волги оконтурены сплошной линией синего цвета.

Влияние долгопериодной изменчивости ТПО СА в бассейне Волги проявилось в компенсации средних по бассейну весенних осадков и осадков за лето, которая наблюдалась во все рассмотренные периоды устойчивых противоположных аномалий ТПО СА (Рис. 2.47в).

127



Рисунок 2.47. Межгодовые изменения коэффициента увлажнения (а) и годовых осадков (мм) (б) в бассейне Волги в 1901-2012 гг. и их средние значения за периоды устойчивых противоположных аномалий ТПО СА (показаны сплошными горизонтальными линиями); а также изменения сезонных среднемноголетних сумм осадков, усредненные в бассейне Волги (в) в периоды устойчивых противоположных аномалий ТПО СА.

2.8. Выводы

Основные выводы, полученные в данной главе, можно сформулировать следующим образом.

Выявлены изменения атмосферной циркуляции в Атлантико-Европейском секторе, связанные с долгопериодными изменениями ТПО СА. Эти изменения характеризуются ослаблением региональной зональной циркуляции в более теплый период СА и в ее усилении в более холодный период. Получены количественные оценки выявленных изменений атмосферной циркуляции, проявившиеся как в поле давления на уровне моря, так и в поле аномалий высоты геопотенциала на уровне 500 гПа.

128

Согласно результатам численных экспериментов по воспроизведению доиндустриального климата, подавляющее большинство рассмотренных климатических моделей продемонстрировало ослабление зональной региональной циркуляции в Атлантическом секторе в среднем за годы более теплой ТПО СА и ее усиление при более холодной СА. Полученные результаты указывают на устойчивость отклика атмосферной циркуляции на изменение термического состояния СА.

Определены тенденции перестройки атмосферной циркуляции, структуры квазиустойчивых циркуляционных режимов в Атлантико-Европейском секторе изменения ТПО СА. Весной ответная реакция на формирование как квазиустойчивых циркуляционных режимов в Атлантико-Европейском секторе было связано с САК и Скандинавским колебанием. Весной в период более холодной СА преобладали положительные фазы обоих колебаний, а в более теплый период СА – их отрицательные фазы. Летом и осенью квазиустойчивые циркуляционные режимы в Атлантико-Европейском секторе были обусловлены повышенной повторяемостью положительных фаз САК и колебания «Восточная Атлантика/Западная Россия» в период более холодной СА и отрицательных фаз обоих колебаний в период более теплой СА. Перестройка атмосферной циркуляции явилась следствием реакции тепловых потоков на границе раздела океан-атмосфера и атмосферного давления на изменение термического состояния CA.

Установлено, что наблюдение квазистационарных циркуляционных условий приводило к изменениям аномалий давления центров действия атмосферы Атлантико-Европейского сектора, а также к изменениям преобладающих направлений распространения атмосферных циклонов И антициклонов. Механизмы влияния долгопериодной изменчивости СА реализуются посредством изменения циклонической активности ввиду смещения путей циклонов как ответная реакция на изменение атмосферной циркуляции. Сезонные изменения путей прохождения циклонов на BEP повлияли перераспределение на атмосферной особенностей влаги формирование региональных И ee

пространственного распределения на ВЕР. В результате, весной в более теплый период СА по сравнению с ее холодным периодом преобладали циркуляционные условия, повышающие повторяемость наблюдения циклонических режимов над Восточно-Европейской равниной и притоку влаги в регион, а летом и осенью – антициклонических режимов и уменьшению поступления влаги.

Выявлена и исследована пространственная структура отклика сезонных осадков на Восточно-Европейской равнине на долгопериодные изменения ТПО СА. Показано, что в зимний период влияние СА на крупномасштабную атмосферную циркуляцию и на осадки происходило на фоне интенсивной внутренней изменчивости атмосферы, которая маскировала сигнал, связанный с АМО. Зимой от более раннего периода к более позднему периоду устойчивых противоположных аномалий ТПО СА наблюдался рост среднемноголетних осадков в целом на ВЕР. Весной количество осадков увеличивалось в периоды более теплой СА по сравнению с ее холодным периодом, а летом и осенью уменьшалось. Установлено, что долгопериодная изменчивость ТПО СА играла наиболее значимую роль в изменении осадков на Восточно-Европейской равнине весной и летом. Ее наибольшее влияние на формирование среднего многолетнего количества осадков проявилось на юго-востоке равнины, в частности, благодаря устойчивой связи весенних и летних осадков с центрами действия атмосферы, колебание колебание «Восточная характеризующими Скандинавское И Атлантика/Западная Россия».

Установлено, что в периоды устойчивых противоположных аномалий ТПО СА наблюдалась взаимная компенсация сезонных осадков, наибольшая на юговостоке BEP, а также проявившаяся в бассейне Волги. Оценка вклада сезонных осадков в изменчивость годовых осадков на BEP в 1901-2012 гг. показала, что наибольшую роль играют летние и осенние осадки.

Оценка вклада ресурсов снега в годовое увлажнение территории Восточно-Европейской равнины показала, что для более адекватной оценки весеннего увлажнения в регионах Центрального Черноземья, наряду с гидротермическим коэффициентом Селянинова (ГТК), учитывающим соотношение температуры и

130

осадков только при температуре больше 10°С, целесообразно использовать показатель РТВ, принимающий в расчет снегозапасы.

Глава 3. Ведущие режимы изменчивости осадков на территории Европы и их связь с изменениями основных климатических режимов в системе «океан-атмосфера»

3.1. Пространственно-временная структура ведущих мод изменчивости осадков в Европе

В данном разделе анализируются пространственно-временные структуры, отражающие изменения основных режимов осадков. Обе ведущие моды ЭОФанализа изменчивости сезонных и годовых осадков на территории Европы, в каждом случае объяснили не более 30% общей изменчивости осадков.

Зима. Две ведущие компоненты ЭОФ-анализа зимних осадков в Европе объясняют 29.11% их общей изменчивости, из них на долю первой ЭОФ моды приходится 16.35% общей изменчивости. Пространственная структура первой ЭОФ представлена диполем с двумя областями изменений зимних осадков противоположного знака (Рис. 3.1а, слева). Область с положительными нагрузками и ярко выраженным эпицентром, находящимся в центре Восточно-Европейской равнины, преобладает на всей территории Европы. Область с нагрузками противоположного знака локализована на юге Европы. Ее центр находится южнее, вне исследуемой территории. Временная компонента ЭОФ-1 зимних осадков отражает рост осадков в центре Европейской части России в периоды 1901-1915, 1930-1958 и 1972-2012 гг. и их снижение в периоды 1916-1929, 1959-1971 гг. Вклад в общую изменчивость второй моды ЭОФ-анализа зимних осадков составляет 12.76%. Пространственная структура второй моды в рамках рассматриваемой территории также имеет дипольную структуру и представляет две области противоположных изменений зимних осадков с «сильными» центрами одного знака на территории Балканского полуострова и на

Украине и с центрами противоположного знака на севере Скандинавии и на севере Европейской части России (Рис. 3.16, слева). Изменение временной компоненты второй моды ЭОФ-анализа характеризует режим зимних осадков с противоположной направленностью изменений осадков: с их существенным понижением на севере Европы и ростом на юге Европы, начиная со второй половины 1960-х годов вплоть до начала текущего столетия. Представленные на графике Рис. 3.1б изменения зимних осадков, описываемые второй ведущей модой ЭОФ-анализа на ВЕР, в большей степени отражают противоположные по знаку изменения зимних осадков на севере равнины с изменениями на территории Украины.



-0.7 -0.6 -0.5 -0.4 -0.3 -0.2 -0.1 0 0.1 0.2 0.3 0.4 0.5 0.6 0.7

Рисунок 3.1. Пространственная структура (слева) и временной ход (справа) ведущих мод изменчивости зимних осадков: ЭОФ-1 (а), ЭОФ-2 (б) в период 1901-2012 гг. Интенсивность цвета заливки показывает тесноту корреляционной связи между временными рядами осадков зимой и ведущей модой ЭОФ-анализа. Междугодовые изменения ведущих мод ЭОФ-анализа зимних осадков показаны на графиках синим цветом, красным цветом отображены их 11-летние скользящие средние значения.

Как показано в Таблице 3.1, существенной связи между временными рядами ведущих мод ЭОФ-1 и ЭОФ-2 зимних осадков в Европе и индексом АМО в период 1901-2012 гг. не обнаружено.

Весна. Две ведущие моды ЭОФ-анализа весенних осадков в Европе объясняют 23% их общей изменчивости. Из них на долю ЭОФ-1 приходится 13.3%, а на ЭОФ-2 – 9.7%. Как показано на Рис. 3.1 и 3.2, пространственная структура ведущих мод ЭОФ-анализа зимних и весенних осадков во многом сходна. При этом есть отличия во временных рядах на графиках Рис. 3.1а (справа) и 3.2а (справа), а также 3.1б (справа) и 3.2б (справа), соответствующих ведущим компонентам ЭОФ-анализа зимних и весенних осадков. Это объясняется несовпадением географического положения основных центров пространственных структур компонент ЭОФ-анализа. Так, например, временная компонента ЭОФ-1 зимних осадков в большей степени описывает изменчивость осадков в регионе, охватывающем север Центрального федерального округа и юго-запад Северо-Западного федерального округа РФ, а также страны Балтии, Данию, Нидерланды и Германию (Рис. 3.1а, слева). При этом наибольшая корреляция ЭОФ-1 наблюдается с рядами зимних осадков в Костромской области, на востоке Вологодской области. Временная компонента ЭОФ-1 весенних осадков (график на Рис. 3.2а, справа), так же, как и зимних осадков, тесно связана с изменениями осадков в регионе Восточной Европы, однако весьма слабо отражает изменения осадков на севере Западной Европы. Наибольшая корреляция временной развертки ЭОФ-1 наблюдается с весенними осадками на востоке Псковской области и на западе Новгородской области.

Вторая ЭОФ-мода весенних осадков, чей вклад в общую объясненную дисперсию весенних осадков в Европе не превышает 10%, представлена трипольной структурой, который состоит из зонально ориентированной полосы положительных нагрузок с центром на ВЕР и двух областей с противоположными нагрузками: одной области с центром на территории Финляндии и другой области с центром на территории Финляндии и другой области с центром на территории Финляндии и другой области с центром на территории Турции (Рис. 3.26). Анализ величины нагрузок пространственной компоненты ЭОФ-2 свидетельствует о том, что временная

компонента ЭОФ-2 отражает режим весенних осадков с противоположными изменениями на севере Европы и в центре ЕТР.

Таблица 3.1. Коэффициенты корреляции временных рядов ведущих ЭОФ мод зимних осадков и индекса AMO за два предыдущих месяца текущего сезона и за каждый из трех месяцев сезона, а также за 3 за три подряд идущих месяца (маркированы первыми буквами названий месяцев) в 1901-2012 гг.

	зима									
	AMO-10	AMO-11	AMO-12	AMO-1	AMO-2	АМО-ОНД	АМО-НДЯ	АМО-ДЯФ		
ГК1	-0.11	-0.13	-0.11	-0.08	0.01	-0.12	-0.11	-0.06		
ГК2	-0.01	-0.04	-0.04	-0.001	-0.002	-0.03	-0.03	-0.01		
	весна									
	AMO-1	AMO-2	AMO-3	AMO-4	AMO-5	АМО-ЯФМ	АМО-ФМА	AMO-MAM		
ГК1	0.04	0.14	0.22	0.27	0.29	0.14	0.22	0.27		
ГК2	0.18	0.19	0.2	0.19	0.21	0.20	0.2	0.21		
	лето									
	AMO-4	AMO-5	AMO-6	AMO-7	AMO-8	АМО-АМИ	АМО-МИИ	АМО-ИИА		
ГК1	-0.001	0.07	0.05	0.01	0.04	0.04	0.05	0.04		
ГК2	0.23	0.27	0.25	0.17	0.16	0.26	0.23	0.2		
	осень									
	AMO-7	AMO-8	AMO-9	AMO-10	AMO-11	АМО-ИАС	AMO-ACO	АМО-СОН		
ГК1	0.02	0.02	0.03	0.07	0.07	-0.01	0.01	0.03		
ГК2	-0.05	-0.11	-0.09	-0.05	-0.03	-0.11	-0.11	-0.08		

Лето. Вклад обеих ведущих ЭОФ мод в общую объясненную дисперсию летних осадков на территории Европы составляет 20.9%, и он является наименьшим по сравнению с остальными сезонами, что можно объяснить увеличением роли конвективных осадков, наибольшей в летний сезон. Первая ведущая ЭОФ мода летних осадков на территории Европы объясняет 12.1% общей изменчивости. Основным элементом пространственной структуры первой ЭОФ моды является область положительных нагрузок с ярко выраженным центром на северо-западе ВЕР (Рис. 3.3а, слева). К северу и югу от этой области расположены две области отрицательных нагрузок: небольшая по размеру область с близкими к нулевым значениями на севере Скандинавии, а также крупный регион на юге Европы с центром на Балканском полуострове. Как показано на Рис. 3.3а (справа), временной ряд ЭОФ-1 летних осадков отражает их режим с противоположной направленностью изменений в периоды 1901-1913,

1925-1938, 1946-1972, 1988-2012 гг. и в периоды 1914-1924, 1939-1945, 1973-1987 гг. на северо-западе ВЕР и на Балканском полуострове.



Рисунок 3.2. То же, что на Рис. 3.1, но для весенних осадков.

Вторая ЭОФ мода летних осадков на территории Европы объясняет 8.8% общей изменчивости. Пространственная структура второй ЭΟΦ моды представлена тремя основными областями (Рис. 3.36, слева). Две из них имеют положительные нагрузки: одна меридионально ориентированная область охватывает западную и северо-западную часть Европы, другая область занимает незначительную часть территории юга и юго-востока ВЕР. Третья область, ориентированная с юго-запада на северо-восток, имеет отрицательные нагрузки практически на всей территории ВЕР и имеет ярко выраженный центр на востоке ВЕР и менее сильный центр в регионах Апеннинского и Балканского полуострова. Временной ряд второй ЭОФ моды летних осадков (см. 3.36, справа)





Рисунок 3.3. То же, что на Рис. 3.1, но для летних осадков.

Осень. Двумя первыми ведущими ЭОФ модами объясняется 24.5% общей дисперсии осенних осадков на территории Европы: вклад ЭОФ-1 составляет 13.8%, ЭОФ-2 – 10.7%. Как видно на Рис. 3.4а (слева), основным элементом пространственной структуры первой ЭОФ моды является область положительных корреляций осенних осадков С временным рядом ЭОФ-1 с центром, расположенном на территории Белоруссии и на западе ЕТР. Особенность изменений временной компоненты ЭОФ-1 состоит в том, что она отражает смену режима резкого снижения суммарных осенних осадков в период 1913-1935 гг. на их рост в период 1936-1955 гг. (график на Рис. 3.4б, справа).

На Рис. 3.4б (слева) показано, что вторая ведущая компонента ЭОФ-анализа осенних осадков в Европе имеет меридиональную структуру. Если не принимать

во внимание юг Иберийского полуострова с несущественными положительными нагрузками, то пространственная структура ЭОФ-2 моды осенних осадков представлена двумя крупными регионами: один - в Западной Европе, на юге Скандинавии и в Британии, другой - в Восточной Европе и на севере Скандинавии, которые характеризуются противоположными изменениями осенних осадков.



Рисунок 3.4. То же, что на Рис. 3.1, но для осенних осадков.

Сравнение пространственных и временных структур ведущих мод ЭОФанализа изменчивости сезонных осадков в периоды длительностью 63 года (1950-2012 гг.) и 112 лет (1901-2012 гг.) продемонстрировало устойчивость их пространственных и временных структур (например, летом и осенью на Рис. 3.3а (слева) и 3.5а, а также на Рис. 3.4а (слева) и 3.5б). Временные ряды ведущих ЭОФ мод сезонных осадков тесно связаны (коэффициенты корреляции не ниже 0.9). Однако необходимо отметить, что поскольку доля объясненной изменчивости ведущими ЭОФ-модами во многом определяется выбранным для оценки периодом, то номер моды ротируется. Это означает, что, например, первая ЭОФмода в период 1950-2012 гг. может стать второй модой в период 1901-2012 гг. При рассмотрении более коротких временных промежутков, соответствующих определенной фазе циркуляционного индекса, структура ведущих ЭОФ мод сезонных осадков может измениться, поскольку будет отражать поведение сезонных осадков в годы усиления/ослабления зонального/меридионального потока в Атлантико-Европейском секторе.



Рисунок 3.5. Пространственная структура первой ведущей моды ЭОФ-1 изменчивости летних (а) и осенних (б) осадков в период 1950-2012 гг.

Полученные результаты в целом согласуются со структурами первой и второй моды ЭОФ-анализа сезонных осадков в Европе в период 1901-2000 гг. (Зверяев, 2013; Zveryaev, 2006). Однако при этом имели место несущественные различия в порядке расположения ЭОФ-мод согласно уменьшению доли объясненной изменчивости в наших результатах и в результатах, полученных И.И. Зверяевым. Такие различия вполне закономерны и следуют из того, что помимо чувствительности к использованию данных различных архивов, доля объясненной изменчивости каждой компоненты ЭОФ-анализа осадков может изменяться в зависимости от периода исследования (Zveryaev, 2004; Zveryaev, Rudeva, 2009; Zveryaev, Allan, 2010). Это обусловлено тем, что режим осадков связан с атмосферной циркуляцией, которая в свою очередь определяется активностью центров действия атмосферы в данном регионе, чья более длительная активность ассоциируется с бо́льшим вкладом данного режима осадков в объясненную общую изменчивость осадков. Кроме того, по той же причине области наибольших нагрузок ЭОФ-компонент и центры их географического положения могут варьироваться в зависимости от периода исследования.

Год. Две ведущие компоненты ЭОФ-анализа годовых осадков в Европе объясняют 28% их общей изменчивости, из них на долю ЭОФ-1 приходится 15.4%, а на ЭОФ-2 – 12.6 %. Если принять во внимание инверсию градиентов цветовой палитры на левых Рис. 3.6а и 3.6б, 3.1а и 3.1б, 3.2а и 3.2б, то пространственная структура ведущих мод ЭОФ-анализа годовых осадков более сходна со структурой ведущих мод ЭОФ-анализа зимних и весенних осадков. Временные изменения ведущих мод годовых осадков являются комбинацией ведущих мод сезонных осадков.



Рисунок 3.6. То же, что на Рис. 3.1, но для годовых осадков.

Отметим, что связь ведущих мод ЭОФ-анализа сезонных и годовых осадков в Европе с индексами атмосферной циркуляции в 1952-2012 гг. в работе подробно не рассмотрена. Влияющие на ведущие моды ЭОФ-анализа циркуляционные механизмы хорошо согласованы с циркуляционными механизмами, влияющими на ведущие моды СВД-анализа, поэтому в данной работе мы ограничились описанием результатов только СВД-анализа. Кроме того, временные ряды выявленных ведущих мод сезонных и годовых осадков в Европе не показали значимой связи с АМО. Поэтому по результатам ЭОФ-анализа может сложиться впечатление, что долгопериодная изменчивость ТПО СА оказывает слабое влияние на изменения сезонных осадков в Европе.

3.2. Ведущие режимы совместной изменчивости осадков и аномалий крупномасштабной атмосферной циркуляции Северного полушария, температуры поверхности океана и ледовитости Арктического бассейна (зимой)

Ввиду невысокой корреляционной связи ведущих режимов осадков на территории Европы с индексом АМО существует необходимость выявления режимов их совместной изменчивости с аномалиями ТПО Северной Атлантики. В этом разделе с помощью СВД-анализа предпринимается попытка определить, вопервых, коррелируют ли с АМО те ведущие режимы изменчивости сезонных осадков в Европе, которые в наибольшей степени связаны с аномалиями ТПО СА. Во-вторых, какими циркуляционными механизмами обусловлены ведущие режимы изменчивости сезонных осадков в Европе, наиболее тесно связанные с аномалиями высоты гепотенциала на уровне 500гПа Северного полушария. Отметим, что использование высказываний о связи осадков с АМО и о связи осадков с долгопериодной изменчивостью ТПО СА непротиворечиво, исходя из определения АМО, приведенного в разделе 2.2.

Выявление характерных мод взаимодействия между атмосферой и океаном, которые могут приводить к изменению сезонных осадков, безусловно,

представляет интерес ввиду использования потенциальной предсказуемости ТПО Исследование Северной Атлантики В качестве влияющего фактора. пространственной и временной структуры связи многолетних изменений сезонных осадков на территории Европы с изменениями атмосферной циркуляции Северного полушария, ледовитости арктического бассейна и ТПО СА способствует более глубокому пониманию механизмов изменчивости региональных осадков на территории Европы поскольку такой анализ позволяет выявить «области значимого влияния» в полях рассмотренных характеристик.

Зима. Выбор общего периода исследования 1952-2012 гг. для зимнего сезона продиктован существенным улучшением качества данных по КМЛ с начала 1950-х годов и данных реанализа с 1960-х годов (Rayner et al., 2003; Semenov, Latif, 2012), а также стремлением найти характерные объединяющие особенности в пространственных структурах СВД-анализа осадков, полученных в их совместном попарном анализе с ТПО СА, Z500 и КМЛ. Отметим, что в работе на иллюстрациях пространственных структур двух первых ведущих мод СВД-анализа осадков в Европе попарно с КМЛ и ТПО СА приводятся их обе компоненты, совмещенные на одном рисунке. Расшифровка используемых в этом разделе обозначений, приводится в главе 1.

С целью продемонстрировать, насколько тесно связаны выявленные в СВДанализе структуры, на графиках временных рядов СВД $C_{1,2}$ во все сезоны показаны их синхронные изменения. При этом необходимо понимать, что региональная связь между парами рассмотренных параметров может иметь как одинаковую, так и разную направленность. В связи с отображением синхронных изменений ведущих мод СВД-анализа на графиках в тексте ниже, обсуждение направленности их корреляционной связи с показателями основных климатических мод в системе океан-атмосфера может запутать читателя и в данном разделе мотивирует отказ от такого обсуждения.

Связь зимних осадков на территории Европы и концентрации морского льда в Арктическом бассейне. Ведущая мода СВД₁(Р↔I) СВД-анализа зимних осадков на территории Европы и концентрации льда зимой в Арктическом

бассейне в период 1952-2012 гг. объясняет 68.7% совместной изменчивости обоих Пространственная структура СВД $F_1(P:P\leftrightarrow I)$ ведущей параметров. СВДкомпоненты зимних осадков представляет собой меридиональный диполь с противоположными по знаку изменениями осадков над северной и южной Европой (Рис. 3.7а). Такая картина соответствует канонической структуре аномалий осадков во время положительной фазы САК (Hurrell, 1995). Как следует ИЗ Рис. 3.7a, связанные поля СВД F₁(I:P↔I) ведущей СВД-компоненты демонстрируют сопряженные статистически значимые изменения ледовитости в Атлантико-Европейском Арктического бассейна секторе co значимыми изменениями зимних осадков в южной Европы и противоположно направленные изменения с изменениями осадков в Северной Европе. Структура первой ведущей моды СВД-анализа изменчивости КМЛ - СВД F₁(I:P↔I), также указывает на связь с САК. Уменьшение ледовитости в Баренцевом и Карском морях при положительной фазе САК вследствие усиления атмосферного и океанического притока тепла (Dickson et al., 2000) сопровождается положительной аномалией КМЛ в заливе Баффина из-за адвекции холодного арктического воздуха. В положительную фазу САК зимой по сравнению с его отрицательной фазой в Северной Атлантике (между 55° с.ш. и 75° с.ш.) наблюдается значимое увеличение повторяемости циклонов и их интенсификация (Бардин, Полонский, 2005). Полученные результаты согласуются с выводами, полученными для первой ЭОФ моды зимних осадков над Европой в рассмотренный период XX-го века, объясняющей почти треть их общей изменчивости (Zveryaev, 2009). Временной ряд СВД С₁(I:P↔I), характеризующий изменения первой СВД-компоненты во времени демонстрирует наиболее тесную связь с временным рядом САК в январе с коэффициентом корреляции 0.7 (Рис. 3.8а).



Рисунок 3.7. Пространственные структуры первых сингулярных компонент СВД $F_1(I:P\leftrightarrow I)$ и СВД $F_1(P:P\leftrightarrow I)$ (a), СВД $F_1(T:P\leftrightarrow T)$ и СВД $F_1(P:P\leftrightarrow T)$ (b), СВД $F_1(Z:P\leftrightarrow Z)$ (д) и СВД $F_1(P:P\leftrightarrow Z)$ (e); вторых сингулярных компонент СВД $F_2(I:P\leftrightarrow I)$ и СВД $F_2(P:P\leftrightarrow I)$ (б), СВД $F_2(T:P\leftrightarrow T)$ и СВД $F_2(P:P\leftrightarrow T)$ (г), СВД $F_2(Z:P\leftrightarrow Z)$ (ж) и СВД $F_2(P:P\leftrightarrow Z)$ (з) зимой в период 1952-2012 гг. Изолинии, отражающие коэффициенты корреляции, проведены с шагом 0.1. Точками показаны статистически значимые связи (на уровне значимости 0.05). (окончание рисунка на следующей странице)

144


Рисунок 3.7. *(окончание)* Пространственные структуры первых сингулярных компонент СВД $F_1(I:P\leftrightarrow I)$ и СВД $F_1(P:P\leftrightarrow I)$ (а), СВД $F_1(T:P\leftrightarrow T)$ и СВД $F_1(P:P\leftrightarrow T)$ (в), СВД $F_1(Z:P\leftrightarrow Z)$ (д) и СВД $F_1(P:P\leftrightarrow Z)$ (е); вторых сингулярных компонент СВД $F_2(I:P\leftrightarrow I)$ и СВД $F_2(P:P\leftrightarrow I)$ (б), СВД $F_2(T:P\leftrightarrow T)$ и СВД $F_2(P:P\leftrightarrow T)$ (г), СВД $F_2(Z:P\leftrightarrow Z)$ (ж) и СВД $F_2(P:P\leftrightarrow Z)$ (з) **зимой** в период 1952-2012 гг. Изолинии, отражающие коэффициенты корреляции, проведены с шагом 0.1. Точками показаны статистически значимые связи (на уровне значимости 0.05).

Вторая СВД мода совместного анализа тех же параметров СВД₂(P \leftrightarrow I), объясняет 8.4% общей изменчивости указанных полей. Структура поля СВД F₂(P:P \leftrightarrow I) соответствующей СВД-компоненты в целом представляет собой область положительных аномалий осадков в широтной зоне 45°-60° с.ш. (Рис. 3.76). При этом структура СВД F₂(I:P \leftrightarrow I) связана с отрицательными аномалиями КМЛ в Гренландском море и положительными – в южной части Баренцева моря. На графиках на Рис. 3.8а и 3.8б показано, что временной ряд СВД C₂(P:P \leftrightarrow I) зимних осадков на Восточно-Европейской равнине демонстрирует более тесную, чем для первой СВД-компоненты, согласованность с временным рядом осадков в зимний сезон (коэффициент корреляции с СВД C₁(P:P \leftrightarrow I) – 0.5, с СВД C₂(P:P \leftrightarrow I) – 0.7).

Связь зимних осадков на территории Европы и температуры поверхности океана в Северной Атлантике в зимний сезон. Первая ведущая мода СВД-анализа СВД₁(Р↔Т) объясняет 53.7% общей изменчивости. Пространственная структура связанных с ней аномалий ТПО и осадков, как и в случае с КМЛ, указывает на связь с САК (Рис. 3.7в). Трипольная зональная

145





Рисунок 3.8. Временные ряды первых сингулярных компонент (со скользящими средними в 9ти летнем окне) **зимой** в период 1952-2012 гг.: CBД C₁(I:P \leftrightarrow I) (1) и CBД C₁(P:P \leftrightarrow I) (2), индекс CAK в январе (3) (а), CBД C₁(T:P \leftrightarrow T) (1) и CBД C₁(P:P \leftrightarrow T) (2) (в), CBД C₁(Z:P \leftrightarrow Z) (1) и CBД C₁(P:P \leftrightarrow Z) (2), индекс CAK в декабре (3) (д); вторых сингулярных компонент CBД C₂(I:P \leftrightarrow I) (1) и CBД C₂(P:P \leftrightarrow I) (2) (6), CBД C₂(T:P \leftrightarrow T) (1) и CBД C₂(P:P \leftrightarrow T) (2), индекс AMO с ноября по январь (3) (г), CBД C₂(Z:P \leftrightarrow Z) (1) и CBД C₂(P:P \leftrightarrow Z) (2), индекс ПЕ в январе (3) (е).

Статистически значимое изменение температуры поверхности океана в области Северной Атлантики, ограниченной 40°-55° с.ш. и 20°-70° з.д., а также в северной части Норвежского моря и на востоке Баренцева моря в период с ноября по январь имело синхронную направленность с изменением зимних осадков в северной половине Европы и противоположную направленность с изменением осадков в ее южной половине. Основная область значимого изменения зимних осадков сосредоточена на территории Скандинавии, а область значимых измененияй ТПО расположена в центральной части акватории Северной Атлантики. Пространственная структура СВД $F_1(T:P\leftrightarrow T)$ поля первой СВДкомпоненты температур поверхности Северной Атлантики отражает влияние САК на ТПО Северной Атлантики (см. Рис. 3.7в). Полученные результаты не противоречат результатам исследования взаимодействия САК и ТПО в области субполярного круговорота зимой (Flatau et al., 2003). Так, по данным дистанционного зондирования AVHRR установлено, что в зимние месяцы 1994/1995 г. (период положительных значений индекса САК с декабря по февраль) по сравнению с зимой 1995/1996 гг. (период отрицательных значений индекса САК с декабря по февраль) наблюдалось похолодание практически во всей приполярной области акватории Северной Атлантики (до 7-8 град. С).

Модель множественной регрессии, в которой первая ведущая мода СВД $C_1(T:P\leftrightarrow T)$ зимой являлась зависимой переменной, а временные ряды индексов АМО, ТДО и ИЮК с октября по февраль выступали в качестве независимых переменных, объяснила всего 9% общей изменчивости рассмотренных параметров. Единственным результирующей переменной модели является индекс АМО в октябре. Отметим, что несмотря на участие временных рядов индекса ИЮК в построении регрессионной модели, ни в какой из сезонов этот индекс не продемонстрировал существенной связи с ведущими модами СВД $C_{1,2}(T:P\leftrightarrow T)$.

Таблица 3.2. Параметры модели множественной регрессии СВД С₁(Т:Р↔Т) зимой в период 1952-2012 гг.

l L	Step	Multiple R	Multiple R2	R-square	F - to ent/rem	p-value
AMO-10	1	0.303	0.092	0.092	5.99	0.02

Таким образом, первая ведущая мода СВД₁(Р↔Т) в период 1952-2012 гг. была наиболее тесно связана с САК и, существенно меньшая связь наблюдалась с долгопериодной составляющей колебаний ТПО СА.

Вторая СВД-мода совместного анализа зимних осадков в Европе и температуры поверхности океана Северной Атлантики в зимний сезон

147

 $CBJ_2(P\leftrightarrow T)$ объясняет 18.9% их общей изменчивости. Пространственная структура $CBJ F_2(T:P\leftrightarrow T)$ поля второй CBJ-компоненты отражает синхронное изменение зимних осадков практически на всей территории Европы и TПО большей части Северной Атлантики с областью противоположного знака в Баренцевом море и хорошо согласуется со структурой ведущей второй моды ЭОФ-анализа ТПО Северной Атлантики зимой (Deser and Blackmon, 1993; Wu and Liu, 2004). $CBJ F_2(T:P\leftrightarrow T)$ может отражать стерические колебания, обусловленные изменениями плотности морской воды, прежде всего за счет ее температуры и солености (Leuliette and Wahr, 1999).

С помощью модели множественной регрессии с зависимой переменной CBД $C_2(T:P\leftrightarrow T)$ зимой и независимыми переменными - индексами AMO, TДO и ИЮК с октября по февраль в 1952-2012 гг. было объяснено 70.5% общей объясненной изменчивости рассмотренных параметров. Как показано в Таблице 3.3, вклад индекса AMO в декабре был наибольшим и составил 66.5%. Вклад индекса ИЮК в феврале был равен 4%.

Таблица 3.3. Параметры модели множественной регрессии СВДС₂(Т:Р↔Т) зимой в период 1952-2012 гг.

	Step	Multiple R	Multiple R2	R-square	F - to ent/rem	p-value
AMO-12	1	0.816	0.665	0.665	117.17	0.00000000 0000001
ИЮК-2	2	0.840	0.705	0.040	7.89	0.007

Принимая во внимание незначимость корреляций CBД $F_2(T:P\leftrightarrow T)$ и осадков в области Северной Атлантики, расположенной к западу и к северу от Азорских островов (Рис. 3.7г), можно предположить, что поле корреляций второй CBДкомпоненты TПО отражает аномалии, связанные с AMO (например, (Knight et al., 2005)). Область значимых корреляций между временной разверткой второй компоненты CBД $C_2(P:P\leftrightarrow T)$ зимних осадков и TПО находится на территории Восточно-Европейской равнины и на Балканском полуострове. Построенная регрессионная модель для второй компоненты CBД-анализа CBД $C_2(T:P\leftrightarrow T)$ с участием не только TПО, но и циркуляционных индексов, по индексам САК и АМО объяснила 70.4% общей изменчивости, 67.2% из которых обусловлена изменчивостью индекса АМО в декабре. Вклад индекса САК в ноябре составил только 3.2%. О тесной связи СВД $C_2(T:P\leftrightarrow T)$ с АМО зимой свидетельствуют высокие коэффициенты корреляции между их временными рядами, отраженные в Таблице 3.4.

Таблица 3.4. Коэффициенты корреляции временных рядов ведущих мод СВД(Т:Р↔Т) с индексом АМО зимой в 1952-2012 гг., весной, летом и осенью в 1950-2012 гг. Индекс АМО рассматривался за два предыдущих месяца и за каждый из трех месяцев текущего сезона, а также усреднялся за три подряд идущих месяца (маркированы первыми буквами названий месяцев).

			зима			
	AMO-10	AMO-11	AMO-12	AMO-1	AMO-2	АМО-НДЯ
CBД $_2$ (T : P↔T)	0.79	0.79	0.82	0.8	0.79	0.82
			весна			
	AMO-1	AMO-2	AMO-3	AMO-4	AMO-5	AMO-MAM
CBД $_1$ (T : P↔T)	0.56	0.72	0.81	0.84	0.77	0.84
			лето			
	AMO-4	AMO-5	AMO-6	AMO-7	AMO-8	АМО-ИИА
$CBД_1(T : P \leftrightarrow T)$	0.73	0.84	0.89	0.89	0.91	0.9
			осень			
	AMO-7	AMO-8	AMO-9	AMO-10	AMO-11	AMO-ACO
CBД $_1$ (T : P↔T)	0.77	0.86	0.87	0.83	0.73	0.88

Таким образом, вторая ведущая мода СВД-анализа СВД₂(Р↔Т) зимой в 1952-2012 гг. была наиболее тесно связана с АМО.

Связь зимних осадков на территории Европы и высоты геопотенциала 500 гПа Северного полушария. Были выделены две ведущие моды, первая из которых $CBД_1(P\leftrightarrow Z)$ объясняет 79.1% общей изменчивости обоих рассмотренных полей, а вторая $CBД_2(P\leftrightarrow Z) - 10.6\%$. $CBДF_1(Z:P\leftrightarrow Z)$ (Рис. 3.7д) практически идентична первой ЭОФ поля Z500, получившей название Арктической осцилляции (Thompson and Wallace, 1998). Проведенный дополнительно композитный анализ аномалий зимних осадков на территории Европы и аномалий высоты геопотенциала в годы положительной и отрицательной фазы первой CBД- компоненты СВД С₁(P:P \leftrightarrow Z) отразил, в частности, уменьшение осадков над северной половиной Европы при наличии обширной антициклонической аномалии циркуляции над полярными областями (с «затоком» над ETP) и уменьшение осадков над южной половиной Европы под действием антициклона с центром над центральной Европой. При этом наиболее значимые изменения зимних осадков наблюдались над Пиренейским полуостровом и западом Балканского полуострова. перечисленные региональные особенности осадков на территории Европы зимой отражает пространственная структура СВД F₁(P:P \leftrightarrow Z), представленная на Рис. 3.7е. Пространственная структура СВД F₁(Z:P \leftrightarrow Z) ассоциируется со структурой САК.

Модель множественной регрессии зависимой переменной CBД $F_1(Z:P\leftrightarrow Z)$ зимой и независимых переменных – индексов атмосферной циркуляции в октябре-феврале объяснила почти 60% общей изменчивости рассмотренных параметров (Таблица 3.5). Необходимо отметить, что для всех сезонов наблюдаемая неустойчивость моделей множественной регрессии связана с существенной изменчивостью как осадков, так и атмосферной циркуляции, что порождает слишком много результирующих переменных модели. Совокупный вклад индекса САК с ноября по январь в дисперсию модели был наибольшим и составил 36%. Каждый из индексов СКА (в ноябре и декабре) и ВАЗР (в ноябре и январе) внес одинаковый совокупный вклад, равный 19%. Доля индекса ПЕ (в ноябре-январе) составила 14%. Таким образом, первая ведущая мода CBД₁(P \leftrightarrow Z) в период 1952-2012 гг. наиболее тесно была связана с САК.

Вторая СВД-компонента СВД $F_2(P:P\leftrightarrow Z)$ (Рис. 3.73) характеризуется значимым изменением зимних осадков на территории центральной Европы, юге Скандинавии и западной половине ЕТР одного знака и изменениями осадков противоположного знака на остальной территории, статистически значимыми на севере Скандинавии, северо-востоке и юго-востоке ЕТР, а также на юге и востоке Иберийского полуострова.

Ste	e p	Multiple R	Multiple R2	R- square	F - to ent/rem	p-value
САК-12	1	0.507	0.257	0.257	20.45	0.00003
BA3P-12	2	0.648	0.421	0.163	16.32	0.0002
СКА-11	3	0.722	0.521	0.100	11.90	0.001
ПЕ-12	4	0.770	0.594	0.073	10.05	0.002
СКА-12	5	0.830	0.688	0.095	16.75	0.0001
ПЕ-1	6	0.854	0.729	0.040	8.02	0.006
CAK-1	7	0.891	0.795	0.066	17.00	0.0001
САК-11	8	0.912	0.832	0.037	11.52	0.001
BA3P-1	9	0.928	0.862	0.030	10.93	0.002
ПЕ-11	10	0.942	0.887	0.025	11.09	0.002
САК-12	1	0.507	0.257	0.257	20.45	0.00003
BA3P-12	2	0.648	0.421	0.163	16.32	0.0002
СКА-11	3	0.722	0.521	0.100	11.90	0.001
ПЕ-12	4	0.770	0.594	0.073	10.05	0.002

Таблица 3.5. Параметры модели множественной регрессии СВД С₁(Z:P↔Z) зимой в период 1952-2012 гг.

Построенная модель пошаговой множественной регрессии, где в качестве зависимой переменной выступала ведущая мода СВД С₂(Z:P↔Z) зимой, а независимыми переменными были индексы атмосферной циркуляции с октября по февраль в 1952-2012 гг., объяснила почти 89% общей изменчивости рассмотренных параметров. Наиболее сильно вторая ведущая мода СВД С₂(Z:P↔Z) зимой, изменения которой показаны на Рис. 3.73, коррелирует с индексом ПЕ, что подтверждают результаты регрессионной модели. Как следует из Таблицы 3.6, наибольший совокупный вклад в изменчивость временной компоненты СВД $C_2(Z:P\leftrightarrow Z)$ вносят колебания индекса ПЕ в октябре и декабреянваре, составляющий 37%. 31% приходится на общую долю индекса САК (в ноябре-декабре), 16% - на СКА (в декабре-январе), 3% - на ВАЗР и 2% - ТСА (оба индекса в декабре).

Полученные результаты анализа пространственно-временной структуры CBД₂(P↔Z) позволяют сделать вывод о том, что вторая ведущая мода связанных изменений зимних осадков на территории Европы и высоты геопотенциала 500 гПа Северного полушария зимой наиболее сильно связана с центром действия, описываемым индексом ПЕ.

S	Step	Multiple R	Multiple R2	R -square	F - to ent/rem	p-value
САК-12	1	0.545	0.297	0.297	24.87	0.000006
ПЕ-1	2	0.685	0.469	0.172	18.83	0.00006
СКА-12	3	0.789	0.622	0.153	23.11	0.00001
ПЕ-12	4	0.881	0.777	0.155	38.87	0.0000001
ПЕ-10	5	0.903	0.815	0.038	11.25	0.001
TCA-12	6	0.913	0.833	0.018	5.90	0.02
BA3P-12	7	0.927	0.860	0.027	10.02	0.003
CKA-1	8	0.937	0.877	0.018	7.50	0.008
САК-11	9	0.942	0.888	0.011	4.80	0.03

Таблица 3.6. Параметры модели множественной регрессии СВД С₂(Z:P↔Z) зимой в период 1952-2012 гг.

Важный результат состоит в том, что между временными рядами первых двух СВД-компонент зимних осадков над территорией Европы, полученных в совместном анализе с данными концентрации морского льда Арктического бассейна СВД $C_{1,2}(P:P\leftrightarrow I)$, ТПО СА СВД $C_{1,2}(P:P\leftrightarrow T)$ и высотой геопотенциала СВД С_{1.2}(Р:Р↔Z) 500 гПа Северного полушария наблюдается тесная корреляционная связь (коэффициенты корреляции от 0.75 до 0.99). Кроме того, поля полученных первых мод СВД-анализа СВД $F_1(P:P\leftrightarrow I)$, СВД $F_1(P:P\leftrightarrow T)$, СВД $F_1(P:P\leftrightarrow Z)$ и вторых мод СВД $F_2(P:P\leftrightarrow I)$, СВД $F_2(P:P\leftrightarrow T)$, СВД $F_2(P:P\leftrightarrow Z)$ ЗИМНИХ осадков демонстрируют достаточно хорошую пространственную (Рис.3.7а, 3.7в и 3.7е, Рис. 3.7б, 3.7г и 3.7з) и временную согласованность между собой (Рис. 3.8а, 3.8в и 3.8д, Рис. 3.8б, 3.8г и 3.8е). То есть в результате попарного СВД анализа зимних осадков на территории Европы с КМЛ, ТПО и высотой геопотенциала 500 гПа получены имеющие сходство пространственно-временные структуры ведущих СВД компонент осадков. Можно сделать вывод о том, что все четыре рассмотренные характеристики, относящиеся к зимнему сезону, в некоторой степени взаимосвязаны. Их связанные изменения происходят согласно обшей приведенным выше схемам, описывающим значительную часть изменчивости.

В целом, полученные результаты, помимо подтверждения преобладающего влияния САК на формирование аномалий зимних осадков на территории Европы, также выявили существенный вклад АМО, выраженный в увеличении осадков над всей территорией Европы с максимумами на Восточно-Европейской равнине и в регионе Балкан во время положительной фазы АМО (Черенкова, Семенов, 2017).

Необходимо отметить, что связь ведущих мод СВД-анализа попарно между осадками в Европе и каждым из других рассмотренных параметров (ТПО, КМЛ и Z500) является нестационарной в периоды более теплой и более холодной ТПО СА. Нестационарность связи обусловлена сложным взаимодействием различных влияющих источников, инициирующих колебания, и ее причины подробно в работе не рассматривается. Как показано в Таблице 3.7, зимой более тесная связь между компонентами СВД-анализа преобладала в период 1963-1994 гг.

Весна. Связь весенних осадков на территории Европы и температуры поверхности океана в Северной Атлантике весной. Первая ведущая мода СВДанализа СВД₁(Р↔Т) объясняет 32.7% общей изменчивости. Пространственная структура СВД F₁(T:P↔T) поля первой СВД-компоненты отражает синхронное изменение весенних осадков практически на всей территории Европы наибольшее и статистически значимое в южной половине Восточно-Европейской равнины, и ТΠΟ большей Северной областью части Атлантики с изменений противоположного знака в Баренцевом море и Норвежском море (Рис. 3.9а). Пространственная структура СВД F₁(Т:Р↔Т) поля первой СВД-компоненты (Рис. 3.9а) отражает наиболее сильную статистически значимую связь изменений весенних осадков в южной половине Восточно-Европейской равнины с синхронными изменениями ТПО в Ньюфаундлендской энергоактивной зоне и в тропических широтах Северной Атлантики, а также с противоположно ТПО в направленными изменениями Бермудской энергоактивной зоне. Баренцевом и Норвежском морях. Это означает, что, согласно выделенному первому основному режиму совместной изменчивости осадков и ТПО СА весной, потепление Северной Атлантики ассоциировалось со значимым ростом осадков в южной половине Восточно-Европейской равнины, наибольшим на ее востоке и юго-востоке (Рис. 3.9а). В то время, как похолодание ТПО большей части СА связано со значимым снижением осадков на юге Восточно-Европейской равнины.

Таблица 3.7. Коэффициенты корреляции между связанными компонентами СВД-анализа (i) зимой (I) в период 1952-2012 гг., весной (II), летом (III), осенью (IV) в период 1950-2012 гг., а также в периоды: (ii) 1952-1962 гг.(для зимы) и 1950-2012 гг. (для остальных сезонов), (iii) 1963-1994 гг. и (iiii) 1995-2012 гг.

		i	ii	iii	iiii
	Ι	0.6	0.6	0.83	0.84
	II	0.63	0.74	0.65	0.41
$CBД C_1(P:P\leftrightarrow T)$ и $CBД C_1(T:P\leftrightarrow T)$	III	0.52	0.4	0.56	0.44
	IV	0.45	0.67	0.37	0.3
	Ι	0.6	0.78	0.58	0.45
	II	0.55	0.45	0.62	0.25
$CBД C_2(P:P\leftrightarrow T)$ и $CBД C_2(T:P\leftrightarrow T)$	III	0.53	0.44	0.63	0.58
	IV	0.5	0.67	0.41	0.67
	Ι	0.76	0.58	0.85	0.69
$CBЛ C_1(P:P\leftrightarrow Z)$ и $CBЛ C_1(Z:P\leftrightarrow Z)$	II	0.65	0.67	0.71	0.72
	III	0.68	0.6	0.7	0.63
	IV	0.73	0.72	0.73	0.84
	Ι	0.66	0.48	0.77	0.56
СВЛ $C_2(P:P\leftrightarrow T)$ и СВЛ $C_2(Z:P\leftrightarrow Z)$	II	0.82	0.85	0.8	0.91
	III	0.62	0.56	0.67	0.63
	IV	0.7	0.66	0.68	0.86
СВД C_1 ($P:P↔I$) и СВД C_1 ($I:P↔I$)	Ι	0.41	0.21	0.44	0.32
$CBД C_2(\overline{P:P\leftrightarrow I})$ и $CBД C_1(I:P\leftrightarrow I)$	Ι	0.46	0.41	0.49	0.52

Построенной моделью множественной регрессии, где в качестве зависимой переменной выступала СВД $C_1(T:P\leftrightarrow T)$ весной, а независимыми переменными были временные ряды индексов среднемесячных значений АМО и ТДО с января по май в 1950-2012 гг., удалось объяснить 71% общей объясненной изменчивости рассмотренных параметров. Как видно из Таблицы 3.8, наибольший вклад в изменчивость временной компоненты СВД $C_1(T:P\leftrightarrow T)$ вносят колебания индекса АМО в среднем за весенние месяцы (почти 69%). Почти 3% приходится на долю индекса ТДО в мае.

Отметим, что тесная корреляционная связь СВД $C_1(T:P\leftrightarrow T)$ с временными рядами АМО в 1950-2012 гг. свидетельствует о долгопериодном влиянии аномалий ТПО Северной Атлантики на формирование первой ведущей моды СВД-анализа СВД₁(P \leftrightarrow T) весной (график Рис. 3.10а). О тесной связи СВД $C_1(T:P\leftrightarrow T)$ с АМО весной свидетельствуют высокие коэффициенты корреляции между их временными рядами, отраженные в Таблице 3.4. При этом наибольшая корреляция наблюдалась с АМО в апреле и в среднем за весенние месяцы (Таблица 3.4). В то время, как наблюдалась сильная положительная корреляция СВД $C_1(T:P\leftrightarrow T)$ с АМО, то корреляция с индексом ТДО была отрицательной.



Рисунок 3.9. Пространственные структуры первых сингулярных компонент СВД $F_1(T:P\leftrightarrow T)$ и СВД $F_1(P:P\leftrightarrow T)$ (а), СВД $F_1(Z:P\leftrightarrow Z)$ (в) и СВД $F_1(P:P\leftrightarrow Z)$ (г); вторых сингулярных компонент СВД $F_2(T:P\leftrightarrow T)$ и СВД $F_2(P:P\leftrightarrow T)$ (б), СВД $F_2(Z:P\leftrightarrow Z)$ (г) и СВД $F_2(P:P\leftrightarrow Z)$ (е) **весной** в период 1950-2012 гг. Изолинии, отражающие коэффициенты корреляции, проведены с шагом 0.1. Точками показаны статистически значимые связи (на уровне значимости 0.05).

Механизм атлантико-тихоокеанской связи, известный в литературе под названием «качели» (seesaw), поддерживается положительной обратной связью между океанической циркуляцией и контрастами солености, подтвержденной численными экспериментами с глобальной климатической моделью (Saenko et al., 2004). Исследователи отмечают периоды противоположных аномалий ТПО Северной Атлантики и северной части Тихого океана. При этом важную роль в прочности связи Северной Атлантики с северной частью Тихого океана играют условия ледовой обстановки в Беринговом проливе (Okumura et al., 2008; Saenko et al., 2004; Seidov and Haupt, 2003).

Таблица 3.8. Параметры модели множественной регрессии СВД С₁(Т:Р↔Т) весной в период 1950-2012 гг.

	Step	Multiple R	Multiple R2	R-square	F - to ent/rem	p-value
amo-345	1	0.829	0.688	0.688	136.71	0.00000000 0000003
ТДО-5	2	0.845	0.714	0.026	5.7	0.02

Вторая ведущая мода СВД₂(Р↔Т) совместного анализа весенних осадков в Европе и температуры поверхности океана в Северной Атлантике весной объясняет 25.7% их общей изменчивости. Поле СВД F₂(T:P↔T), отражающее связанные с весенними осадками в Европе изменения ТПО в Северной Атлантике в весенний период, так же, как и зимой, имеет трипольную зональную структуру (Рис. 3.96). Область наибольших статистически значимых изменений температуры поверхности Северной Атлантики весной более ярко выражена, смещена на восток к берегам Западной Европы и имеет синхронную направленность с изменением весенних осадков на территории Скандинавии и Восточно-Европейской равнины И противоположную направленность С изменениями осадков на территории Западной Европы. Основная область значимого изменения весенних осадков сосредоточена на севере Скандинавии и на севере и северо-востоке ЕТР. Анализ коэффициентов корреляции между СВД F₂(T:P↔T) и индексом АМО не выявил существенной связи между временными рядами. Как показано на графике Рис. 3.10в, более тесно в период 1950-2012 гг. ряды CBД₂(P \leftrightarrow T) были связаны с TПО северной части Тихого океана (с наибольшим коэффициентом 0.35 с индексом ТДО с января по март). Отметим, что несколько более тесная связь обнаружена между CBД₂(P \leftrightarrow T) и TПО Северной Атлантики и северной части Тихого океана в период 1901-2012 гг., что свидетельствует в пользу гипотезы о стационарности этой связи.



Рисунок 3.10. Временные ряды первых сингулярных компонент (со скользящими средними в 9ти летнем окне, показанными сплошными полужирными линиями) **весной** в период 1950-2012 гг.: СВД $C_1(T:P\leftrightarrow T)$ (1), СВД $C_1(P:P\leftrightarrow T)$ (2) и индекс АМО в среднем за март-май (3) (а), СВД $C_1(Z:P\leftrightarrow Z)$ (1) и СВД $C_1(P:P\leftrightarrow Z)$ (2) и индекса САК-3 (3) (б); вторых сингулярных компонент СВД $C_2(T:P\leftrightarrow T)$ (1), СВД $C_2(P:P\leftrightarrow T)$ (2) и индекса ТДО в среднем с января по март (3) (в), СВД $C_2(Z:P\leftrightarrow Z)$ (1), СВД $C_2(P:P\leftrightarrow Z)$ (2) и индекса СКА-3 (3) (г).

Анализ Рис. 3.11а свидетельствует о достаточно тесной связи временных рядов осадков в Европе с первой ведущей модой СВД $C_1(P:P\leftrightarrow T)$ весной в период 1950-2012 гг. (коэффициент корреляции между рядами составил 0.9). И о менее тесной связи со второй ведущей модой СВД $C_2(P:P\leftrightarrow T)$ (коэффициент корреляции между рядами составил 0.32) в тот же период (Рис. 3.11б). Такой анализ проведен для весны и лета ввиду наибольшего влияния долгопериодной изменчивости ТПО СА на осадки ВЕР именно в эти сезоны.

С помощью модели множественной регрессии с зависимой переменной СВД С₂(Т:Р↔Т) весной и независимыми переменными - индексами АМО, ТДО и ИЮК с января по май в 1950-2012 гг. за счет вклада индекса ТДО в феврале

удалось объяснить только 14% общей объясненной изменчивости рассмотренных параметров (Таблица 3.9). Корреляция компоненты СВД $C_2(T:P\leftrightarrow T)$, отражающей временную развертку второй ведущей моды СВД-анализа осадков в Европе и аномалий ТПО в СА, с индексом ТДО объясняется взаимосвязью Северной Атлантики и северной части Тихого океана.



Рисунок 3.11. Связь временных рядов осадков (мм/сутки/сезон), усредненных по территории Европы с: СВД С₁(P:P \leftrightarrow T) (a), СВД С₂(P:P \leftrightarrow T) (б), СВД С₁(P:P \leftrightarrow Z) (в), СВД С₂(P:P \leftrightarrow Z) (г) весной в период 1950-2012 гг.

Таблица 3.9. Параметры модели множественной регрессии СВД С₂(Т:Р↔Т) весной в период 1950-2012 гг.

	Step	Multiple R	Multiple R2	R-square	F - to ent/rem	p-value
ТДО-2	1	0.373	0.139	0.139	10.04	0.002

Результаты позволяют сделать вывод о том, что на первый ведущий режим $CBД_1(P\leftrightarrow T)$ совместной изменчивости осадков в Европе и ТПО СА весной в период 1950-2012 гг. определяющее влияние оказывали долгопериодные колебания ТПО Северной Атлантики во все весенние месяцы (их вклад в общую объясненную изменчивость составил почти 70%), а вторая ведущая мода $CBJ_2(P\leftrightarrow T)$ была связана с долгопериодной составляющей флуктуаций северной

части Тихого океана, ее вклад в общую объясненную изменчивость оценивается как 14%.

СВД-анализ в феврале-апреле в 1901-2012 гг. выделил две ведущие моды, суммарно объясняющие 70.3% совместной общей изменчивости весенних осадков в Европе и ТПО Северной Атлантики. Вклад первой ведущей моды СВД₁(Р \leftrightarrow T) составил 42.6%, второй моды – 27.7%. Несмотря на некоторые различия в структурах в период 1901-2012 гг. и 1952-2012 гг. (Рис. 3.9а-6 и Рис. 3.12а-6), в целом в структуре, а также в областях наибольшей корреляции полей наблюдалась согласованность между СВД F₂(P \leftrightarrow T) в период 1950-2012 гг. и СВД F₁(P \leftrightarrow T) в период 1901-2012 гг. (Рис. 3.9а и 3.12б), а также СВД F₂(P \leftrightarrow T) в период 1950-2012 гг. и СВД F₁(P \leftrightarrow T) в период 1901-2012 гг. (Рис. 3.96 и 3.12а). Временные ряды ведущих мод СВД-анализа СВД C_{1,2}(P \leftrightarrow T) в период 1950-2012 гг. и в 1901-2012 гг. тесно коррелируют: корреляция между временными рядами СВД F₁(P \leftrightarrow T) (СВД-анализ, выполненный для периода 1950-2012 гг.) и СВД F₂(P \leftrightarrow T) (СВД-анализ для периода 1901-2012 гг.) и СВД F₁(P \leftrightarrow T) (СВД-анализ для периода 1950-2012 гг.) и СВД F₂(P \leftrightarrow T) (СВД-анализ для периода 1950-2012 гг.) и СВД F₁(P \leftrightarrow T) (СВД-анализ для периода 1950-2012 гг.) и СВД F₁(P \leftrightarrow T) (СВД-анализ для периода 1950-2012 гг.) и СВД F₁(P \leftrightarrow T) (СВД-анализ для периода 1950-2012 гг.) и СВД F₁(P \leftrightarrow T) (СВД-анализ для периода 1950-2012 гг.) и СВД F₁(P \leftrightarrow T) (СВД-анализ для периода 1950-2012 гг.) и СВД F₁(P \leftrightarrow T) (СВД-анализ для периода 1950-2012 гг.) и СВД F₁(P \leftrightarrow T) (СВД-анализ для периода 1950-2012 гг.) и СВД F₁(P \leftrightarrow T) (СВД-анализ для периода 1950-2012 гг.) и СВД F₁(P \leftrightarrow T) (СВД-анализ для периода 1950-2012 гг.) и СВД F₁(P \leftrightarrow T) (СВД-анализ для периода 1950-2012 гг.) и СВД F₁(P \leftrightarrow T) (СВД-анализ для периода 1950-2012 гг.) и СВД F₁(P \leftrightarrow T) (СВД-

Как и для периода 1950-2012 гг., ведущие моды СВД-анализа в период 1901-2012 гг. связаны с аномалиями ТПО. Установлено, что временной ряд СВД С₁(P:P \leftrightarrow T) коррелирует с индексом АМО с наибольшим коэффициентом корреляции 0.63 для АМО с февраля по апрель. Вторая мода СВД₂(P \leftrightarrow T) связана не только с АМО (наибольший коэффициент корреляции СВД С₂(P:P \leftrightarrow T) составил 0.7 с АМО в среднем за март-май), но и с ТДО (с наибольшим коэффициентом корфициентом).

Отметим, что периоды более теплой ТПО СА по сравнению с ее более холодными периодами в ХХ-м – начале ХХІ-го века ассоциировались с наибольшими положительными аномалиями ТПО в области к югу от Гренландии и к востоку от берегов США и Канады, а также в Восточной Атлантике в области, примыкающей к берегам Португалии и Северной Африки. Как показано на Рис. 3.12a, ведущая мода СВД $F_1(P \leftrightarrow T)$ весной в период 1901-2012 гг. отражает режим

значимых изменений одного знака: осадков в Северной Европе, а также на востоке и юго-востоке ВЕР и ТПО в Восточной Атлантике, в Северном и Норвежском морях, у восточных берегов США.



Рисунок 3.12. То же, что на Рис. 3.9 весной в период 1901-2012 гг.

Высокие коэффициенты корреляции СВД С₁(P:P \leftrightarrow T) с АМО весной обусловлены, прежде всего, наличием в пространственной структуре СВД F₁(P:P \leftrightarrow T) области значимых корреляций, расположенной в Восточной Атлантике (Puc. 3.12a). Таким образом, СВД F₁(P:P \leftrightarrow T) связана с областью

максимальных изменений ТПО СА в Восточной Атлантике. Необходимо отметить, что выявленные согласно первой ведущей моде СВД-анализа области наибольшей связи ТПО и весенних осадков на Восточно-Европейской равнине как в 1950-2012 гг., так и в 1901-2012 гг. находятся на юго-востоке равнины. Что согласуется с наибольшим влиянием долгопериодной составляющей ТПО СА весной на изменения средних многолетних значений осадков на юго-востоке ВЕР в рассмотренные периоды устойчивых аномалий ТПО СА (Глава 2).

С другой стороны, временной ряд СВД С₁(Р:Р↔Т) (Рис. 3.13а) отражает изменения АМО с периодами отрицательных значений в начале и во второй половине XX-го века, а также периодом положительных значений между ними и с середины 1990-x Наиболее четко обозначенные годов. изменения прослеживаются на графиках сглаженных рядов CBД $C_1(P:P\leftrightarrow T)$ и индекса AMO в среднем за февраль-апрель в период 1901-2012 гг. (Рис. 3.13д). В тоже время мода СВД₂(Р↔Т) характеризует режим значимых изменений осадков в южной половине Восточно-Европейской равнины одного знака с изменениями ТПО в области к югу от Гренландии, а также в тропических широтах СА и противоположного знака на западе СА, в Северном и Норвежском морях (Рис. 3.12а). Теснота корреляции СВД С₂(P:P↔T) с АМО (Рис. 3.13в) обусловлена, прежде всего, наличием области значимых корреляций к югу от Гренландии, СВД F_2 (P:P↔T) (Рис. 3.12б). выявленной структуре Таким образом, В СВД F₂(P:P↔T) ассоциируется с областью максимальных изменений ТПО СА к югу от Гренландии. Временной ряд СВД $C_2(P:P\leftrightarrow T)$, представленный на графике на Рис. 3.136, коррелирует не только с индексом АМО, но и с ТДО.

Модель множественной регрессии с зависимой переменной СВД $C_1(T:P\leftrightarrow T)$ весной и независимыми переменными - индексами АМО, ИЮК и ТДО с января по май в 1901-2012 гг. объясняет 47% общей объясненной изменчивости рассмотренных параметров (Таблица 3.10). Из них на долю индекса АМО в среднем за февраль-апрель приходится почти 42%. Доля индекса ТДО в январе составила 5%. Отметим уменьшение вклада в общую объясненную изменчивость долгопериодной составляющей Северной Атлантики на более длинном

161

временном интервале. Тем не менее, полученные результаты свидетельствуют об устойчивости связи осадков в Европе весной с аномалиями ТПО СА.



Рисунок 3.13. То же, что на Рис. 3.10 весной в период 1901-2012 гг. и АМО в среднем за февраль-апрель (3) (а), САК-3 (б), АМО в среднем за март-май (4) (в), СКА-3 (г) и 9-ти летние скользящие средние СВД $C_1(T:P\leftrightarrow T)$ (5); 9-ти летние скользящие средние АМО (6) в среднем за февраль-апрель (д).

Таблица 3.10. Параметры модели множественной регрессии СВДС₁(Т:Р↔Т) весной в период 1901-2012 гг.

	Step	Multiple R	Multiple R2	R-square	F - to ent/rem	p-value
AMO-234	1	0.647	0.419	0.419	79.36	0.000000000 00001
ТДО-1	2	0.686	0.471	0.052	10.68	0.001451

Приведенные для весны результаты СВД-анализа ТПО Северного полушария и осадков в Европе в 1901-2012 гг. (Рис. 3.14а, 3.14б) демонстрируют сходство пространственной структуры (в Атлантическом секторе) как первых сингулярных компонент СВД $F_1(T:P\leftrightarrow T)$, так и вторых компонент СВД $F_2(T:P\leftrightarrow T)$

с аналогичными ведущими модами, полученными в результате СВД-анализа ТПО Северной Атлантики с осадками в Европе в тот же период (Рис. 3.12а, 3.12б). Это означает, что рассмотренные в исследовании компоненты СВД-анализа ТПО Северной Атлантики можно интерпретировать как часть структуры аналогичных пространственных компонент СВД-анализа ТПО Северного полушария с осадками в Европе.



Рисунок 3.14. Пространственные структуры первых сингулярных компонент СВД $F_1(T:P\leftrightarrow T)$ и СВД $F_1(P:P\leftrightarrow T)$ (а), вторых сингулярных компонент СВД $F_2(T:P\leftrightarrow T)$ и СВД $F_2(P:P\leftrightarrow T)$ (б) весной в период 1901-2012 гг., где Т - ТПО Северного полушария. Изолинии (отражают коэффициенты корреляции) проведены с шагом 0.1. Точками показаны статистически значимые связи (на уровне значимости 0.05).

Связь осадков на территории Европы и высоты геопотенциала 500 гПа Северного полушария весной. Весной в период 1950-2012 гг. с помощью анализа ковариаций были получены две ведущие моды, первая из которых СВД₁(Р↔Z) объясняет 40.5% общей изменчивости рассмотренных характеристик, а вторая CBД₂(P↔Z) 23.3%. Меридионально ориентированный диполь С противоположными по знаку изменениями осадков над северной и южной Европой описывает пространственную структуру ведущей СВД-компоненты весенних осадков CBД $F_1(P:P\leftrightarrow Z)$ (Рис. 3.9г). Однако изменения на территории Европы СВД $F_1(Z:P\leftrightarrow Z)$ на Рис. 3.9в и СВД $F_1(P:P\leftrightarrow Z)$ на Рис. 3.9г отражены градациями разного цвета, что означает их противоположные изменения. Как показано на Рис. 3.9в, пространственная структура СВД $F_1(Z:P\leftrightarrow Z)$ в АтлантикоЕвропейском секторе представляет собой меридионально ориентированный диполь с противоположными по знаку областями высоты геопотенциала 500гПа с ярко выраженными центрами над Гренландией и Западной Европой.

Как показано на графиках Рис. 3.106, СВД $C_1(Z:P\leftrightarrow Z)$ весной коррелирует сильнее с индексом АМО в среднем за март-май. С помощью построенной модели множественной регрессии, где в качестве зависимой переменной выступала ведущая мода СВД $C_1(Z:P\leftrightarrow Z)$ весной, а независимыми переменными были индексы атмосферной циркуляции с января по май в 1950-2012 гг., удалось объяснить 95% общей объясненной изменчивости рассмотренных параметров. Необходимо отметить, что для всех сезонов наблюдаемая неустойчивость множественной регрессии, связанная с большой изменчивостью осадков, порождает слишком много результирующих переменных модели. Как видно из Таблицы 3.11, наибольший вклад в изменчивость временной компоненты СВД $C_1(Z:P\leftrightarrow Z)$ весной вносят колебания индекса ПЕ и САК в марте: 24% приходится на долю индекса ПЕ и почти 23% - на долю индекса САК.

	Step	Multiple R	Multiple R2	R- square	F - to ent/rem	p-value
ПЕ-3	1	0.4943	0.2443	0.2443	19.7208	0.00004
САК-3	2	0.6922	0.4792	0.2349	27.0596	0.000003
ПЕ-4	3	0.8293	0.6878	0.2086	39.4278	0.00000004
ПЕ-5	4	0.8823	0.7784	0.0906	23.6975	0.00001
САК-4	5	0.9233	0.8524	0.0740	28.5973	0.000002
CAK-5	6	0.9441	0.8913	0.0389	20.0658	0.00004
TCA-4	7	0.9604	0.9224	0.0310	21.9807	0.00002
СКА-3	8	0.9673	0.9358	0.0134	11.2482	0.0015
CAK-1	9	0.9704	0.9416	0.0059	5.3284	0.0249
3T-5	10	0.9736	0.9479	0.0063	6.3111	0.0151
СКА-5	11	0 9762	0.9529	0.0050	5 3679	0.0246

Таблица 3.11. Параметры модели множественной регрессии СВД С₁(Z:P↔Z) весной в период 1950-2012 гг.

Вторая ведущая СВД-компонента весенних осадков СВД $F_2(P:P\leftrightarrow Z)$ в период 1950-2012 гг. характеризуется одинаковыми изменениями практически на всей территории Европы с наиболее существенными изменениями на севере Европы (Рис. 3.9е). Такой структуре наиболее соответствуют композиты

стандартизированных аномалий весенних осадков, осредненных за годы положительных/отрицательных значений индекса СКА весной в тот же период (рисунки не показаны). Анализ Рис. 3.9д и 3.9е показал, что ведущая мода CBД $F_2(P\leftrightarrow Z)$ выделила области противоположных изменений над Европой: при увеличении давления над регионом в нем уменьшаются осадки и, наоборот, при уменьшении давления осадки увеличиваются. Таким образом, пространственная структура CBД $F_2(Z:P\leftrightarrow Z)$ весной в 1950-2012 гг. наиболее всего ассоциируется со структурой индекса СКА. Связь CBД $F_2(P\leftrightarrow Z)$ с индексом СКА подтверждают высокие коэффициенты корреляции между временным рядом CBД $C_2(Z:P\leftrightarrow Z)$ и индексом СКА (коэффициент корреляции со СКА в марте составил 0.65), графики изменений которых представлены на Рис. 3.10г.

Анализ Рис. 3.11в свидетельствует о достаточно тесной связи временных рядов осадков, усредненных по территории Европы, с ведущей первой модой СВД $C_1(P:P\leftrightarrow Z)$ весной в период 1950-2012 гг. (коэффициент корреляции между рядами составил 0.77). И о менее тесной связи с ведущей второй модой СВД $C_2(P:P\leftrightarrow Z)$ (коэффициент корреляции между рядами составил 0.45) в тот же период (Рис. 3.11г).

Модель множественной регрессии с зависимой переменной CBД C₂(Z:P \leftrightarrow Z) весной и независимыми переменными - индексами атмосферной циркуляции с января по май в 1950-2012 гг. объяснила 88% общей объясненной изменчивости рассмотренных параметров. Как показано в Таблице 3.12, вклад индекса СКА в марте составил почти 42%, а индекса СКА в апреле – почти 7%. Результаты подкрепляют описанные выше выводы о связи CBД F₁(Z:P \leftrightarrow Z) с CAK и CBД F₂(Z:P \leftrightarrow Z) с индексом СКА.

Визуальное сходство пространственных структур первых ведущих мод СВД-анализа осадков в Европе и ТПО СА прослеживается на Рис. 3.9а и 3.126, а также на Рис. 3.9б и 3.12a (за исключем тропической части СА) в периоды 1950-2012 гг. и 1901-2012 гг. Рис. 3.9в-г и 3.12в-г, а также Рис. 3.9д-е и 3.12д-е демонстрируют визуальное сходство пространственных структур обеих первых ведущих мод СВД-анализа осадков в Европе и аномалии Z500 Северного

полушария в периоды 1950-2012 гг. и 1901-2012 гг. с учетом, что цвета на рисунках могут быть инвертированы (что не меняет направленности связи между рассмотренными параметрами). Анализ пространственных структур свидетельствует, что выявленная в 1950-2012 гг. направленность связи изменений осадков в Европе с изменениями ТПО СА, а также с изменениями Z500 в целом сохраняется и в период 1901-2012 гг. Временные ряды аналогичных ведущих мод СВД-анализа (для периода 1950-2012 гг. и 1901-2012 гг.) также показали тесную 1950-2012 гг., которая отражена в Таблице 3.13. Выявленная связь В пространственно-временной согласованность структуры $CBД F_{1,2}(P \leftrightarrow T)$ И СВД $F_{1,2}(P\leftrightarrow Z)$ свидетельствуют об устойчивости полученных результатов.

Таблица 3.12. Параметры модели множественной регрессии СВД С₂(Z:P↔Z) весной в период 1950-2012 гг.

S	Step	Multiple R	Multiple R2	R- square	F - to ent/rem	p-value
СКА-3	1	0.6458	0.4171	0.4171	43.6436	0.00000001
ПЕ-3	2	0.7398	0.5473	0.1303	17.2667	0.000105
СКА-4	3	0.7828	0.6127	0.0654	9.9606	0.002518
BA-4	4	0.8477	0.7185	0.1058	21.8026	0.000018
САК-5	5	0.8718	0.7601	0.0415	9.8654	0.002670
TCA-4	6	0.8880	0.7885	0.0284	7.5234	0.008164
CKA-5	7	0.9012	0.8122	0.0237	6.9543	0.010849
TCA-3	8	0.9119	0.8316	0.0194	6.2172	0.015747
3T-1	9	0.9217	0.8495	0.0179	6.3051	0.015124
BA3P-3	10	0.9325	0.8696	0.0201	8.0154	0.006580
BA-3	11	0.9401	0.8838	0.0142	6.2454	0.015713

Таблица 3.13. Коэффициенты корреляции между временными рядами первых двух ведущих мод СВД-анализа (выполненного для 1950-2012 гг. и 1901-2012 гг.) весной в 1950-2012 гг.

СВД $C_1(T:P\leftrightarrow T)$	0.64
СВД C ₂ (T:P↔T)	0.65
СВД $C_1(P:P\leftrightarrow T)$	0.54
СВД C ₂ (P:P↔T)	0.7
СВД $C_1(Z:P\leftrightarrow Z)$	0.96
СВД С₂(Ζ:Р↔Ζ)	0.88
СВД $C_1(P:P\leftrightarrow Z)$	0.97
СВД С ₂ (Р:Р↔Z)	0.89

Связь ведущих мод СВД-анализа попарно между осадками и каждым из остальных рассмотренных параметров (ТПО и Z500) весной является

нестационарной в периоды более теплой и более холодной ТПО СА. Как показано в Таблице 3.7, весной более тесная связь между компонентами СВД-анализа преобладала в период более теплой ТПО СА.

Полученные результаты не противоречат выводам, сделанным ранее в работе (Zveryaev, 2009). Согласно выполненному И.И.Зверяевым исследованию, в период ослабления влияния САК на весенние осадки над Европой в 1950-1969 гг. пространственная структура объясняющей 45% общей дисперсии первой ведущей моды совместного анализа СВД-1 между весенними осадками над территорией Европы и давлением на уровне моря, ассоциируется с пространственной структурой, характерной для индекса СКА. При этом соответствующие временные ряды компоненты СВД-анализа и индекса СКА тесно связаны (коэффициент корреляции составляет 0.91). С другой стороны, в период усиления влияния САК на весенние осадки над территорией Европы в 1971-1990 гг. пространственная структура полученной первой ведущей моды аналогичных параметров, на долю которой приходится 49% объясненной общей изменчивости, подобна пространственной структуре САК. Корреляция соответствующих временных рядов компоненты СВД-анализа и индекса САК составила 0.82. Проведенное исследование указывает на то, что ведущие моды совместной изменчивости весенних осадков над Европой и ДУМ связаны с САК и СКА, каждая из которых доминирует в зависимости от периода усиления/ослабления зональных/меридиональных потоков в Атлантико-Европейском секторе.

Лето. Связь летних осадков на территории Европы и температуры поверхности океана в Северной Атлантике в мае-июле. Первая ведущая мода СВД-анализа СВД₁(Р \leftrightarrow T) в период 1950-2012 гг. объясняет 42.3% общей изменчивости. На Рис. 3.15 показано, что первая ведущая мода СВД-анализа СВД₁(Р \leftrightarrow T) отражает одинаково направленные изменения ТПО во всей акватории Северной Атлантики с одинаково направленными изменениями летних осадков в Северной Европе и на Британских островах и противоположно направленными изменениями в южной части Европы с областью наиболее значимых изменений на юго-востоке Восточно-Европейской равнины (Рис. 3.15а). Наибольшая статистически значимая связь изменений с ТПО наблюдалась в Норвежско-Гренландской энергоактивной зоне. Значимые корреляции выявлены в тропической части Северной Атлантики и к востоку от Азорских островов.



Рисунок 3.15. Пространственные структуры первых сингулярных компонент СВД $F_1(T:P\leftrightarrow T)$ и СВД $F_1(P:P\leftrightarrow T)$ (a), СВД $F_1(Z:P\leftrightarrow Z)$ (в) и СВД $F_1(P:P\leftrightarrow Z)$ (г); вторых сингулярных компонент СВД $F_2(T:P\leftrightarrow T)$ и СВД $F_2(P:P\leftrightarrow T)$ (б), СВД $F_2(Z:P\leftrightarrow Z)$ (д) и СВД $F_2(P:P\leftrightarrow Z)$ (е) **летом** в период 1950-2012 гг. Изолинии (отражают коэффициенты корреляции) проведены с шагом 0.1. Точками показаны статистически значимые связи (на уровне значимости 0.05).

Таким образом, согласно ведущему первому режиму совместной изменчивости осадков и ТПО СА летом, потепление Северной Атлантики ассоциировалось со значимыми изменениями осадков в Европе с их наибольшим ростом на территории Швеции и Норвегии и с их наибольшим снижением в республике Башкортостан и в Оренбургской области. Похолодание СА связано в целом с противоположными изменениями.

На тесную связь СВД $C_1(T:P\leftrightarrow T)$ летом с АМО указывают и высокие коэффициенты корреляции между временными рядами СВД $C_1(T:P\leftrightarrow T)$ летом и индекса АМО с апреля по август (от 0.8 до 0.9), отображенные в Таблице 3.4. Как показано на Рис. 3.16а, наибольшая корреляция наблюдалась между СВД $C_1(T:P\leftrightarrow T)$ и индексом АМО в августе (коэффициент корреляции 0.91). В то же время как ряд СВД $C_1(T:P\leftrightarrow T)$ показал достаточно слабую связь с ТДО.

Построенная модель множественной регрессии, где в качестве зависимой переменной выступала CBД C₁(T:P \leftrightarrow T) летом, а независимыми переменными были временные ряды индексов среднемесячных значений АМО, ТДО, ИЮК с апреля по август в 1950-2012 гг., объяснила 86.3% общей объясненной изменчивости рассмотренных параметров. Как видно из Таблицы 3.14, наибольший вклад в изменчивость временной компоненты CBД C₁(T:P \leftrightarrow T) вносят колебания индекса АМО. Доля изменчивости индекса АМО в среднем с мая по июль выбрала почти 82%. Почти 2% приходилось на долю индекса АМО в августе, 2.6% - на долю АМО в июле.

Таблица 3.14. Параметры модели множественной регрессии СВД С₁(Т:Р↔Т) летом в период 1950-2012 гг.

	Step	Multiple R	Multiple R2	R- square	F - to ent/rem	p-value
AMO-567	1	0.904	0.817	0.817	272.93	0.000000000
						00000000000
						0003
AMO-8	2	0.915	0.837	0.020	7.36	0.009
AMO-7	3	0.929	0.863	0.026	11.25	0.001

Вторая ведущая мода СВД-анализа летних осадков в Европе и температуры поверхности океана в Северной Атлантике в мае-июле СВД₂(Р↔Т) объясняет 13.5% их общей изменчивости.



Рисунок 3.16. Временные ряды первых сингулярных компонент (со скользящими средними в 9ти летнем окне) **летом** в период 1950-2012 гг.: СВД $C_1(T:P\leftrightarrow T)$ (1), СВД $C_1(P:P\leftrightarrow T)$ (2) и индекс АМО в августе (3) (а); СВД $C_1(Z:P\leftrightarrow Z)$ (1) и СВД $C_1(P:P\leftrightarrow Z)$ (2) и индекс САК (3) за летние месяцы (б); вторых сингулярных компонент СВД $C_2(T:P\leftrightarrow T)$ (1), СВД $C_2(P:P\leftrightarrow T)$ (2) (в); СВД $C_2(Z:P\leftrightarrow Z)$ (1), СВД $C_2(P:P\leftrightarrow Z)$ (2) и индекс СКА (3) в июле (г).

Выявленная структура СВД F₂(P↔T) отражает синхронное изменение летних осадков на территории Скандинавии (статистически значимое на ее северо-западе) и Европейской части России (статистически значимое на небольшой территории в центре ЕТР) и ТПО на востоке и на западе Северной Атлантики, а также в Баренцевом море (Рис. 3.15б). В то же время, согласно обозначенной обнаруживаются противоположные схеме. изменения перечисленным. И эти изменения включают согласованные изменения летних осадков в Западной и Центральной Европе (статистически значимые в основном в ряде регионов Центральной Европы) и значимые изменения ТПО в области к югу-юго-востоку от Гренландии и области, расположенной в тропических широтах Северной Атлантики (с центром с координатами 15° с.ш. и 50° з.д.) (Рис. 3.156).

Множественная регрессия с зависимой переменной СВД $C_2(T:P\leftrightarrow T)$ летом и независимыми переменными - временными рядами индексов среднемесячных значений АМО, ТДО и ИЮК с апреля по август в 1950-2012 гг., смогла объяснить 36.2% общей объясненной изменчивости рассмотренных параметров. Как видно из Таблицы 3.15, основной вклад в изменчивость временной компоненты СВД $C_2(T:P\leftrightarrow T)$ внесли колебания индекса АМО, чья наибольшая доля приходилась на АМО в августе (почти 17%). Доля изменчивости индекса АМО в апреле составила почти 10%.

Результаты показали, что на оба ведущих режима СВД_{1,2}(Р↔Т) совместной изменчивости осадков в Европе и ТПО СА летом в период 1950-2012 гг. определяющее влияние оказывали долгопериодные колебания ТПО Северной Атлантики.

Таблица 3.15. Параметры модели множественной регрессии СВД С₂(Т:Р↔Т) летом в период 1950-2012 гг.

	Step	Multiple R	Multiple R2	R- square	F - to ent/rem	p-value
AMO-8	2	0.514	0.264	0.166	13.54	0.0005*
AMO-4	1	0.314	0.362	0.098	6.66	0.01*

Анализ Рис. 3.17а свидетельствует о достаточно тесной связи временных рядов осадков, усредненных на территории Европы с первой ведущей модой СВД $C_1(P:P\leftrightarrow T)$ летом в период 1950-2012 гг. (коэффициент корреляции между рядами составил 0.7). И о менее тесной связи со второй ведущей модой СВД $C_2(P:P\leftrightarrow T)$ (коэффициент корреляции между рядами составил 0.3) в тот же период (Рис. 3.17б).

На Рис. 3.18л показано, что первая ведущая мода СВД $C_1(T:P\leftrightarrow T)$ демонстрирует мультидекадную изменчивость. Сглаженные ряды СВД $C_1(T:P\leftrightarrow T)$ и АМО за май-июль хорошо согласованы. СВД $C_1(T:P\leftrightarrow T)$ отражает периоды отрицательного АМО в начале XX века и в период с середины 1960-х годов до конца 1970-х годов; а также период положительного АМО между указанными периодами и современный период положительных значений АМО с середины 1990-х годов.



Рисунок 3.17. Связь временных рядов осадков (мм/сутки/сезон), усредненных по территории Европы, с: СВД С₁(P:P \leftrightarrow T) (a), СВД С₂(P:P \leftrightarrow T) (б), СВД С₁(P:P \leftrightarrow Z) (в), СВД С₂(P:P \leftrightarrow Z) (г) летом в период 1950-2012 гг.

Как следует из сравнения рисунков пространственного распределения корреляций и графиков ведущих мод СВД-анализа осадков, Z500 и ТПО летом в периоды 1901-2012 гг. и 1950-2012 гг. (Рис. 3.15а-3.18а, 3.15б-3.18б, 3.15в-3.18в, 3.15г-3.18г, 3.16а-3.18ж, 3.16б-3.18з, 3.16в-3.18и, 3.16г-3.18к), а также из оценки тесноты связи временных рядов компонентов СВД-анализа в те же периоды 0.81, Таблица (коэффициенты корреляции не менее 3.16), выявленная согласованность пространственно-временной структуры $CBД F_{1,2}(P \leftrightarrow T)$ И СВД $F_{1,2}(P \leftrightarrow Z)$ свидетельствуют об устойчивости полученных результатов.

Необходимо отметить, что согласно структуре первой ведущей моды СВДанализа летом, области наибольшей связи ТПО СА и осадков на Восточно-Европейской равнине как в 1950-2012 гг., так и в 1901-2012 гг. находятся на юговостоке равнины. Это не противоречит выявленной связи долгопериодной составляющей ТПО СА летом на изменения средних многолетних значений осадков на юго-востоке ВЕР в рассмотренные периоды устойчивых аномалий ТПО СА (Глава 2). Однако, в отличие от весны, выявленная связь между осадками

172

на юго-востоке ВЕР и ТПО СА летом свидетельствует о противоположной направленности их изменений.

Таблица 3.16. Коэффициенты корреляции между временными рядами первых двух ведущих мод СВД-анализа (выполненного для 1950-2012 гг. и 1901-2012 гг.) летом в 1950-2012 гг.

СВД $C_1(T:P\leftrightarrow T)$	0.99
СВД C ₂ (T:P↔T)	0.98
СВД C ₁ (P:P↔T)	0.94
СВД C ₂ (P:P↔T)	0.96
СВД $C_1(Z:P\leftrightarrow Z)$	0.95
СВД $C_2(Z:P\leftrightarrow Z)$	0.81
СВД $C_1(P:P\leftrightarrow Z)$	0.89
СВД С ₂ (Р:Р↔Z)	0.9

Связь летних осадков на территории Европы и высоты геопотенциала 500 гПа Северного полушария. Были выделены две ведущие моды, первая из которых СВД₁(Р↔Z) объясняет 59.8% общей изменчивости полей, а вторая СВД₂(Р↔Z) - 13.2%. Пространственная структура первой ведущей моды СВДанализа летних осадков СВД F₁(P:P↔Z) представляет собой меридионально ориентированный диполь с противоположными по знаку изменениями осадков над северной и южной Европой (Рис. 3.15г). Структура СВД F₁(Z:P↔Z) характерна для САК летом и отражает наиболее существенные изменения одного знака в обширном регионе, связанном с Исландским минимумом, и изменения противоположного знака в области над Западной Европой и над востоком Канады (Рис. 3.15в). СВД $F_1(Z:P\leftrightarrow Z)$ согласуется не только со структурой САК в летний сезон, выявленной в качестве первой ЭОФ моды с помощью разложения по естественным ортогональным функциям высоты геопотенциала 700гПа (Barnston and Livezey, 1987), но и с так называемым летним Северо-Атлантическим колебанием (Summer North Atlantic Oscillation, SCAK) (Рис. 3.15в и 3.19а с учетом инверсии цветовой гаммы на Рис. 3.19а). Пространственно-временная структура SNAO была выявлена в качестве ведущей первой ЭОФ моды давления на уровне моря в регионе Атлантико-Европейского сектора, ограниченном 25°-70° с.ш., 70°3.д.-50° в.д. (Folland et al., 2009). Ведущая ЭОФ-1 компонента ДУМ в июлеавгусте 1951-2012 гг. объясняет 26.9% общей изменчивости.



Рисунок 3.18. То же, что на Рис. 3.15 и временные ряды первых сингулярных компонент (со скользящими средними в 9-ти летнем окне) **летом** в период 1901-2012 гг.: СВД $C_1(T:P\leftrightarrow T)$ (1), СВД $C_1(P:P\leftrightarrow T)$ (2) и индекс АМО за май-июль (3) (ж); СВД $C_1(Z:P\leftrightarrow Z)$ (1) и СВД $C_1(P:P\leftrightarrow Z)$ (2) и индекс САК (3) за июнь (3); вторых сингулярных компонент СВД $C_2(T:P\leftrightarrow T)$ (1), СВД $C_2(P:P\leftrightarrow T)$ (2) (и); СВД $C_2(Z:P\leftrightarrow Z)$ (1), СВД $C_2(P:P\leftrightarrow Z)$ (2) и индекс СКА (3) в апреле (к); 9-ти летние скользящие средние СВД $C_1(T:P\leftrightarrow T)$ (4) и АМО (5) за май-июль (л). *(окончание рисунка на следуюшей странице)*



Рисунок 3.18. *(окончание)* То же, что на Рис. 3.15 и временные ряды первых сингулярных компонент (со скользящими средними в 9-ти летнем окне) летом в период 1901-2012 гг.: СВД $C_1(T:P\leftrightarrow T)$ (1), СВД $C_1(P:P\leftrightarrow T)$ (2) и индекс АМО за май-июль (3) (ж); СВД $C_1(Z:P\leftrightarrow Z)$ (1) и СВД $C_1(P:P\leftrightarrow Z)$ (2) и индекс САК (3) за июнь (3); вторых сингулярных компонент СВД $C_2(T:P\leftrightarrow T)$ (1), СВД $C_2(P:P\leftrightarrow T)$ (2) (и); СВД $C_2(Z:P\leftrightarrow Z)$ (1), СВД $C_2(P:P\leftrightarrow Z)$ (2) и индекс СКА (3) в апреле (к); 9-ти летние скользящие средние СВД $C_1(T:P\leftrightarrow T)$ (4) и АМО (5) за май-июль (л).

Анализ графиков на Рис. 3.166 и 3.196 свидетельствует о достаточно тесной связи первой ведущей моды СВД $C_1(Z:P\leftrightarrow Z)$ летом и первой ведущей моды ЭОФ-1 ДУМ в июле-августе в период 1950-2012 гг. (коэффициент корреляции между рядами составил 0.8).

Модель пошаговой множественной регрессии с зависимой переменной СВД $C_1(Z:P\leftrightarrow Z)$ летом и независимыми переменными - индексами атмосферной циркуляции с апреля по август в 1950-2012 гг. объяснила 90.7% общей объяснённой изменчивости рассмотренных параметров. Как видно из Таблицы 3.17, 43% общей изменчивости временной компоненты СВД $C_2(Z:P\leftrightarrow Z)$ объяснили флуктуации индекса САК. 25% приходится на долю индекса ПЕ, 22% - на долю индекса ТСА и 1% - СКА.



Рисунок 3.19. Пространственная (а) и временная (б) структура ЭОФ-1 ДУМ в июле-августе в период 1952-2012 гг. в регионе, ограниченном 25°-70°N, 70°W-50°E.

Таблица 3.17.	Параметры	модели	множественной	регрессии	СВД $C_1(Z:P\leftrightarrow Z)$	летом	в период
1950-2012 гг.							

5	Step	Multiple R	Multiple R2	R- square	F - to ent/rem	p-value
САК-6	1	0.565	0.319	0.319	28.55	0.000001
TCA-8	2	0.733	0.537	0.218	28.32	0.000002
ПЕ-8	3	0.863	0.744	0.207	47.73	0.000000004
САК-8	4	0.897	0.805	0.061	18.07	0.00008
САК-7	5	0.919	0.845	0.040	14.72	0.0003
ПЕ-6	6	0.932	0.869	0.024	10.50	0.002
ПЕ-5	7	0.938	0.880	0.011	4.93	0.03
СКА-5	8	0.944	0.891	0.011	5.40	0.02
CAK-5	9	0.949	0.900	0.009	4.55	0.04
ПЕ-7	10	0.952	0.907	0.007	4.11	0.05

СВД $F_2(P:P\leftrightarrow Z)$ ведущей СВД-компоненты летних осадков в период 1950-2012 гг. имеет зонально ориентированную пространственную структуру с противоположными по знаку изменениями летних осадков на территории Восточной и Западной Европы (Рис. 3.15е). Достаточно схожая структура в поле осадков в летний сезон наблюдается в композитах осадков, рассчитанных в среднем за годы положительных/отрицательных значений индекса СКА в период 1950-2012 гг. (рисунок не показан). Отметим, что в качестве СВД $F_{1,2}$ (Z:P \leftrightarrow Z) фактически рассматривается проекция геопотенциала на осадки на территории

Европы. Поэтому в результате получается псевдо реальная пространственногеопотенциала, временная структура которая является результатом взаимодействия нескольких центров действия атмосферы. Однако при сравнении влияния различных индексов атмосферной циркуляции определяющим является ситуация над территорией Европы, а не вне Европы. Поэтому, несмотря на невысокий коэффициент корреляции (равный 0.3)временных рядов СВД $C_2(Z:P\leftrightarrow Z)$ и индекса СКА, отображенных на графиках на Рис. 3.16г, можно считать, что на вторую СВД-компоненту летних осадков и высоты геопотенциала 500 гПа Северного полушария наибольшее влияние оказывают колебания регионального центра действия атмосферы над Скандинавией, описываемые индексом СКА. Полученный невысокий коэффициент корреляции между временными рядами обусловлен, в частности тем, что не наблюдается полного соответствия активных ярко выраженных центров действия атмосферы в поле $CBЛ F_2(Z:P\leftrightarrow Z)$ И в композитах высоты геопотенциала 500 гПа В противоположные фазы индекса СКА. В частности, на пространственной схеме $CBД F_2(Z:P\leftrightarrow Z)$ центр сильной аномалии над Скандинавией, характерной для структуры аномалий геопотенциала индекса СКА, сильно смещен к центру ЕТР (Рис. 3.15д). Кроме того, в пространственной схеме CBД $F_2(P:P\leftrightarrow Z)$ не обнаруживается существенной аномалии над Скандинавией, характерной для пространственной структуры осадков, связанной со Скандинавским колебанием (Рис. 3.15e). Помимо связи СВД₂(Р↔Z) со СКА, явно прослеживается связь с действия колебанием региональных центров атмосферы «Восточная Атлантика/Западная Россия» с одним из основных центров над ЕТР. Как было упомянуто выше, для пространственной схемы аномалий геопотенциала, соответствующей противоположным фазам этого колебания, характерно прежде всего наличие ярко выраженной аномалии давления над Европейской частью России, которая присутствует на Рис. 3.15д.

С помощью модели множественной регрессии с зависимой переменной СВД С₂(Z:P↔Z) летом и независимыми переменными - индексами атмосферной циркуляции с апреля по август в 1950-2012 гг. объяснено 73.3% общей

177

объясненной изменчивости рассмотренных параметров. Как видно из Таблицы 3.18, доля индекса ТСА была наибольшей и составила 51%. 14.4% изменчивости объяснили колебания индекса СКА, по чуть более 4% объяснили изменения индекса САК, почти 4% - ПЕ.

Таблица 3.18. Параметры модели множественной регрессии СВД С₂(Z:P↔Z) летом и индексов атмосферной циркуляции в период 1950-2012 гг.

	Step	Multiple	Multiple R2	R-square	F - to	p-value
		R			ent/rem	
TCA-8	1	0.640	0.410	0.410	42.36	0.00000002
TCA-6	2	0.714	0.510	0.100	12.21	0.0009
СКА-6	3	0.749	0.561	0.051	6.91	0.01
СКА-7	4	0.782	0.611	0.050	7.48	0.008
САК-6	5	0.808	0.653	0.042	6.95	0.01
СКА-8	6	0.834	0.696	0.043	7.85	0.007
ПЕ-6	7	0.856	0.733	0.037	7.52	0.008

Связь ведущих мод СВД-анализа попарно между осадками и каждым из остальных рассмотренных параметров (ТПО и Z500) летом демонстрирует нестационарность в периоды более теплой и более холодной ТПО СА. Как показано в Таблице 3.7, летом более тесная связь между компонентами СВД-анализа наблюдалась в период более холодной ТПО СА.

Результаты не противоречат сделанным в работе (Zveryaev, 2010) выводам о воздействии центров действия атмосферы Северного полушария, характеризуемых индексами САК и СКА, на летние осадки в Европе. Согласно результатам, ведущая первая ЭОФ мода летних осадков на территории Европы, выявленная в результате разложения по естественным ортогональным функциям временных рядов летних осадков в период 1979-2006 гг., устойчива на протяжении летнего сезона и ассоциируется с Североатлантическим колебанием. Пространственно-временная структура второй ведущей моды ЭОФ летних осадков менее стабильна и варьируется от месяца к месяцу. Этот режим связан со скандинавским центром действия атмосферы.

Осень. Связь осенних осадков на территории Европы и температуры поверхности океана в Северной Атлантике. Первая ведущая мода СВД-анализа

СВД₁(Р↔Т) объясняет 38.7% общей изменчивости. Пространственной структуре СВД₁(Р↔Т) соответствуют связанные статистически значимые изменения ТПО одного знака практически во всей Северной Атлантике и изменения осенних осадков противоположного знака почти на всей территории Европы (Рис. 3.20а). Основные области значимых изменений осенних осадков сосредоточены на Иберийском полуострове и на территории Британских островов. О наличии мультидекадной изменчивости в рядах СВД С₁(Т:Р↔Т), изменения которой приведены на графике Рис. 3.21а, и о связи первой ведущей моды СВД С₁(Т:Р↔Т) с АМО, свидетельствуют высокие коэффициенты корреляции между временными рядами СВД С₁(Т:Р↔Т) и индексом АМО (Таблица 3.4) с июля по ноябрь (от наименьшего 0.73 в ноябре до наибольшего 0.87 в сентябре). На тесноту связи низкочастотных колебаний СВД С₁(Т:Р↔Т) с АМО указывают результаты, приведенные на Рис. 3.20д. Результаты позволяют сделать вывод о том, что первый ведущий режим СВД₁(Р↔Т) совместной изменчивости осадков в Европе и ТПО СА осенью в период 1950-2012 гг. формировался под влиянием долгопериодной изменчивости ТПО Северной Атлантики. B структуре СВД С₁(Р:Р↔Т) на Восточно-Европейской равнине осенью обнаружены лишь небольшие по площади области значимых корреляций с СВД С₁(Т:Р↔Т) на территории Украины, в Северном Прикаспии и в Казахстане.

Вторая ведущая мода $CBJ_2(P\leftrightarrow T)$, объясняющая 17.6% общей совместной изменчивости осенних осадков на территории Европы и высоты геопотенциала 500гПа Северного полушария, предполагает связные изменения одного знака в центре Северной Атлантики и у берегов Африки, а также Европы с изменениями осадков в центральной части Европы (Рис. 3.20б). При этом области статистически значимых изменений осадков расположены в центре Балканского полуострова и в междуречье Дуная и Днепра. Согласно той же схеме изменения противоположного знака на остальной части территории Европы (незначимые практически на всей территории) происходят синхронно с изменениями на севере и на юге Северной Атлантики (статистически значимые изменения обнаружены только в небольшой области на севере).

180



Рисунок 3.20. Пространственные структуры первых сингулярных компонент СВД $F_1(T:P\leftrightarrow T)$ и СВД $F_1(P:P\leftrightarrow T)$ (а), СВД $F_1(Z:P\leftrightarrow Z)$ (в) и СВД $F_1(P:P\leftrightarrow Z)$ (г); вторых сингулярных компонент СВД $F_2(T:P\leftrightarrow T)$ и СВД $F_2(P:P\leftrightarrow T)$ (б), СВД $F_2(Z:P\leftrightarrow Z)$ (д) и СВД $F_2(P:P\leftrightarrow Z)$ (е) осенью в период 1950-2012 гг. Изолинии (отражают коэффициенты корреляции) проведены с шагом 0.1. Точками показаны статистически значимые связи (на уровне значимости 0.05).

Отметим, что в структуре СВД F₂(P:P↔T) на Восточно-Европейской равнине осенью выявлены лишь две небольшие области значимых корреляций с
СВД $F_2(T:P\leftrightarrow T)$ в Северном Прикаспии и в Ставрополье. Вторая ведущая мода СВД $C_2(T:P\leftrightarrow T)$ также связана с АМО (наибольший коэффициент корреляции с индексом АМО в сентябре равен 0.64), но мультидекадная изменчивость, присущая АМО, в изменениях СВД $C_2(T:P\leftrightarrow T)$ выражена слабо (Рис. 3.21в).



Рисунок 3.21. Временные ряды первых сингулярных компонент (со скользящими средними в 9ти летнем окне) осенью в период 1950-2012 гг.: CBД C₁(T:P \leftrightarrow T) (1), CBД C₁(P:P \leftrightarrow T) (2) и индекс AMO с августа по октябрь (3) (а), CBД C₁(Z:P \leftrightarrow Z) (1) и CBД C₁(P:P \leftrightarrow Z) (2) и индекса CAK (3) за ноябрь (б); вторых сингулярных компонент CBД C₂(T:P \leftrightarrow T) (1), CBД C₂(P:P \leftrightarrow T) (2) (в), CBД C₂(Z:P \leftrightarrow Z) (1), CBД C₂(P:P \leftrightarrow Z) (2) и индекса CKA (3) в октябре (г); 9-ти летние скользящие средние CBД C₁(T:P \leftrightarrow T) (5) и AMO с августа по октябрь (6).

В связи с несущественностью выявленной связи $CBД_1(P\leftrightarrow T)$ с AMO в целом для равнины осенью, результаты множественной регрессии как для $CBДC_1(T:P\leftrightarrow T)$, так и для $CBДC_1(Z:P\leftrightarrow Z)$ осенью не приводятся. По этой же причине в работе не рассмотрены аналогичные результаты для $CBДC_2(T:P\leftrightarrow T)$, так и для $CBДC_2(Z:P\leftrightarrow Z)$.

Связь осадков на территории Европы и высоты геопотенциала 500 гПа Северного полушария осенью. Были выделены две ведущие моды, первая из которых СВД₁(Р↔Z) объясняет 53.3% общей изменчивости рассмотренных характеристик, а вторая $CBJ_2(P\leftrightarrow Z)$ - 18.6%. Ведущая мода СВД-анализа осенних осадков СВД F₁(P:P↔Z) имеет дипольную структуру, в которой изменения осадков на территории северной части Скандинавии, северо-западе и востоке ЕТР противоположны изменениям осадков на всей остальной части Европы с областями значимых изменений на обширной территории Западной, Центральной и Восточной Европы, на севере Скандинавии и в центральной части на востоке ETP (Рис. 3.20г). Пространственная структура CBД $F_1(Z:P\leftrightarrow Z)$ ведущей СВД-компоненты высоты геопотенциала 500гПа В Атлантико-Европейским секторе характеризуется областями ДВУМЯ изменений противоположного знака с ярко выраженными центрами, расположенными над Западной Европой и к северу от нее, и с «затоком» на ЕТР (Рис. 3.20в). Компонента $CBД F_1(P \leftrightarrow Z)$ получена в результате комбинации нескольких взаимодействующих центров действия атмосферы Северного полушария. Поэтому временной ряд СВД С₁(Z:P↔Z) связан сразу с несколькими индексами атмосферной циркуляции. Наибольшие коэффициенты корреляции СВД $C_1(Z:P\leftrightarrow Z)$ наблюдаются с временным рядом индекса САК и СКА в ноябре (0.37 и 0.5 соответственно), ПЕ в октябре (0.57) (Рис. 3.21б). Как было уже упомянуто выше, наличие активного центра действия атмосферы над Западной Европой в полях CBД $F_1(Z:P\leftrightarrow Z)$, связанных с зональным переносом воздушных масс, во все сезоны обусловлено тем, что рассматривается проекция на осадки на территории Европы. О существенности влияния СА на структуру СВД $F_1(P:P\leftrightarrow Z)$ и СВД F₁(Z:P↔Z) (Рис. 3.20в и 3.20г) свидетельствует их согласованность с композитами осенних осадков в Европе и высоты геопотенциала 500гПа в Атлантико-Европейском секторе в противоположные фазы САК (рисунки не показаны).

Вторая ведущая мода СВД F₂(P:P↔Z) описывает изменение осенних осадков одного знака в обширной области, охватывающей практически всю

территорию Европы и изменение осадков противоположного знака на западе Европы и на юге Британских островов, в небольшой области на западе Скандинавии и на северо-востоке и юго-востоке ETP (Рис. 3.20д). CBД $F_2(Z:P\leftrightarrow Z)$ Атлантико-Европейским сектором характеризует изменение нал высоты геопотенциала одного знака в области с центром над Скандинавией и противоположные изменения в двух областях: над Западной Европой и к востоку от ЕТР (Рис. 3.20е). Наиболее тесно временной ряд СВД $C_2(Z:P\leftrightarrow Z)$ (Рис. 3.21г) был связан с индексом САК в ноябре (коэффициент корреляции, равный 0.27), СКА и ПЕ в октябре (коэффициенты корреляции, равные 0.27 и 0.41 соответственно) и индексом ТСА (коэффициент корреляции 0.37). Тесная связь с несколькими индексами обусловлена тем, что временной ряд СВД С₂(Z:P↔Z) также, как в случае аналогичной первой СВД-компоненты, сформировался под влиянием нескольких центров действия атмосферы. Наилучшая согласованность пространственной структуры $CBД F_2(Z:P\leftrightarrow Z)$ (Рис. 3.20е) в Атлантико-Европейском секторе наблюдается с композитами высоты геопотенциала 500 гПа в противоположные фазы индекса СКА.

Поскольку осенью выявленные связи оказались наиболее слабыми связями ведущих мод СВД-анализа с аномалиями Z500 и ТПО СА, то на более длительном интервале 1901-2012 гг. аналогичный анализ не проводился.

Связь ведущих мод СВД-анализа попарно между осадками в Европе и каждым из других рассмотренных параметров (ТПО и Z500) осенью является нестационарной в периоды более теплой и более холодной ТПО СА. Как показано в Таблице 3.7, осенью более тесная связь между компонентами СВД-анализа наблюдалась в период более теплой ТПО СА.

Полученные результаты согласуются с результатами СВД-анализа, приведенными в работе для отдельных периодов усиления/ослабления связи САК с европейскими осадками (Zveryaev, 2009). Согласно исследованию, первая ведущая компонента СВД $F_1(P\leftrightarrow Z)$ совместного анализа осенних осадков на территории Европы и ДУМ в период 1925-1944 гг. усиления влияния САК на европейские осадки, чья доля в объясненной общей дисперсии составляет 57%,

имеет ассоциирующуюся с Северо-Атлантическим колебанием пространственную структуру, описанную ранее (Hurrell, 1995). Временные ряды соответствующих характеристик коррелируют друг с другом с коэффициентом корреляции, равным 0.83. В период ослабления влияния САК на осадки на европейской территории в осенний период 1971-1990 гг. аналогичная первая ведущая компонента СВД F₁(P↔Z) объясняет 69% общей совместной изменчивости и имеет структуру, характерную для композитов осадков и ДУМ в противоположные фазы индекса СКА. Коэффициент корреляции между временными рядами соответствующих характеристик составляет 0.79. Таким образом, косвенно подтверждаются полученные в данной работе выводы о том, что ведущие моды совместного анализа осенних осадков в Европе и высоты геопотенциала Северного полушария связаны с режимами атмосферной циркуляции, которые соответствуют САК и колебаниям центра действия атмосферы над Скандинавией и описываются циркуляционными индексами САК и СКА.

Год. Связь годовых осадков на территории Европы и температуры поверхности океана в Северной Атлантике. С учетом выявленной связи первой ведущей моды СВД-анализа с ТПО СА в большинстве рассмотренных сезонов, фокус исследования результатов годового СВД-анализа направлен на первую ведущую моду. Установлено, что первая ведущая мода СВД₁ (Р \leftrightarrow T) объясняет 45.2% общей изменчивости обоих параметров.

Пространственная структура поля первой ведущей моды CBД F₁(P:P \leftrightarrow T) годовых осадков на территории Европы представлена изменениями осадков одного знака практически на всей территории (Puc. 3.22a). При этом, значимые изменения в основном сосредоточены на западе, северо-западе и на юге BEP. На том же рисунке видно, что обозначенные изменения CBД F₁(P:P \leftrightarrow T) связаны с изменениями CBД F₁(T:P \leftrightarrow T) того же знака практически во всей акватории CA. Подобная картина изменений TПО согласуется с аномалиями термического состояния TПО CA в противоположные фазы AMO (Puc. 2.3a – 2.36, а также Puc. 2 в (Alexander et al., 2014)). Временной ряд CBД C₁(T:P \leftrightarrow T) тесно коррелирует с AMO (Puc. 3.23a), однако наибольшая связь установлена с индексом AMO летом

(коэффициент корреляции изменялся от 0.84 с АМО в июне до 0.88 с АМО в августе). Мультидекадная изменчивость АМО обнаруживается во временном ряду СВД С₁(T:P \leftrightarrow T) (Рис. 3.22в). Таким образом, первая ведущая мода СВД F₁(P \leftrightarrow T), отражающая связанные изменения годовых осадков в Европе и ТПО СА, связана с долгопериодной составляющей ТПО СА.



Рисунок 3.22. Пространственные структуры первых сингулярных компонент СВД $F_1(T:P\leftrightarrow T)$ и СВД $F_1(P:P\leftrightarrow T)$ (а), СВД $F_1(P:P\leftrightarrow Z)$ (в) и СВД $F_1(Z:P\leftrightarrow Z)$ (г); вторых сингулярных компонент СВД $F_2(T:P\leftrightarrow T)$ и СВД $F_2(P:P\leftrightarrow T)$ (б), СВД $F_2(P:P\leftrightarrow Z)$ (д) и СВД $F_2(Z:P\leftrightarrow Z)$ (е) в период 1950-2012 гг. Отражающие коэффициенты корреляции изолинии проведены с шагом 0.1. Точками показаны статистически значимые связи (на уровне значимости 0.05).

Связь годовых осадков на территории Европы и высоты геопотенциала 500 гПа Северного полушария. Первая ведущая мода $CBД_1(P\leftrightarrow Z)$ объяснила 55.6% общей изменчивости рассмотренных параметров. Схема изменений первой ведущей компоненты $CBДF_1(P:P\leftrightarrow Z)$ годовых осадков предполагает преобладающие изменения одного знака практически на всей территории Европы за исключением противоположных по знаку изменений на Пиренейском полуострове, на юге Франции и в северной половине Апеннинского полуострова (Рис. 3.22б). При этом значимые изменения на ВЕР сосредоточены в основном в северной части равнины и на ее западе. Первая ведущая компонента СВД F₁(Z:P↔Z) годовых осадков в Атлантико-Европейском секторе представлена диполем с наиболее ярко выраженными центрами над континентом: С одинаковыми изменениями Z500 над Скандинавией и изменениями Z500 над Западной Европой противоположного знака (Рис. 3.22в). Связь СВД F₁(Z:P↔Z) со среднемесячными циркуляционными индексами неустойчива и статистически незначима из-за множества влияющих циркуляционных изменчивость факторов. Таким образом, многолетняя CBД C₁(Z:P \leftrightarrow Z), представленная на Рис. 3.236 формировалась под действием различных циркуляционных механизмов, а наиболее сильное воздействие оказали САК в январе, апреле и в августе, ВА в июне, СКА в июне и в декабре, а также ВАЗР в мае, ноябре и декабре. При этом наибольший коэффициент корреляции, равный 0.37, наблюдался между СВД $C_1(Z:P\leftrightarrow Z)$ и ВАЗР в декабре.

Полученные результаты, касающиеся оценок связанных изменений осадков на территории Европы, температуры поверхности океана в Северной Атлантике и высоты геопотенциальной поверхности 500гПа в годовом масштабе, не отражая сезонных особенностей, дают лишь обобщенное представление.

В качестве независимого подтверждения полученных при выполнении СВД-анализа результатов можно привести результаты регионального анализа. Рассмотрим временные ряды суммарных осадков весной И летом на метеостанциях, расположенных на юго-востоке ЕТР по данным архива Института глобального климата и экологии (ИГКЭ) РАН, а также архивов отечественной Гидрометслужбы (Рис. 3.24, Таблица 3.19) и ряды аномалий ТПО СА в узлах сетки, локализованных к востоку от о-ва Ньюфаундленд (весной) и к югу от Гренландии (летом), то есть в тех областях, где с помощью СВД-анализа была обнаружена значимая корреляция между осадками и ТПО (см. Рис. 3.9а и 3.15а).



Рисунок 3.23. Временные ряды первых сингулярных компонент (со скользящими средними в 9ти летнем окне, показанными сплошными полужирными линиями) в среднем за год в период 1950-2012 гг.: СВД С₁(T:P \leftrightarrow T) (1), СВД С₁(P:P \leftrightarrow T) (2) и индекс АМО в августе (3) (а); СВД С₁(Z:P \leftrightarrow Z) (1), СВД С₁(P:P \leftrightarrow Z) (2) и индекс ВАЗР в декабре (3) (б); 9-летние скользящие средние значения АМО в августе (3) и СВД С₁(T:P \leftrightarrow T) (4) (в).



Рисунок 3.24. Пространственное распределение метеостанций юго-востока ЕТР, выбранных для рассмотрения из архивов ИГКЭ РАН и ВНИИГМИ-МЦД.

Установленная с помощью СВД-анализа связь между рядами осадков по данным архива CRU-TS и TПО СА весной и летом (см. Рис. 3.9а и 3.15а) отразила коэффициенты корреляции, не превысившие 0.5. Как показано на Рис. 6а и 8а, весной коэффициенты корреляции были статистически значимыми на юговостоке Восточно-Европейской равнины как в 1951-2012 гг., так и в 1901-2012 гг.

Летом коэффициенты корреляции были статистически значимыми на той же территории только в период 1951-2012 гг. Несмотря на значимость корреляции на юго-востоке, связь междугодовых изменений осадков и ТПО даже в регионах наибольшего влияния изменений ТПО СА на осадки достаточно слабая. Это, в частности, обусловлено тем, что влияние океана на осадки происходит посредством изменений атмосферной циркуляции, чья стохастическая природа вносит свой вклад в междугодовую изменчивость осадков. Кроме того, большую роль играют упомянутые ранее особенности атмосферных осадков, состоящие в пространственно-временной неоднородности осадков, их высокой способности к кластеризации, а также в сложности процесса осадкообразования.

Таблица 3.19. Характеристики метеостанций юго-востока ЕТР, выбранных для рассмотрения из архивов ИГКЭ РАН и ВНИИГМИ-МЦД.

индекс	наиме-	регион	широта	долгота
	нование		(град с.ш.)	(град в.д.)
28630	Златоуст	Челябинская область, Россия	55° 10'	59° 40'
28719	Аксаково	Республика Башкортостан, Россия	54° 02'	54° 11'
28823	Тукан	Республика Башкортостан, Россия	53° 52'	57° 25'
35026	Зилаир	Республика Башкортостан, Россия	52° 13'	57° 24'
35121	Оренбург	Оренбургская область, Россия	51° 41'	55° 06'
35127	Акбулак	Оренбургская область, Россия	51° 01'	55° 38'

Как было рассмотренно выше, с помощью СВД-анализа было установлено, что наибольшую чувствительность к изменениям термического состояния ТПО СА весной демонстрируют атмосферные осадки в Саратовской, Самарской и Оренбургской областях, а также в республиках Татарстан и Башкортостан. Вместе с тем, как было показано выше, потепление СА летом и осенью ассоциируется с уменьшением осадков на юго-востоке равнины. Летом наибольшая чувствительность осадков к долгопериодным изменениям ТПО СА отмечалась в республике Башкортостан и в Оренбургской области. Установленные сезонные отличия структуры связи изменений ТПО СА и осадков на ВЕР обусловлены различием циркуляционных механизмов, реализующих эту связь.

Осадки на юго-востоке ВЕР и ТПО СА (в регионах с соответствующей наибольшей связью с осадками на равнине, выявленной с помощью СВД-анализа)

продемонстрировали направленные изменения долгопериодных одинаково составляющих их колебаний весной (Рис. 3.25а-3.25л). Наиболее согласованные изменения сглаженных рядов весенних осадков и ТПО наблюдались на метеостанциях Златоуст (Рис. 3.25ж), Залаир (Рис. 3.25з), Тукан (Рис. 3.25к) и Акбулак (Рис. 3.25л) ИЗ архива ГГО с устранением систематических погрешностей осадкомерных приборов.



Рисунок 3.25. Многолетние изменения суммарных осадков (мм/сутки/сезон) **весной** на метеостанциях (1): Златоуст (а), Залаир (б), Оренбург (в) и Тукан (г), Акбулак (д) и Аксаково (е) по данным архива осадков, подготовленного в ВНИИГМИ-МЦД (http://meteo.ru), а также (2): аномалий ТПО СА (°С) в узле сетки с координатами 46.5° с.ш.; 47.5° з.д. в период 1901-2012 гг. Изменения 9-летних скользящих средних значений рассмотренных параметров показаны полужирными сплошными линиями. *(окончание рисунка нс следующей странице)*

Вместе с тем, осадки на метеостанциях на юго-востоке ВЕР и ТПО СА (в регионах с соответствующей наибольшей связью с осадками на равнине, выявленной с помощью СВД-анализа) продемонстрировали противоположно направленные изменения долгопериодных составляющих их колебаний летом (Рис. 3.26а-3.26з).



Рисунок 3.25. *(окончание)* Многолетние изменения суммарных осадков (мм/сутки/сезон) **весной** на метеостанциях (1): Златоуст (а), Залаир (б), Оренбург (в) и Тукан (г), Акбулак (д) и Аксаково (е) по данным архива осадков, подготовленного в ВНИИГМИ-МЦД (http://meteo.ru) и для метеостанций Златоуст (ж), Залаир (з), Оренбург (и), Тукан (к) и Абулак (л) по данным архива осадков, подготовленного в ГГО им. А.И. Воейкова (Богданова и др., 2002), а также (2): аномалий ТПО СА (°С) в узле сетки с координатами 46.5° с.ш.; 47.5° з.д. в период 1901-2012 гг. Изменения 9-летних скользящих средних значений рассмотренных параметров показаны полужирными сплошными линиями.



Рисунок 3.26. Многолетние изменения суммарных осадков (мм/сутки/сезон) летом на метеостанциях (1): Златоуст (а), Залаир (б), Тукан (в) и Аксаково (г) по данным архива осадков, подготовленного в ВНИИГМИ-МЦД (http://meteo.ru) и Златоуст (д), Залаир (е), Тукан (ж) и Аксаково (з) по данным архива осадков, подготовленного в ГГО им. А.И. Воейкова (Богданова и др., 2002), а также (2): аномалий ТПО (°С) в узле сетки с координатами 58.5° с.ш.; 41.5° з.д. в период 1901-2012 гг. Изменения 9-летних скользящих средних значений рассмотренных параметров показаны полужирными сплошными линиями.

Выявленные связи могут быть использованы для улучшения десятилетних региональных климатических прогнозов сезонных осадков ВЕР на основе изменений ТПО СА. Они так же важны при мониторинге состояния степных экосистем на территории Оренбургской области (Чибилев и др., 2005), а также при разработке мер по смягчению последствий климатических изменений и по адаптации экосистем к меняющемуся климату.

3.3. Регионализация Восточно-Европейской равнины на основе квази-однородных колебаний осадков. Связь изменений осадков с изменениями циркуляции атмосферы

Зима. Выполненная регионализация зимних осадков на Восточно-Европейской равнине в 1901-2012 гг. позволила разделить территорию на 12 регионов квази-однородных вековых колебаний весенних осадков (Рис. 3.27а). Анализ вклада изменений ведущих мод барического поля Северного полушария в объясненную общую изменчивость зимних осадков в выделенных регионах, отраженного на Рис. 3.276, свидетельствует о существенном влиянии изменений атмосферной циркуляции на осадки зимой на Восточно-Европейской равнине.

Изменениями циркуляционных индексов внетропической зоны Северного полушария в зимние месяцы было объяснено до 72% изменчивости осадков зимой в регионах их квази-однородных изменений (Рис. 3.27б). Наибольший вклад в дисперсию зимних осадков в 1951-2012 гг. во всех регионах вносило Североатлантическое колебание (от 5 до 39%), Скандинавское колебание (до 34%) и колебание «Восточная Атлантика/Западная Россия» (от 2 до 18%). Влияние САК уменьшалось по мере продвижения вглубь континента, что ассоциируется с ослаблением циклонической деятельности, связанной с САК, в этих регионах. Менее существенная роль центра действия над Скандинавией отмечалась в максимально удаленных районах на юге ВЕР (Рис. 3.27б). Связь зимних осадков и индекса ПЕ, количественно характеризующего колебания разности атмосферного давления между средними и полярными широтами Северного полушария, проявилась во все сезоны. Отметим, что эта связь носила более региональный характер. Колебание «Восточная Атлантика» хотя и оказывало влияние на изменения осадков на ВЕР, однако оно было существенно менее сильным, чем влияние САК. Еще меньшей пространственной устойчивостью обладала связь зимних осадков с временными рядами индексов ЗТ и ТСА, отражающих Тихоокеанских флуктуации центров действия атмосферы: Западно-Тихоокеанского колебания и Северотихоокеанского колебания. Связь сезонных осадков на ВЕР с изменениями Тихоокеанских центров действия атмосферы формировалась благодаря телеконнекции.



Рисунок 3.27. Регионализация территории Восточно-Европейской равнины по квазиоднородным колебаниям зимних осадков в период 1901-2012 гг. и корреляция осадков в узлах каждого региона со средними осадками по региону (а), а также вклад (%) как каждого по отдельности индекса, так и суммарный вклад индексов атмосферной циркуляции Северного полушария в декабре-феврале в изменения зимних осадков в 12-ти регионах в период 1951-2012 гг. (б).

Анализ графиков на Рис. 3.28 позволяет сделать вывод о том, что линейная комбинация циркуляционных индексов в зимние месяцы достаточно хорошо описывает изменения зимних осадков на Восточно-Европейской равнине в 1951-

2012 гг. ввиду того, что зимой осадки определяются фронтальными процессами. В этот период практически во всех рассмотренных регионах равнины тренды зимних осадков были положительными. Как показано в Таблице 3.20, скорость прироста осадков варьировалась от 0.5 мм/10 лет на юго-востоке (Рис. 3.28д) до 2.7 мм/10 лет на севере территории (Рис. 3.28ж). Отрицательные тренды отмечались на западе – зимние осадки убывали со скоростью от 0.5 мм/10 лет (Рис. 3.28е) до 1.7 мм/10 лет (Рис. 3.28г). Осадки зимой также уменьшались со скоростью в среднем 0.3 мм/10 лет в регионе, расположенном на западе Архангельской области и на севере Карелии (Рис. 3.28м).

Таблица 3.20. Коэффициенты трендов (мм/сезон/год) изменения сезонных осадков в среднем по квази-однородным регионам ВЕР в 1951-2012 гг.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
зима	0.22	0.10	0.09	-0.17	0.05	-0.05	0.27*	0.11	0.24	0.24	0.22	-0.03	
весна	-0.24	0.16	0.16	0.29*	0.26	0.35*	0.09	-0.11	0.36*	0.01	0.36*	-0.06	0.18
лето	0.13	0.13	0.19	0.002	-0.2	0.11	0.04	0.13	-0.11	0.35*	-0.14	0.09	0.003

* статистически значимые коэффициенты на уровне 0.05

Положительная связь индекса САК с зимними осадками в более северных регионах равнины, отраженная в Таблице 3.21, обусловлена тем, что в положительную фазу САК в зимние месяцы пути циклонов смещаются на север Европы, принося в регион обильные осадки (Hurrell, 1995). В то время как более южные регионы ВЕР испытывают дефицит осадков. Таким образом, в регионах на юге равнины доминировала обратная связь зимних осадков и САК, что обусловило преимущественно отрицательные регрессионные коэффициенты вхождения индекса САК во множественную регрессию в этих регионах в 1951-2012 гг. (см. Таблицу 1 в Приложении). В той же Таблице показано, что аналогичные регрессионные коэффициенты в районах на севере ВЕР в большинстве случаев были положительными и отражали положительную связь зимних осадков и САК. С другой стороны, отрицательные регрессионные коэффициенты вхождения индекса СКА в множественную регрессию в большинстве регионах коэффициенты рассмотренных И отрицательные

(Таблица 2 корреляции Приложении) свидетельствуют В наличии 0 преобладающей обратной связи зимних осадков на равнине и Скандинавского колебания. Такая ситуация связана с повышенной повторяемостью наблюдения антициклона с центром над Скандинавией в положительную фазу индекса СКА и дефицитом зимних осадков на равнине. Отметим, что повышенная повторяемость антициклонов над Скандинавией характерна в среднем за положительную фазу СКА и формируется в основном за счет лет экстремальных положительных значений индекса. Однако при меньших его положительных значениях не исключается ситуация, когда над Скандинавией доминирует циклоническая деятельность, что является следствием влияния других существенно более активных в это время центров действия атмосферы. Такая ситуация приводит к переключению отрицательной связи осадков со СКА на положительную связь между ними, что отражено в Таблице 3 (см. Приложение) (изменение отрицательных коэффициентов корреляции в одни месяцы на положительные значения в другие месяцы).

Несмотря на противоположность влияния САК на осадки зимой в северных и южных районах равнины, в 1951-2012 гг. практически во всех рассмотренных квази-однородных районах отмечались положительные тренды. Это объясняется различным вкладом нескольких влияющих циркуляционных факторов в изменчивость осадков на равнине, в совокупности сформировавших положительные тренды зимних осадков.

Таблица 3.21. Коэффициенты корреляции между временными рядами зимних осадков в 12-ти регионах их квази-однородных изменений и рядами индексов САК, а также СКА и ПЕ в декабре, январе и феврале в 1963-1994 гг. (I), 1995-2012 гг. (II), 1951-2012 гг. (III).

	1			"						1			11			111											
	NAO-			NAO-			NAO-			SCAND-	SCAND-	SCAND-	SCAND	SCAND	SCAND	SCAND	SCAND	SCAND	POLAR-	POLAR							
	12	NAO-1	NAO-2	12	NAO-1	NAO-2	12	NAO-1	NAO-2	12	1	2	12	1	2	12	1	2	12	1	2	12	1	2	12	1	2
1	0.04	-0.33	-0.15	-0.16	-0.15	-0.24	-0.05	-0.26	-0.20	-0.01	-0.28	-0.39	0.18	-0.09	-0.19	-0.19	-0.06	0.12	-0.17	0.21	-0.25	-0.01	-0.12	-0.54	-0.05	0.08	0.03
2	0.26	0.13	0.31	0.15	0.52	0.53	0.10	0.16	0.26	-0.56	-0.27	-0.46	-0.40	-0.50	-0.27	-0.23	-0.05	-0.04	-0.26	0.16	-0.10	-0.08	0.23	0.04	-0.02	-0.06	-0.04
3	-0.23	-0.29	-0.25	-0.04	0.18	0.36	-0.17	-0.24	-0.20	-0.45	-0.39	-0.35	-0.24	-0.20	-0.46	0.00	0.09	0.10	-0.53	0.28	0.18	0.20	0.12	-0.46	0.12	-0.03	-0.17
4	-0.21	-0.50	-0.37	-0.32	-0.24	-0.40	-0.26	-0.44	-0.44	0.21	-0.08	-0.12	0.10	0.18	0.12	0.09	0.11	0.09	-0.11	0.13	-0.06	-0.09	0.04	-0.26	-0.05	-0.02	0.12
5	0.08	-0.24	-0.15	0.35	0.13	0.30	0.155	-0.09	-0.18	-0.28	-0.09	-0.44	0.34	-0.25	0.33	-0.06	-0.01	-0.08	-0.29	0.16	-0.19	0.16	-0.10	-0.13	0.02	-0.14	-0.10
6	0.19	-0.07	0.00	0.11	-0.07	-0.16	0.11	-0.07	-0.05	-0.16	-0.43	-0.28	0.14	-0.16	-0.27	-0.30	0.00	0.14	-0.24	0.06	-0.17	0.05	-0.15	-0.27	-0.15	-0.04	0.10
7	0.38	0.22	0.21	0.20	-0.07	-0.20	0.20	0.13	0.18	-0.20	-0.45	-0.45	-0.18	-0.32	-0.38	-0.32	-0.03	0.13	-0.11	-0.06	-0.38	-0.13	0.11	0.04	-0.23	-0.01	0.12
8	0.14	-0.31	-0.07	-0.06	-0.24	-0.30	0.02	-0.29	-0.21	0.13	-0.24	-0.40	0.36	-0.12	-0.09	-0.22	-0.03	0.17	-0.18	0.03	-0.41	-0.21	-0.09	-0.44	-0.19	0.03	0.04
9	-0.03	-0.32	-0.02	0.03	0.46	0.40	-0.02	-0.24	-0.04	-0.44	-0.33	-0.63	-0.31	-0.32	-0.37	-0.08	0.03	0.04	-0.48	0.38	-0.12	0.01	0.10	-0.32	0.05	-0.01	-0.15
10	0.16	0.23	0.54	0.10	0.55	0.36	0.02	0.26	0.41	-0.51	-0.12	-0.13	-0.40	-0.31	0.04	-0.17	-0.03	-0.09	-0.09	0.14	0.11	-0.03	0.30	0.19	0.12	-0.11	-0.08
11	0.42	0.46	0.42	0.56	-0.37	-0.09	0.39	0.41	0.33	-0.06	-0.17	-0.29	0.00	-0.44	-0.30	-0.28	-0.32	0.03	0.24	-0.09	-0.34	-0.15	-0.37	0.03	-0.21	-0.05	0.09
12	0.19	0.26	0.28	0.16	0.29	0.32	0.05	0.23	0.24	-0.49	-0.36	-0.53	-0.41	-0.36	-0.34	-0.23	-0.13	-0.11	0.02	0.16	-0.11	-0.36	0.16	0.16	-0.03	-0.05	0.07



Рисунок 3.28. Многолетние изменения зимних осадков (1), а также результатов множественной регрессии зимних осадков на циркуляционные индексы в декабре-феврале (2) в 1951-2012 гг. в 12-ти регионах Восточно-Европейской равнины (Рис. 3.27): 1-ом (а), 2-ом (б), 3-ем (в), 4-ом (г), 5-ом (д), 6-ом (е), 7-ом (ж), 8-ом (з), 9-ом (и), 10-ои (к), 11-ом (л) и 12-ом (м) регионе, а также комбинированного индекса, полученного в качестве результата множественной регрессии зимних осадков на циркуляционные индексы в декабре-феврале (2) в 1951-2012 гг. Линейный тренд осадков (мм/год) показан тонкой сплошной линией черного цвета.

Весна. С помощью регионализации весенних осадков на Восточно-Европейской равнине на основе их квази-однородных изменений в 1901-2012 гг. на территории было выделено 13 регионов (Рис. 3.29а). На Рис. 3.29б видно, что вклад индекса САК в каждом регионе не превысил 10%. Наибольший вклад в объясненную общую изменчивость весенних осадков на ВЕР в большинстве регионов вносили изменения индексов СКА (от 4 да 26%) и ВАЗР (от 3 до 19%).

Анализ весенних осадков выявил положительные тренды их изменений в 1951-2012 гг. в большинстве регионов квази-однородных изменений осадков (см. Таблицу 3.20). При этом наибольшая скорость роста весенних осадков

наблюдалась на севере ВЕР (до 3.6 мм/ 10 лет), на востоке (до 3.5 мм/ 10 лет) и в регионе на территории Северо-Западного Прикаспия (3.6 мм/ 10 лет). Отрицательные тренды отмечены в регионах на юго-западе и в центре равнины со скоростью снижения осадков весной до 1.1 мм/ 10 лет и 2.4 мм/ 10 лет соответственно.



Рисунок 3.29. Регионализация территории Восточно-Европейской равнины по квазиоднородным колебаниям весенних осадков в период 1901-2012 гг. и корреляция осадков в узлах каждого региона со средними осадками по региону (а), а также вклад (%) как каждого по отдельности индекса, так и суммарный вклад индексов атмосферной циркуляции Северного полушария в марте-мае в изменения весенних осадков в 13-ти регионах в период 1951-2012 гг. (б).

Наибольшая несогласованность между колебаниями средних по региону весенних осадков и комбинациями значений циркуляционных индексов в мартемае, полученных из множественной регрессии, наблюдалось в 1-ом регионе в 1970-е годы и в начале 1990-х годов (графики на Рис. 3.30а), в 3-ем регионе - в конце 1960-х – начале 1970-х годов и в конце 1980-х – начале 1990-х годов (графики на Рис. 3.30в) и в 4-ом регионе в 1950-е годы, со второй половины 1960х годов по начало 1970-х годов, а также в первое десятилетие текущего столетия (графики на Рис. 3.30г).



Рисунок 3.30. Многолетние изменения весенних осадков (1) в 13-ти регионах Восточно-Европейской равнины (Рис. 3.29), расположенных на северо-западе (2-ой (б) и 9-ый (и) регион), на севере (3-ий (в), 5-ый (д) и 13-ый (н) регион), на западе (7-ой (ж) и 12-ый (м) регион), на востоке (6-ой (е) регион), в центре (1-ый (а), 8-ой (з), 10-ый (к) регион) и на юге (4-ый (г) и 11ый (л) регион), а также комбинированного индекса, полученного в качестве результата множественной регрессии весенних осадков на циркуляционные индексы в марте-мае (2) в 1951-2012 гг. Линейный тренд осадков показан тонкой сплошной линией черного цвета.

Анализ коэффициентов корреляции между весенними осадками в 13-ти регионах с индексами САК и СКА (Таблица 3.23) показал, что связь между ними Весной неустойчивость весной была менее тесной, чем зимой. связи, перестройке атмосферной возникающая благодаря циркуляции, является

атрибутом переходного сезона. Наиболее тесная корреляция в большинстве регионов наблюдалась с индексом СКА в марте и апреле (преимущественно отрицательная корреляция), а также с индексом ВАЗР в мае (преобладающая положительная связь), что представлено как в Таблице 3.23, так и прослеживается в значениях, характеризующих общий вклад указанных индексов в объясненную изменчивость (Рис. 3.29б).

Как следует из графиков Рис. 2.10б из Главы 2, в весенние месяцы в 1951-1990 гг. доминировала положительная фаза индекса СКА с наибольшими его экстремальными значениями в 1980-е гг., с которыми ассоциировалась более частая повторяемость антициклонов весной над ВЕР. Это обстоятельство повлияло на снижение в среднем за этот период количества весенних осадков в ряде рассмотренных регионов. На Рис. 2.10б из Главы 2 видно, что на рубеже 1990-х годов чаще встречалась положительная фаза САК, а со второй половины 1990-х годов отмечена повышенная повторяемость положительной фазы индекса ВАЗР. С перечисленными событиями был, в частности, связан рост количества весенних осадков в тот же период во многих рассмотренных регионах равнины. Немалую роль при этом сыграло различие во влиянии на осадки в разных регионах ЕТР колебания «Восточная Атлантика/Западная Россия», связанное, в частности, с меридиональностью направленности соответствующей ему волновой колебания, положительной фазы структуры. Для ЭТОГО количественно характеризуемого значениями индекса ВАЗР, на ВЕР характерно наблюдение более часто повторяющихся циклонов над юго-востоком равнины и более благоприятных условий для образования осадков. В то время как ее северо-запад находится под влиянием обширной антициклонической области с центром над Западной Европой. Для отрицательной фазы индекса ВАЗР над указанными территориями наблюдалась противоположная ситуация с аномалиями давления. С учетом пространственной структуры колебания «Восточная Атлантика/Западная Россия» весной преобладала положительная корреляции между осадками и индексом BA3P в регионах на юго-востоке и отрицательная корреляция между ними в регионах, находящихся на северо-западе равнины (Таблица 3.22). В той же

Таблице 3.22 можно увидеть, что в регионах, ориентированных вдоль центральной трансекты в направлении с юга-запада на северо-восток, знак корреляции между временными рядами осадков и циркуляционных индексов наиболее неустойчив.

Лето. Регионализация летних осадков на Восточно-Европейской равнине в 1901-2012 гг. выделила 13 регионов их квази-однородных колебаний (Рис. 3.31а). Как следует из Таблицы 3.20, наибольшие положительные коэффициенты тренда летних осадков в 1951-2012 гг. сосредоточены в северо-западной половине равнины (от 1.1 мм/10 лет до 3.5 мм/10 лет). Тренды в регионах в юго-восточной части были либо незначимыми положительными и не превышали 0.9 мм/10 лет, либо отрицательными (в 9-ом и 11-ом регионе) со скоростью снижения летних осадков 1.1 мм/10 лет и 1.4 мм/10 лет соответственно. В регионе на северо-западе Казахстана в период 1951-2012 гг. летние осадки убывали со скоростью 2 мм/10 лет.

В то время как вклад изменений индекса САК в изменчивость летних осадков не превысил 3-5% в регионах на юге ВЕР, в регионах на севере равнины вклад этого циркуляционного индекса доходил до 22% (Рис. 3.31б). Наибольший вклад в изменчивость осадков регионов их квази-однородных изменений летом вносили индексы СКА и ВАЗР. Так, доля индекса СКА изменялась от 3% до 27%, а индекса ВАЗР - от 2% до 19%.

Таблица 3.22. Коэффициенты корреляции между временными рядами весенних осадков в 13-ти регионах их квази-однородных изменений и рядами индексов САК, а также СКА и ВАЗР в марте, апреле и мае в 1963-1994 гг. (I), 1995-2012 гг. (II), 1951-2012 гг. (III).

	1							Ш		I I		Ш			Ш			1			Ш			ш			
										SCAND	EAWR-																
	NAO-3	NAO-4	NAO-5	NAO-3	NAO-4	NAO-5	NAO-3	NAO-4	NAO-5	3	4	5	3	4	5	3	4	5	3	4	5	3	4	5	3	4	5
1	0.05	-0.05	-0.17	-0.11	-0.21	-0.11	-0.06	-0.11	-0.08	-0.13	-0.09	-0.01	-0.46	-0.52	-0.43	-0.33	-0.24	-0.23	0.13	0.01	0.45	-0.06	-0.20	0.23	0.04	0.18	0.15
2	0.20	-0.18	-0.12	0.00	-0.28	-0.44	0.08	-0.21	-0.27	-0.49	-0.30	0.08	-0.35	-0.54	-0.13	-0.48	-0.34	-0.06	0.14	-0.47	-0.03	0.10	-0.44	-0.22	-0.03	-0.02	0.12
3	0.27	-0.16	-0.24	0.14	-0.04	0.14	0.23	-0.19	-0.12	-0.09	-0.12	-0.06	-0.47	-0.48	-0.12	-0.30	-0.27	-0.12	0.16	-0.19	0.30	0.11	0.10	0.23	0.00	0.15	0.04
4	-0.28	0.10	-0.07	0.19	0.05	0.38	-0.02	0.02	0.08	-0.37	0.05	0.22	-0.53	-0.27	0.34	-0.38	-0.08	0.06	-0.08	0.23	0.29	0.01	0.33	0.11	0.05	0.03	0.15
5	0.30	-0.16	-0.39	-0.20	-0.32	0.07	0.11	-0.17	-0.26	-0.12	-0.41	-0.09	-0.46	-0.24	-0.17	-0.27	-0.35	-0.17	0.21	-0.24	-0.08	0.00	-0.17	-0.03	0.04	-0.22	0.15
6	0.02	0.22	-0.27	0.01	0.12	0.00	0.12	-0.01	-0.20	-0.25	-0.15	0.03	-0.39	-0.67	-0.21	-0.40	-0.39	-0.12	-0.02	0.11	0.64	0.02	-0.01	0.30	-0.01	0.13	0.01
7	0.16	-0.13	-0.13	-0.40	-0.58	-0.66	-0.15	-0.16	-0.27	-0.27	-0.12	0.13	-0.38	-0.05	0.13	-0.31	-0.09	-0.01	-0.21	-0.36	-0.04	-0.17	-0.37	-0.10	-0.16	-0.16	-0.02
8	0.15	0.19	-0.20	-0.07	-0.29	-0.43	-0.03	-0.11	-0.29	-0.09	-0.02	-0.19	-0.31	-0.05	-0.12	-0.32	-0.10	-0.22	-0.29	-0.16	0.36	-0.06	-0.40	0.07	-0.18	-0.15	-0.09
9	0.36	-0.29	-0.22	-0.21	-0.09	-0.45	0.19	-0.20	-0.31	-0.33	-0.34	-0.09	-0.20	-0.34	0.00	-0.34	-0.30	-0.09	0.11	-0.60	-0.19	0.15	-0.52	-0.36	-0.05	-0.06	0.08
10	0.04	0.17	-0.20	-0.06	0.24	0.00	-0.06	0.04	-0.17	-0.30	-0.10	-0.12	-0.46	-0.47	-0.17	-0.46	-0.27	-0.21	-0.24	0.05	0.40	-0.03	0.05	0.17	-0.11	-0.02	0.09
11	-0.04	0.13	-0.04	-0.27	0.06	-0.02	-0.03	0.00	-0.05	-0.14	0.11	-0.21	-0.68	-0.19	0.05	-0.35	-0.05	-0.15	-0.15	0.11	-0.16	-0.23	0.00	-0.12	-0.06	-0.23	0.21
12	-0.41	-0.09	-0.04	-0.28	-0.19	-0.51	-0.28	-0.16	-0.19	0.20	0.01	0.01	-0.23	-0.21	-0.08	-0.04	-0.06	-0.02	-0.53	0.30	-0.25	0.03	-0.35	0.12	-0.37	0.10	-0.01
13	0.13	-0.05	-0.28	0.11	-0.37	-0.15	0.04	-0.18	-0.32	-0.36	-0.27	-0.01	-0.47	-0.20	0.19	-0.48	-0.20	-0.05	0.24	-0.35	-0.03	-0.26	-0.36	-0.20	-0.02	-0.21	-0.07



Рисунок 3.31. Регионализация территории Восточно-Европейской равнины по квазиоднородным колебаниям летних осадков в период 1901-2012 гг. (а) и вклад (%) как каждого по отдельности индекса, так и суммарный вклад индексов атмосферной циркуляции Северного полушария в июне-августе в изменения летних осадков в 13-ти регионах в период 1951-2012 гг. (б).

Доля объясненной циркуляционными индексами (в июне-августе) изменчивости летних осадков в регионах их квази-однородных изменений была наибольшей в регионах, расположенных на севере и в центре равнины, в которых 44% до 64% (Рис. 3.31б). Наименьший вклад варьировался ОТ вклад крупномасштабной атмосферной циркуляции наблюдался на юге равнины. Анализ Рис. 3.32а – 3.32н показал, что летом комбинация циркуляционных индексов гораздо менее удачно объясняет изменения летних осадков в регионах квази-однородных колебаний, что ИХ связано co значительным вкладом внутримассовых осадков. Наименьший вклад индексов крупномасштабной атмосферной циркуляции в изменчивость летних осадков обнаружен в регионах Северо-Западного и Северо-Восточного Прикаспия (Рис. 3.32г и 3.32д).



Рисунок 3.32. Многолетние изменения летних осадков в 13-ти регионах Восточно-Европейской равнины (Рис. 3.31), расположенных на севере (2-ой (б) и 6-ой (е) регион), на западе (3-ий (в), 8-ой (з) и 10-ый (к) регион), на востоке (7-ой (ж) и 9-ый (и) регион), в центре (1-ой (а), 11-ый (л), 12-ый (м) и 13-ый (н) регион) и на юге (4-ый (г) и 5-ый (д) регион), а также комбинированного индекса, полученного в качестве результата множественной регрессии летних осадков на циркуляционные индексы в июне-августе (2) в 1951-2012 гг. Линейный тренд осадков показан тонкой сплошной линией черного цвета.

Результаты множественной регрессии для лета в 1951-2012 гг. наиболее неустойчивы среди всех рассмотренных сезонов, что подтверждается разнонаправленностью коэффициентов корреляции осадков, в частности, с индексами СКА и ВАЗР, наиболее сильно влияющими на летние осадки на ЕТР

(Таблица 3.23). Доля объясненной циркуляционными индексами (в июне-августе) изменчивости летних осадков в регионах их квази-однородных изменений была наибольшей в регионах, расположенных на севере и в центре равнины, в которых вклад варьировался от 44% до 64% (Рис. 3.31б). На том же рисунке показано, что закономерно наименьшим аналогичный вклад оказался на юге равнины.

Существенным отличием связи САК с летними осадками по сравнению с другими сезонами является преобладающая отрицательная связь между ними в регионах на северо-западе и западе ВЕР, обусловившая отрицательные коэффициенты вхождения индекса САК в множественную регрессию в этих регионах (Таблица 3 в Приложении). Это означает, что летом в положительную фазу усиления САК в обозначенных регионах, как правило, наблюдается меньше осадков. Что является следствием особенностей летнего САК (известного, как SNAO, Folland et al., 2009), для которого характерно «расщепление» обширной области аномального давления в одном из основных центров действия атмосферы над центром Северной Атлантики на две области и смещением занимающего более восточное положение «ядра» на территорию Западной Европы. В результате в положительную фазу САК летом над этой территорией чаще наблюдается масштабная антициклоническая область с центром над Британскими островами, что ассоциируется с меньшим по сравнению с климатической нормой количеством осадков, в том числе, на северо-западе и западе ВЕР. Иллюстрация к сказанному - преобладание отрицательной фазы индекса САК (и его экстремальных значений) в начале XXI в. Отрицательная фаза САК, явно просматривающаяся на графике многолетних изменений индекса САК на Рис. 2.10в из Главы 2, связана с преобладанием циклонической деятельности в северной половине Европы и ростом летних осадков в этот период в северозападных и западных регионах Восточно-Европейской равнины (см. Рис. 3.32а, 3.326, 3.32в, 3.32е). В то же время повышенная повторяемость отрицательной фазы индекса ВАЗР с более частым наблюдением его отрицательных экстремумов в начале XXI в. ассоциировалась с ростом блокирующих событий над юговостоком Восточно-Европейской равнины, при которых ощущался дефицит

осадков и на их фоне повышалась частота засух. К таким событиям, например, относится суровая летняя засуха 2010 г. (Черенкова, Кононова, 2012) с экстремально низким по сравнению с нормой количеством осадков, наиболее сильно затронувшая четвертый (Рис. 3.32г), пятый (Рис. 3.32г) и седьмой (Рис. 3.32ж) регионы на юго-востоке ВЕР.

Таблица 3.23. Коэффициенты корреляции между временными рядами летних осадков в 13-ти регионах их квази-однородных изменений и рядами индексов САК, а также СКА и ВАЗР в июне, июле и августе в 1963-1994 гг. (I), 1995-2012 гг. (II), 1951-2012 гг. (III).

	1			п						I			П			ш			1			11			111		
										SCAND	SCAND	SCAND-	SCAND	SCAND	SCAND-	SCAND-	SCAND-	SCAND	EAWR-								
	NAO-6	NAO-7	NAO-8	NAO-6	NAO-7	NAO-8	NAO-6	NAO-7	NAO-8	6	7	8	6	7	8	6	7	8	6	7	8	6	7	8	6	7	8
1	-0.34	-0.27	-0.16	-0.43	-0.30	-0.31	-0.23	-0.38	-0.24	-0.25	-0.05	-0.29	-0.57	-0.04	-0.52	-0.29	-0.08	-0.45	-0.61	-0.34	-0.14	-0.01	-0.28	0.04	-0.34	-0.24	-0.08
2	-0.41	0.08	0.25	-0.27	-0.06	0.07	-0.36	-0.06	0.10	-0.33	0.01	-0.16	-0.16	-0.65	-0.11	-0.29	-0.25	-0.20	0.06	-0.39	-0.21	-0.16	-0.27	0.24	-0.03	-0.33	-0.17
3	-0.08	-0.36	-0.29	-0.49	-0.43	-0.47	-0.18	-0.42	-0.40	0.19	0.16	-0.07	-0.41	0.10	-0.43	-0.06	0.20	-0.21	-0.41	-0.35	-0.23	-0.24	-0.27	0.15	-0.33	-0.19	-0.02
4	-0.11	-0.33	-0.08	0.08	0.01	0.55	-0.01	-0.19	-0.03	-0.07	-0.06	-0.33	-0.10	-0.04	0.07	0.01	-0.01	-0.14	-0.05	-0.09	-0.02	0.53	0.11	0.37	0.08	0.11	0.12
5	-0.01	-0.23	-0.13	0.19	-0.05	-0.01	0.10	-0.20	-0.16	-0.12	0.07	-0.28	-0.40	0.44	-0.21	-0.16	0.21	-0.21	0.16	0.14	0.08	0.40	-0.15	0.05	0.22	0.14	0.13
6	-0.26	-0.31	0.16	-0.57	-0.38	-0.14	-0.19	-0.33	-0.01	-0.05	-0.02	-0.31	-0.50	-0.18	-0.36	-0.14	-0.13	-0.41	-0.20	-0.44	-0.45	-0.04	-0.32	0.21	-0.22	-0.42	-0.18
7	0.11	-0.14	0.06	0.08	-0.05	0.08	0.23	-0.18	0.11	-0.34	-0.15	-0.03	-0.26	0.23	-0.11	-0.19	0.00	-0.13	-0.12	0.24	0.24	0.51	0.16	0.03	0.05	0.29	0.32
8	-0.09	-0.04	-0.10	-0.08	0.43	0.08	-0.06	0.13	0.01	-0.17	0.30	0.16	0.09	0.51	0.19	0.01	0.36	0.13	-0.08	0.02	0.03	0.08	0.17	-0.21	-0.05	0.15	0.11
9	-0.22	-0.21	0.10	-0.35	-0.06	-0.01	-0.20	-0.21	0.04	-0.48	0.01	-0.10	-0.37	-0.47	-0.31	-0.37	-0.18	-0.28	-0.22	0.08	0.05	-0.07	-0.17	0.23	-0.14	0.00	0.03
10	-0.24	-0.16	-0.47	-0.48	-0.03	-0.35	-0.26	-0.11	-0.34	0.09	-0.05	-0.02	-0.43	0.01	-0.13	-0.05	0.01	-0.07	-0.16	-0.26	0.00	-0.13	-0.17	0.04	-0.13	-0.11	0.13
11	-0.11	-0.36	0.19	-0.52	-0.22	-0.17	-0.18	-0.31	-0.01	-0.25	0.05	0.06	-0.40	-0.33	-0.37	-0.25	-0.12	-0.22	-0.30	-0.22	0.00	-0.05	-0.27	0.00	-0.25	-0.27	-0.08
12	-0.22	-0.10	-0.14	0.07	0.18	0.08	-0.12	-0.05	-0.13	-0.10	0.34	-0.16	-0.22	0.43	-0.13	-0.08	0.31	-0.10	-0.08	-0.10	-0.19	0.41	0.04	-0.09	0.03	0.10	-0.06
13	-0.12	-0.28	-0.16	0.01	-0.10	-0.18	0.01	-0.30	-0.14	-0.30	0.16	-0.16	-0.42	0.09	-0.21	-0.26	0.07	-0.24	-0.28	0.06	0.04	0.21	0.04	0.12	-0.08	0.10	0.10

Весной в центральной части ВЕР (1-й, 8-й, 10-й, 11-й и 13-й регион на Рис. 3.29а) за исключением периферийных регионов и летом практически на всей ВЕР за исключением трех регионов (2-й регион на севере, 11-й регион на северовостоке ВЕР и 4-й регион в Северо-Западном Прикаспии на Рис. 3.31а) наблюдалась более тесная связь между осадками и атмосферной циркуляцией в оба периода более теплой СА в 1951-1962 и 1995-2012 гг. по сравнению с ее более холодным периодом 1963-1994 гг. (Рис. 3.33а).

Дополнительным подтверждением устойчивости влияния Скандинавского колебания и колебания «Восточная Атлантика/Западная Россия» на региональные осадки на востоке бассейна Волги в 1951-2012 гг. является постоянство вклада индексов СКА и ВАЗР в общую объясненную изменчивость осадков в регионе на протяжении всего периода весной (Рис. 3.34а и 3.34б соответственно) и летом (Рис. 3.34б и 3.34в соответственно).



Рисунок 3.33. Корреляция между осадками и комбинированным индексом, полученным в результате множественной регрессии осадков на циркуляционные индексы в марте-мае (а) и в июне-августе (б) в 13-ти квази-однородных регионах ВЕР в периоды устойчивых противоположных аномалий ТПО СА, а также регионы наибольшего влияния САК, Скандинавского колебания и колебания «Восточная Атлантика/Западная Россия» на осадки на ВЕР зимой, весной и летом в 1951-2012 гг. (в).



Рисунок 3.34. Скользящая множественная регрессия осадков на циркуляционные индексы весной (а, б) и летом (в, г) в 20-летних окнах в период 1950-2012 гг. в регионах на востоке (а, в) и юго-востоке (б, г) ВЕР. Буквой «п» маркированы предикторы-индексы атмосферной циркуляции за предыдущий месяц, «т» - за текущий месяц. Вклад СКА в изменчивость осадков отражен оранжевым цветом, ВАЗР – коричневым цветом.

На основе выполненного районирования сезонных осадков были определены границы регионов влияния САК, Скандинавского колебания и

колебания «Восточная Атлантика/Западная Россия» на осадки ВЕР весной, летом и осенью, где доля объясненной изменчивости сезонных осадков каждым колебанием составила не менее 10% в каждый сезон. Как показано на Рис. 3.336, наибольшее влияние САК на сезонные осадки наблюдалось на севере и на западе ВЕР. Влияние Скандинавского колебания было существенным во всех регионах исключением западных ee регионов. Наибольшая равнины за роль В формировании осадков колебания «Восточная Атлантика/Западная Россия» выявлена в обширных регионах, расположенных на северо-западе и востоке равнины. Вместе с тем, наибольшая изменчивость сезонных осадков в центре ВЕР ассоциируется с влиянием многих циркуляционных факторов. Влияние колебаний тихоокеанских центров действия атмосферы (ЗТ и ТСА) на осадки является наибольшим в центральных регионах ВЕР.

3.4. Выводы

Основные выводы, полученные в данной главе, можно сформулировать следующим образом.

Установлено, что две первые ведущие моды, чей вклад в объясненную изменчивость осадков в регионе приблизительно одинаков, в каждом случае объяснили не более 30% их изменений в период 1901-2012 гг. Выявлено, что первая ведущая компонента ЭОФ-анализа сезонных осадков объясняет не более 16% общей изменчивости осадков в регионе. Данная структура, отражающая основной режим изменений сезонных и годовых осадков в центре Восточно-Европейской равнины, достаточно устойчива как во времени, так и от сезона к сезону и отражает изменение осадков в центре Восточно-Европейской равнины. Вклад второй ведущей моды ЭОФ-анализа сезонных осадков в объясненную общую изменчивость осадков не превышает 13%. Вторая ведущая мода ЭОФ-анализа менее устойчива во времени и неустойчива от сезона к сезону: зимой,

весной и в среднем за год она имеет зональную структуру и отражает режим противоположных по знаку изменений осадков на севере и на юге Европы, а летом и осенью ее меридиональная структура описывает противоположные изменения на Восточно-Европейской равнине и в Западной Европе. Ведущие моды ЭОФ-анализа сезонных и годовых осадков в Европе не показали значимой связи с долгопериодной изменчивостью ТПО СА.

Выявлена структура ведущих режимов совместной изменчивости сезонных осадков на территории Европы с аномалиями ТПО СА, концентрации арктических морских льдов (для зимнего сезона) и атмосферной циркуляции. Детально описаны количественные характеристики первых двух ведущих мод совместной изменчивости рассмотренных параметров, объясняющие значительную часть общей изменчивости рассматриваемых характеристик (в каждом случае в период 1950-2012 гг. первые две СВД-моды суммарно объяснили до 70% совместной изменчивости). Показано, что весной и летом эти структуры устойчивы в пространстве и во времени. Полученные результаты позволили установить «области значимого влияния» и предположить наличие двух основных сезонных изменений МОД связанных осадков на территории Европы, концентрации морского льда в бассейне Арктики (для зимнего сезона), ТПО Северной Атлантики и высоты геопотенциала 500 гПа Северного полушария в 1950-2012 период Обнаружена ΓГ. региональная согласованность пространственных-временных структур совместных изменений сезонных осадков на территории Европы попарно с концентрацией морского льда в бассейне Арктики (для зимнего сезона), с ТПО СА и аномалиями высоты геопотенциала 500 гПа Северного полушария. Таким образом, рассмотренные сезонные характеристики так или иначе были взаимосвязаны, вызывая согласованные региональные изменения атмосферных осадков на ВЕР.

Выявлено, что согласно структуре первого ведущего режима СВД-анализа, под влиянием САК статистически значимые изменения концентрации морского льда зимой в Арктическом бассейне Атлантико-Европейского сектора происходили асинхронно со значимыми изменениями зимних осадков в северной

части Европы и синхронно с их изменениями на юге и юго-западе Европы. Весной, летом и осенью первые ведущие моды СВД-анализа изменчивости ТПО СА (выполненного совместно с сезонными осадками в Европе) тесно связаны с индексом АМО, зимой с АМО была более существенно связана вторая ведущая мода СВД-анализа. Первая ведущая мода СВД-анализа изменчивости барического поля, влияющая на формирование осадков на территории Европы, во все сезоны года ассоциируется с усилением/ослаблением зонального переноса и влиянием САК. В зимний период противоположные фазы второй ведущей моды СВДанализа ассоциировались с усилением/ослаблением полярного вихря. Весной, летом и осенью структура второй ведущей моды СВД-анализа была связана с различными режимами атмосферной циркуляции, среди которых важную роль играли Скандинавское колебание и колебание Восточная Атлантика/Западная Россия. Полученные результаты, помимо подтверждения преобладающего влияния САК на изменчивость сезонных осадков на территории Европы, выявили важный вклад в их изменения ведущих режимов атмосферной циркуляции (СКА И ВАЗР), отражающих зональные волновые структуры и действующих преимущественно над континентами.

Наибольшая связь долгопериодных колебаний ТПО СА и осадков на Восточно-Европейской равнине наблюдалась весной и летом. Определены области наиболее связанных статистически значимых изменений сезонных осадков и ТПО СА, сосредоточенные на Восточно-Европейской равнине преимущественно на ее юго-востоке, что может быть использовано для улучшения десятилетних региональных климатических прогнозов сезонных осадков на Восточно-Европейской равнине на основе аномалий ТПО СА.

Показано, что изменениями циркуляционных индексов внетропической зоны Северного полушария в зимние месяцы была объяснена наибольшая сезонная изменчивость осадков на ВЕР (до 72%) в 1951-2012 гг. в регионах их квази-однородных изменений. Весной вклад изменений атмосферной циркуляции в изменчивость осадков достигал 69%, а летом – 64%.

В регионах на юго-востоке равнины выявлено постоянство связи весенних и летних осадков с центрами действия атмосферы, характеризующими Скандинавское колебание и колебание «Восточная Атлантика/Западная Россия». Весной в регионах в центральной части ВЕР и летом практически на всей ВЕР в оба периода более теплой СА по сравнению с ее холодным периодом наблюдалась более тесная связь между осадками и атмосферной циркуляцией.

Определены границы наибольшего совокупного влияния САК, Скандинавского колебания и колебания «Восточная Атлантика/Западная Россия» зимой, весной и летом на осадки на ВЕР. Установлено, что наибольшее влияние САК на сезонные осадки оказывало на севере и на западе ВЕР. Влияние Скандинавского колебания было существенным во всех регионах равнины за исключением западных ее регионов. Наибольшая роль колебания «Восточная Атлантика/Западная Россия» в формировании сезонных осадков выявлена в обширных регионах, расположенных на северо-западе и востоке равнины.

Глава 4. Экстремумы осадков и их связь с долгопериодной изменчивостью температуры океана Северной Атлантики

4.1. Анализ экстремально высоких осадков на Восточно-Европейской равнине

К экстремальным осадкам принято относить, прежде всего, атмосферные осадки, чье количество существенно отличается от климатической нормы. Нередко экстремальные осадки приводят к формированию опасных гидрометеорологических явлений.

Об изменении режима осадков свидетельствуют результаты, согласно которым, начиная с 90-х годов прошлого века, на территории Восточной Европы отмечался рост числа непрерывных дней с осадками (Золина, Булыгина, 2016). Учитывая слабый рост осадков в тот же период (ІРСС, 2014), такое увеличение может указывать на усиление экстремальности осадков, поскольку наряду с увеличением способности осадков группироваться В более длительные непрерывные периоды, возрастает и длительность периодов без осадков. Результаты исследования регионального климата последних десятилетий свидетельствуют о росте количества осадков в квантилях, ассоциирующихся с более высоким количеством осадков (Dai et al., 1997; Folland et al., 2001; Groisman et al., 2004; Hulme et al., 1998). Также выявлено, что интенсивность осадков повышается с увеличением температуры приземного воздуха при суммарном количестве осадков, остающемся на таком же уровне (Karl and Trenberth, 2003).

Среди множества существующих подходов к определению экстремальности высоких осадков выделяются следующие. Первый подход основан на отнесении количества осадков к экстремальному в случае, если оно превышает климатическую норму не менее чем на одно среднеквадратическое отклонение (или «сигма»). В этом случае экстремальность оцениваемых осадков определяет задаваемый порог, который, как правило, составляет две или три «сигмы» в зависимости от стремления исследователя рассмотреть более или менее редкие экстремальные явления. Второй подход ассоциирует экстремальные осадки с случайной «хвостами» функции плотности распределения величины, описывающей осадки или, другими словами, с областями крайних значений При исследовании экстремально осадков. высоких осадков исследуются характеристики правого «хвоста» распределения осадков. В этом случае для оценки экстремальности используются пороговые значения процентилей (например, 90% для «умеренных» экстремумов и 95% или 99% для «сильных» экстремумов), которые изменяются в зависимости от выбора географического местоположения измерения осадков. Первый и второй подходы имеют сходство в том, что пороговые значения экстремальности осадков определяются на основе свойств эмпирической функции распределения Третий осадков. подход использует пороговые значения с применением экспертных оценок: учитывается, наблюдение экстремального что непрерывное количества осадков, превышающего граничные значения, в течение длительного времени способно привести к формированию опасного метеорологического явления. В этом случае значения пороговых оценок часто фиксированы, т.к. они обобщены для больших территорий. Четвертый подход к определению экстремального количества базируется осадков на оценке социально-экономических последствий. объединяет то, все Рассмотренные подходы ЧТО ОНИ выявляют случаи экстремального переувлажнения территории.

Для изучения характеристик экстремальных осадков использован подход, основанный на оценке пороговых значений процентилей. Измеренное на метеостанции количество осадков, превысившее пороговое значение, классифицировалось как экстремальное их количество. Пороговое значение рассчитывалось на основе значений 95% процентиля всех осадков (включая нулевые осадки) для каждой рассмотренной метеостанции и каждого сезона за базовый период 1961-1990 гг.

При анализе изменения крайних значений экстремально низких осадков (т.е. «левого» хвоста распределения осадков) необходимо принимать во внимание то, что функция распределения суточных осадков представляет собой суперпозицию двух распределений: дискретного распределения в нуле и непрерывного распределения для дней с ненулевыми осадками. Учитывая тот факт, что вероятность наблюдения суточных осадков, равных нулю, на территории России оценивается как 0.5 (Groisman et al., 1999), нецелесообразно рассматривать изменения фиксированного малого процентиля суточных осадков (не превышающего порог 50% процентиля). В этом случае имеет смысл исследовать число дней с отсутствием осадков (в том числе, неэффективных осадков), наблюдение которых в течение длительного времени, как было упомянуто ранее, в сочетании с аномально высокими температурами воздуха в сезон вегетации приводит к формированию засухи.

Изменения повторяемости экстремально высоких осадков, вычисленное в %, позволяют сравнить их сезонные различия. Обнаружено, что наибольший рост повторяемости экстремальных осадков наблюдался зимой и весной, а наибольшее ее снижение - летом. Как следует из анализа результатов, представленных на Рис. 4.1а, в среднем за зимние месяцы средняя повторяемость экстремальных суточных сумм осадков возросла на большей части территории ЕТР в период 1995-2012 1963-1994 сравнению ΓГ.: число метеостанций с ΓГ. ПО с положительными изменениями повторяемости экстремальных осадков почти в четыре раза превысило число метеостанций с отрицательными изменениями (см. Таблицу 4.1). Области значимого увеличения повторяемости экстремальных осадков (превысившие норму на 20%) сосредоточены на территории к северу от 50° с.ш. с наибольшими ее изменениями на северо-западе ЕТР. В среднем, изменения на территории ЕТР к северу от 50° с.ш. составили 24%, при этом наибольший рост повторяемости экстремумов зимних осадков не превысил 6 дней.



Рисунок 4.1. Изменение средней повторяемости экстремальных суточных осадков (в %) на ЕТР зимой (а), весной (б), летом (в) и осенью (г) в период 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. (половодья различного генезиса: (1) – заторное с повторяемостью 1 случай/5лет, (2) - снеговое с повторяемостью 1 случай/6лет), (3) - смешанное с повторяемостью 1 случай/8лет); а также карта повторяемости опасных паводков и наводнений (д) (Национальный атлас России, 2008). Статистически значимые изменения на уровне 0.05 показаны кругами, обведенными жирной линией (рисунки слева).

Наибольший рост повторяемости экстремальных осадков зимой (более 80% от нормы) наблюдался на метеостанциях: в Липецкой области (рост на 83.3% или на 4 дня), в Тульской области (рост на 162.2% или на 5 дней), в Пензенской области (рост вдвое или на 3 дня), в Карелии (рост на 80-85% или на 3-4 дня) и в Мурманской области (рост на 126% или на 6 дней).

Так же, как и в зимний сезон, увеличение повторяемости экстремальных суточных сумм осадков в среднем за весенние месяцы в период 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. продемонстрировало большинство метеостанций ЕТР (см. Таблицу 4.1): число метеостанций с положительными изменениями превысило в три с половиной раза число метеостанций с отрицательными изменениями. На Рис. 4.16 проиллюстрировано, что наибольший статистически значимый рост экстремальных суточных осадков весной не превысил 3 дня и наблюдался на Кольском полуострове (рост до 72% или до 3-х дней), в Ненецком автономном округе и в Заволжье (рост до 69% или до 3-х дней), на востоке и на западе ЕТР (рост до 44% или до 2-х дней), в Северо-Западном Прикаспии (рост до 48% или до 2-х дней).

Таблица 4.1. Количество метеостанций ЕТР с положительными (1) и отрицательными (2) изменениями средних значений: сезонной повторяемости (I) и интенсивности (II) экстремальных суточных осадков в период 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг.

	ЗИ	ма	вес	сна	ле	то	осень				
	1	2	1	2	1	2	1	2			
Ι	113	29	125	35	82	74	107	51			
II	66	60	81	71	82	64	98	49			

Летом в период 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг., как проиллюстрировано на Рис. 4.1в, различие числа метеостанций с положительными и отрицательными изменениями повторяемости экстремальных суточных сумм осадков было незначительным. Изменения на большей части территории ETP не были статистически значимыми. Исключение составили достаточно обширные по площади области в Заволжье со значимым снижением повторяемости экстремальных осадков (до 100% или до 4-х дней по сравнению с нормой).

Осенью в тот же период в целом по территории ЕТР число метеостанций, где наблюдался рост средней повторяемости экстремальных осадков, в два раза превысил число метеостанций с уменьшением их повторяемости. При этом изменения не превысили 2-х дней (за исключением показаний метеостанции на территории Чечено-Ингушетии (рост на 3 дня)). На Рис. 4.1г показано, что области статистически значимого увеличения частоты экстремальных осадков отмечались в основном на севере, на западе и на юге ЕТР.

Полученные результаты согласуются с выводами, приведенными в работах других исследователей. Так, увеличение числа дней с осадками, превышающими значение 95% процентиля, наблюдалось на территории европейской части России зимой в период 1977-2006 гг. (Bulygina et al., 2007). Вместе с тем, исследователи отмечают рост интенсивности экстремальных осадков, как на территории России, так и на территории ЕТР во второй половине ХХ-го века – начале текущего столетия, о чем свидетельствуют положительные коэффициенты трендов в период 1966-2012 гг. (Золина, Булыгина, 2016). С другой стороны, на востоке ЕТР зимой в период 1989-2006 гг. по сравнению с 1950-1980 гг. отмечался рост числа средних и сильных снегопадов (Борзенкова, Шмакин, 2012), что также не противоречит результатам данного исследования. О росте экстремальных осадков на юге России в отдельные месяцы на фоне современных изменений климата свидетельствуют результаты, приведенные в работе (Вышкваркова и др., 2016). Вместе с тем, согласно сценарному прогнозу будущих изменений климата по данным модели GFDL-CM3, участвующей в международном проекте CMIP-5 по сравнению результатов модельных климатических расчетов, предполагается осадков увеличение уровня экстремальных количества И случаев С экстремальными осадками в Причерноморском регионе к середине и концу XXI века (Вышкваркова, Воскресенская, 2016).

Сравнение результатов показало, что изменение повторяемости сезонных экстремальных суточных сумм осадков на ЕТР в период более теплой СА в 1995-

2012 гг. и в ее более холодный период 1963-1994 гг. демонстрировало те же что и региональные особенности, изменение сезонных сумм осадков, рассмотренных в разделе 2.5 Главы 2. Наглядное объяснение представлено на Рис. 4.2а и 4.2б. Как видно из Рис. 4.2б, для больших значений суточных осадков (в данном примере, более 10 мм/ сутки) функция плотности распределения вероятности, представленная логарифмической В шкале, хорошо аппроксимируется прямой линией с наклоном, равным $1/\beta$ (Semenov, Bengtsson, 2002). Это означает экспоненциальный рост вероятности для высоких осадков. Подобная аппроксимация допустима при $1/\beta \gg |\alpha - 1|/x$, где *x* – суточные осадки, α и в – параметры формы и масштаба гамма-распределения, аппроксимирующего функцию плотности вероятности суточных осадков. Изменение значения 95% обусловлено изменениями β, процентиля параметра откуда следует пространственная согласованность изменений экстремальных суточных осадков с изменениями их средних значений.



Рисунок 4.2. Функция плотности распределения вероятности, представленная линейной (a) и логарифмической (б) шкалами: $\alpha = 2$, $\beta = 2$ mm/day, жирная линия; $\alpha = 1$, $\beta = 4$ mm/day, пунктирная линия; $\alpha = 0.5$, $\beta = 8$ mm/day, точечная линия. (Источник: Semenov V.A., Bengtsson L. 2002. Secular trends in daily precipitation characteristics: greenhouse gas simulation with a coupled AOGCM. Climate Dynamics. 19: 123–140).

Как показано на Рис. 4.3, в среднем на ВЕР в период 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. наблюдался незначимый рост интенсивности сезонных экстремальных осадков. Так зимой, весной осадки возросли на 1.5% (Рис. 4.3а,
4.36), летом на 1.9% (Рис. 4.3в), а осенью на 1.1% (Рис. 4.3г). В целом сезонные региональные изменения интенсивности экстремальных осадков в те же периоды носили разнонаправленный характер. В основном изменения не выходили за диапазон 5%, а статистически значимые изменения интенсивности экстремальных осадков наблюдались лишь на отдельных метеостанциях. Так, зимой отмечено наибольшее снижение интенсивности экстремумов на 7-8% на юго-востоке Архангельской области, на 10% в Новгородской области, от 12 до 18% в Центральном Черноземье, а также наибольший рост интенсивности экстремумов на 11-13% на севере Карелии и Архангельской области, на 8-11% на северовостоке республики Коми, на 12% в Поволжье, на 8-10% в Брянской области, на 13-15% на юге ЕТР (Рис. 4.3а). Как показано на Рис. 4.36, весной наибольшее уменьшение интенсивности экстремальных осадков наблюдалось на отдельных метеостанциях В Ленинградской И Вологодской областях, на севере Архангельской области (от 9 до 15%), на 14% в республике Татарстан, а также ее наибольший рост: на 9% на востоке Коми, от 12 до 14% на юго-западе Карелии, на востоке Рязанской области, на юге Архангельской области, на востоке Саратовской области и на севере Башкирии, от 20 до 22% на юге ЕТР, на 35% на западе Брянской области. Летом наибольшее снижение интенсивности экстремальных осадков в указанные периоды произошло на метеостанциях: на северо-востоке Архангельской области (на 11%), в Ярославской и Самарской области (на 13%), на севере Башкирии (на 15%), интенсивность экстремальных осадков наиболее сильно возрастала в Коми, в Московской области и на севере Тверской области (от 15 до 16%), в Вологодской области, на востоке Карелии (на 18%), на юге Центрально-Черноземного района (от 22 до 30%), на востоке Брянской области (на 44 %), на юге ЕТР (от 12 до 38%) (Рис. 4.3в). Осенью значимым было только увеличение интенсивности экстремальных осадков: в Адыгее (на 9%), в Костромской области (на 13%), на Кольском полуострове (на 10-11 %), в Нижнем Поволжье (от 15 до 26 %), в Среднем Поволжье (на 11-17%), на западе ЕТР (от 14 до 21%) (Рис. 4.3г).



Рисунок 4.3. Изменение средней интенсивности экстремальных суточных осадков (в %) на ЕТР зимой (а), весной (б), летом (в) и осенью (г) в период 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. Статистически значимые изменения на уровне 0.05 показаны кругами, обведенными жирной линией (рисунки слева).

В связи с существующей проблемой неоднородности временных рядов суточных сумм осадков на метеостанциях Росгидромет до 1960-х гг. не представляется возможности получить надежные оценки полученных результатов изменений характеристик сезонных экстремальных осадков в оба более теплых периода ТПО СА по сравнению с ее более холодным периодом. Однако, выявление существенного роста повторяемости экстремальных осадков зимой в

центре, на севере и юго-востоке ЕТР (до 6 дней/сезон) в период более теплой ТПО СА по сравнению с ее более холодным периодом свидетельствует о сохранении повышенной нагрузки на коммунальные городские службы в указанных регионах вплоть до окончания периода современного потепления СА. Также, в связи с сохраняющимися высокими рисками, связанными с возникновением опасных гидрологических явлений, обращает на себя внимание наблюдаемый при потеплении СА значимый рост повторяемости экстремальных осадков весной на востоке ЕТР (на 2-3 дня/сезон) в регионах повышенной повторяемости опасных паводков и половодий различного генезиса (Рис. 4.1д).

4.2. Методические вопросы сравнения показателей засух

Для определения засухи до сих пор не существует безапелляционно признанного количественного показателя; существует несколько количественных показателей, каждый из которых определяет засуху с определенной точки зрения. Отсюда следует ограничение возможности единого подхода к сравнению результатов на основе применения различных показателей засух. Отечественными засух при определении ee интенсивности, показателями прежде всего, учитывается влияние на снижение урожайности; также используются оценки различных метеопараметров (например, дефицит осадков по сравнению с нормой). Разработка таких критериев началась еще в 50-х – 60-х годах прошлого века (Алпатьев, Иванов, 1958; Процеров 1950; Руденко, 1958 и многие другие). В современной отечественной практике Росгидромет в качестве количественного показателя атмосферных засух широко используется гидротермический коэффициент Г.Т. Селянинова (ГТК) (Селянинов, 1928), характеризующий При этом, интерпретация градаций соотношение тепла и влаги. засух предлагаемых эмпирических оценках основывается на С возможностью последующей их корректировки с учетом агроклиматической зоны. Принятые за рубежом количественные показатели используют более строгий засух математический подход при определении ee интенсивности, научно обосновывающий сопоставимость значений вне зависимости от географической привязки. Как следует из Таблицы 4.2, в исследуемом регионе наибольшая теснота связи временных рядов ГТК наблюдается с индексами SPI и SPEI. Результат полученные подтверждает выводы, ранее относительно согласованности временных рядов ГТК и SPI (Страшная и др., 2015).

Таблица 4.2. Коэффициенты корреляции между показателями атмосферной засухи, осредненными в пределах исследуемой территории в мае (1), июне (2) и июле (3) в период 1936-2012 гг.

показа- тели	ГТК			SPI			SPEI			PDSI		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
ГТК	1	1	1	0.83	0.91	0.91	0.77	0.85	0.83	0.44	0.54	0.48
SPI	0.83	0.91	0.91	1	1	1	0.89	0.88	0.86	0.5	0.57	0.49
SPEI	0.77	0.85	0.83	0.89	0.88	0.86	1	1	1	0.54	0.6	0.55
PDSI	0.44	0.54	0.48	0.5	0.57	0.49	0.54	0.6	0.55	1	1	1

Статистически незначимые результаты отмечены курсивом.

Однако, высокие коэффициенты корреляции между временными рядами показателей, отражающих и засушливость, И избыток увлажнения, не гарантируют одинаковую интерпретацию засух. В формулах расчета ГТК и SPI используются осадки, поэтому оба показателя интерпретируют засушливые и переувлажненные условия достаточно согласованно, что отражается в их сходном пространственном распределении по территории (рисунок не показан). В то же время, согласно графикам на Рис. 4.4, за 77 лет на территории Самарской области наблюдалось 24 сильные засухи по данным ГТК и семь сильных засух по данным SPI. Это подтверждает имеющиеся различия определения засух при использовании ГТК и SPI.

Сравнение повторяемости засух по различным количественным показателям (Рис. 4.5а-4.5е) выявило следующее. Как видно из Рис. 4.5а, ГТК по сравнению с другими показателями существенно завышает многолетнюю частоту сильных засух практически на всей территории исследования: от 20 засух/100 лет

на северо-западе территории до 80-ти засух/100 лет на юго-востоке (т.е. результаты приблизительно в 3-5 раз больше, чем по другим показателям). Наибольшее соответствие пространственного распределения значений повторяемости сильных засух выявлено для данных SPI и SPEI (Рис. 4.5в и 4.5г). Оно обусловлено, прежде всего, тем, что распределение обоих показателей соответствует нормальному распределению.



Рисунок 4.4. Динамика ГТК (1), SPI (2) и нормированного ГТК (3) по Самарской области в июне за период 1936–2012 гг. Граничные значения для идентификации сильной засухи: по данным индекса SPI (бордовая прерывистая линия), по данным ГТК по существующей методике (синяя прерывистая линия) и по предлагаемой методике (красная сплошная линия).

Исходя из свойств нормального распределения, которое соответствует индексу SPI, на засухи (как на отрицательные экстремумы увлажнения) приходится 15.87% случаев (вне зависимости от местоположения их наблюдения). Такой вероятности наступления засух соответствует значения SPI меньше или равные -1. ВМО относит значения SPI в диапазоне от -1 до 0 к условиям «близким к нормальным», значения ниже -1 означают аномально низкие осадки, характеризующие недостаточное увлажнение, – засуху. При этом экстремальной засухе соответствует SPI<=-2, т.е. со значениями осадков ниже значений 5% процентиля. Показатель ГТК позволяет сравнивать соотношение тепла и влаги в

различных местах исследуемой территории между собой, но при определении засухи не учитывает климатическую норму в каждой точке. Таким образом, ГТК и SPI по своей сути не могут одинаково определять засуху.



Рисунок 4.5. Среднемноголетняя частота сильной засухи на территории исследования по данным ГТК (а), PDSI (б), SPI (в) и SPEI (г), нормированный ГТК (д) и ГТК по скорректированному критерию (е) в июне в период 1961-1990 гг.

Исходя из вышесказанного, невозможно решить проблему, просто переопределив эмпирическим путем ДЛЯ каждого показателя границы, количественно характеризующие интенсивность засухи (тем более что для индекса SPI градации утверждены на международном уровне). Несоответствие в индикации засух при помощи ГТК и SPI происходит из-за различий в форме функций распределения в области меньше -1 для SPI и в окрестности 0 для ГТК (в области малых вероятностей). На Рис. 4.6а схематично показаны функции распределения SPI (сплошная линия) и ГТК в области квантиля 0.1587, то есть в области значений SPI, которая относится к засухам по определению (Edwards and МсКее, 1997). Для получения индекса SPI функция распределения осадков искусственно приведена к форме квазинормального распределения, поскольку приято допущение о ее ограниченности слева и справа. В точке -1 распределение SPI пересекает квантиль 0.1587. На этой сглаженной кривой можно выбирать различные значения для отсечения явлений засух разной интенсивности.

Функция распределения ГТК принадлежит классу гамма-распределений (подробное описание содержится в (Edwards and McKee, 1997)), изначально ограничена нулевым значением слева, и никакой нормализующей процедуре не подвергнута. Например, функция распределения значений ГТК для метеостанции Астрахань имеет параметр формы равный 1.5 и параметр масштаба равный 4.6; для метеостанции Воронеж – соответственно 2.3 и 2.06. Параметры гамма-распределения для разных метеостанций могут существенно отличаться, и на Рис. 4.6а это показано двумя пунктирными линиями – обе кривые являются функциями распределения ГТК, но для разных метеостанций. Разная форма распределения для различных территорий не дает возможности адекватного сравнения засух между собой.

Для того чтобы привести функции к сравнимой форме, можно их нормализовать. Нормализация приводит функции распределения к сходности в области среднего значения, а «хвосты» по-прежнему ведут себя по-разному. Так, например, нормализация значений ГТК для двух различных метеостанций приведет к тому, что минимальное значение распределения будет достигаться при

223

существенно различающихся значениях, а в некоторых случаях, как отмечалось выше, засухи вовсе не могут быть определены.



Рисунок 4.6. Функция распределения ГТК для метеостанций Оренбург (1), Воронеж (2), Самара (3), Астрахань (4) и до (а) и после (б) трансформации, а также графики аппроксимирующих парабол (в).

Поскольку нашей задачей является исследование левого «хвоста» распределения, то можно ограничиться только значениями, которые находятся слева от квантиля 0.1587, приведя тем самым интервал значений ГТК, идентифицирующий засухи, в соответствие с их определением по SPI. Для получения возможности определения интенсивности засух, можно предложить двухшаговую процедуру. Сначала приведем функции распределения в каждой точке к единому виду в окрестностях вероятности 0.15. Для этого умножим все значения ГТК на величину, обратную значению квантиля 0.1587. Тогда графики на Рис. 4.7а трансформируются и примут вид, отраженный на Рис. 4.7б. Далее аппроксимируем левый участок распределения параболой, проходящей через точки (0, 0), (К, 0. 0687) и (1, 0.1587), где К – значение для квантиля 0.0687. Аппроксимирующая парабола показана на Рис. 4.76 красной пунктирной линией.

Примеры графиков аппроксимирующих парабол для ГТК в июне в период 1936-2012 гг. для метеостанций Оренбург, Воронеж, Самара, Астрахань, приведены на Рис. 4.6в.



Рисунок 4.7. Схема процедуры приведения ГТК к единому виду: первоначальный вид функции распределения (а) и ее вид после применения процедуры (б).

Предлагаемая методика в использовании существенно проце процедуры, применяемой для вычисления SPI. Необходимо отметить, что методика ориентирована только на засухи как на один из наиболее востребованных для мониторинга климатических экстремумов. На Рис. 4.66 приведен пример трансформированных функций распределения для 4-х метеостанций и аппроксимирующая парабола (для метеостанции Оренбург).

Характеристики сглаживающей кривой выбраны таким образом, что в пределе доля засух и сильных засух, вычисленная по этому показателю, будет совпадать с результатами анализа, полученным с помощью SPI. Следовательно, пространственное распределение частоты засух и статистика их повторяемости по данным ГТК посредством применения предложенного метода (Рис. 4.5е) будет в большей степени согласованы с аналогичными характеристиками для индекса SPI (Рис. 4.5в), чем в первоначальном варианте (Рис. 4.5а). Как видно из графика на Рис. 4.4, согласно предложенной методике выявления засух на территории Самарской области за 77 лет по данным ГТК идентифицируется шесть сильных

засух, что гораздо ближе к результатам по данным SPI, чем согласно существующей методике.

4.3. Ведущие режимы совместной изменчивости летних засух на Восточно-Европейской равнине с аномалиями температуры поверхности океана и крупномасштабной атмосферной циркуляции Северного полушария

Согласно классификации значений индекса SPI, его значения ниже -1 ассоциируются с засухами, положительные значения больше единицы свидетельствуют о переувлажнении. В данном исследовании чтобы исследовать только засухи на равнине, проанализированы временные ряды SPI, в которых все значения выше -1 были заменены нулями. Необходимо отметить, что для полноты картины мы рассмотрели изменение 3-х месячного индекса SPI в августе в период 1950-2012 гг. на всей Восточно-Европейской равнине. В тексте раздела, сообщая о засухах севернее приблизительно 55° с.ш., мы имеем в виду засушливые периоды с сильным дефицитом осадков.

Как и в разделе 3.2, СВД-анализ специально подготовленного индекса SPI попарно с аномалиями TПО CA и геопотенциала на высоте 500гПа был выполнен для рядов TПО и Z500 со сдвигом в 1 и 2 месяца. Наибольшие коэффициенты корреляции между сингулярными модами и TПО CA были получены для временных рядов TПО с мая по июль – с запаздыванием на месяц относительно засух. Поэтому в этом разделе, говоря о летних TПО, мы имеем ввиду TПО с мая по июль. Отметим, что в обозначениях ведущих мод CBД-анализа для обозначения компоненты, соответствующей индексу SPI, мы используем букву D. Компонента CBД-анализа, соответствующая TПО CA, обозначена буквой T; соответствующая геопотенциалу – буквой Z.

Связь летних засух на территории Восточно-Европейской равнины и температуры поверхности океана в Северной Атлантике. Первая ведущая СВД-анализа CBД₁(D↔T) объясняет 25.6% общей мода изменчивости рассмотренных параметров. Пространственная структура СВД F₁(T:D↔T) поля первой СВД-компоненты отражает изменения индекса засух SPI на Восточно-Европейской равнине в ориентированной с юго-запада на юго-восток полосе и наибольшими изменениями в центре ЕТР (Рис. 4.8б) и синхронные изменения ТПО летом на большей части акватории Северной Атлантики, а также их изменения противоположного знака в области в центре Атлантики, в Баренцевом море и Норвежском море (Рис. 4.8а). Это означает, что при потеплении СА (наибольшем в восточной ее части и максимальном в области к западу от Британских островов) и похолодании в Баренцевом море и Норвежском море наблюдалась засуха на северо-востоке и на юго-востоке ВЕР, о чем свидетельствует уменьшение значений индекса SPI в обозначенных регионах. И наоборот, похолодание СА (наибольшее в тех же областях, что и потепление) и потепление в Баренцевом море и Норвежском море (Рис. 4.8а) приводило к засухам на ВЕР в области, ориентированной с юго-запада на северо-восток с наиболее интенсивной засухой в центре равнины (Рис. 4.8б).

Временной ряд СВД С₁(T:D \leftrightarrow T) тесно связан с индексом АМО во все месяцы с апреля по август (с коэффициентом корреляции от наименьшего, равного 0.74, до наибольшего в июне, равного 0.92). Наибольшая теснота связи между СВД С₁(T:D \leftrightarrow T) и индексом АМО, полученным скользящим 3-х месячным осреднением, наблюдалась с АМО с июня по август (Рис. 4.9а). Кроме того, как показано на Рис. 4.10а, временной ряд СВД С₁(T:D \leftrightarrow T) показал тесную связь с тропической частью СА (корреляция с индексом NAT в августе составила 0.87). Согласно результатам, полученным в работе (Enfield et al., 1998), ТПО в этой части СА испытывает периодичность 8-12 лет для бореальной зимы-весны и 2,3 года для бореального лета-осени. Корреляции с индексом РDO и SOI оказались несущественными. Таким образом, CBД₁(D \leftrightarrow T) тесно связана с долгопериодной изменчивостью СА.



-0.7 -0.6 -0.5 -0.4 -0.3 -0.2 -0.1 0 0.1 0.2 0.3 0.4 0.5 0.6 0.7 Рисунок 4.8. Пространственные структуры первых сингулярных компонент СВД $F_1(T:D\leftrightarrow T)$ (а) и СВД $F_1(D:D\leftrightarrow T)$ (б); вторых сингулярных компонент СВД $F_2(T:D\leftrightarrow T)$ (в) и СВД $F_2(D:D\leftrightarrow T)$ (г) летом в период 1950-2012 гг. Изолинии, отражающие коэффициенты корреляции рассмотренных параметров с ведущими модами СВД-анализа, проведены с шагом 0.1. Точками показаны статистически значимые изменения (на уровне значимости 0.95).



Рисунок 4.9. Временные ряды первых сингулярных компонент $CBДC_1(T:D\leftrightarrow T)$ (1), $CBJC_1(D:D\leftrightarrow T)$ (2) и индекс AMO-678 (3) (a); вторых сингулярных компонент $CBJC_2(T:D\leftrightarrow T)$ (1), $CBJC_2(D:D\leftrightarrow T)$ (2) и индекс AMO-8 (3) (6) летом в период 1950-2012 гг.

Вторая ведущая мода СВД-анализа СВД $_2(D\leftrightarrow T)$ объясняет 17.4% общей изменчивости рассмотренных параметров. Как показано на Рис. 4.8в и 4.8г, пространственная структура СВД $F_2(T:D\leftrightarrow T)$ поля второй компоненты СВД-анализа отражает наибольшие изменения индекса SPI в центре и в юго-восточной части Восточно-Европейской равнины (Рис. 4.8г), имеющие одинаковую направленность с летними ТПО СА у берегов Западной Европы и Северной Африки, а также в зонально ориентированной полосе вдоль 30° с.ш. И противоположную направленность с изменениями ТПО в остальной части СА, статистически значимыми в центре СА, в тропической Атлантике и Норвежском и Баренцевом морях. Временной ряд, характеризующий вторую сингулярную моду, СВД С₂(T:D \leftrightarrow T), показывает менее тесную связь с долгопериодной составляющей ТПО СА. При этом наиболее тесная связь обнаружена с индексом АМО в августе (0.43) (Рис. 4.96). Корреляции с индексом PDO и SOI были несущественными.

Обращает на себя внимание, что ни один из выявленных режимов не описал засухи на территории Украины, где сильные засухи наблюдаются достаточно часто. Это связано с тем, что наиболее сильно влияющим на засухи в Украине фактором является квазидвухлетняя цикличность (КДЦ) тропосферного экваториального ветра (Золотокрылин, 1985; Золотокрылин и др., 1990; Cherenkova et al., 2015; Черенкова и др., 2014; Черенкова и др., 2015а).

Как показано на Рис. 4.10а, временной ряд СВД С₁(D:D↔T) демонстрирует большую согласованность прежде всего с наиболее сильными обширными летними засухами, наблюдавшимися на Восточно-Европейской равнине преимущественно в годы холодной ТПО СА в период 1950-2012 гг. К таким засухам относятся засухи в 1972 г. (Рис. 4.11в), 1992 г. (Рис. 4.11г), 2002 г. (Рис. 4.11д). Их общей характерной особенностью является то, что в годы их наблюдения температура поверхности СА была в среднем ниже нормы и область наиболее сильной засухи наблюдалась в центре Восточно-Европейской равнины Кононова, Черенкова, 2013), (Черенкова, 2012; что прослеживается В пространственной структуре CBД $F_1(D:D\leftrightarrow T)$ на Рис. 4.86. Таким образом, первая ведущая мода СВД F₁(D↔T), связанная с аномалиями ТПО в СА, описывает

изменчивость летних засух с эпицентром в центре Восточно-Европейской равнины в годы более холодной ТПО СА в период 1950-2012 гг.



Рисунок 4.10. Многолетняя изменчивость первой CBД $C_1(D:D\leftrightarrow T)$ (1) (a) и инвертированной второй CBД $C_2(D:D\leftrightarrow T)$ (4) (б) сингулярной компоненты летом, а также 3-х месячного индекса засухи SPI (2) в августе, осредненного в границах территории Восточно-Европейской равнины, в период 1950-2012 гг. и индекса NAT в августе (3) в период 1982-2012 гг.

Отметим, что засуху в определенном году может описывать сразу несколько выделенных режимов СВД-анализа. Это непротиворечиво, т.к. различные очаги засухи на территории засухи в конкретный год могут быть связаны с изменениями ТПО в различных частях CA. Пространственная структура CBД $F_2(D:D\leftrightarrow T)$, как было показано выше, отражает летние засухи, которые охватывали юговосточную часть Восточно-Европейской равнины (Рис. 4.8г). Вместе с тем, как показано на Рис. 4.10б, временной ряд СВД $C_2(D:D\leftrightarrow T)$ согласован, прежде всего, с наиболее сильными обширными летними засухами в 1951 г. (Рис. 4.11а) и 2010 4.11е) на Восточно-Европейской равнине, причем обе (Рис. ΓГ. засухи наблюдались в годы положительной аномалии ТПО СА. Как показано на Рис. 4.11б, засуха летом 1955 г., с которой компонента СВДС₂(D:D↔T) имеет согласование, по сути, не была засухой в традиционном смысле, т.к. имела наиболее сильный очаг дефицита осадков, расположенный на северо-западе равнины (где тип засухи, выявляемый SPI, обычно интерпретируется как период сильного дефицита осадков). Отрицательные значения индекса SPI в среднем на территории равнины в 1955 г. сформировались за счет очага наибольших отрицательных значений на ее северо-западе и нет смысла рассматривать такую засуху. В 1951 г. засуха на Восточно-Европейской равнине имела два наиболее сильных очага: один очаг располагался на западе равнины, а второй - в юговосточной части равнины (Рис. 4.11а). Эпицентр катастрофической засухи летом 2010 г. возник на юго-востоке Восточно-Европейской равнины в конце июня – в начале июля (Рис. 4.11е), а затем засуха быстро распространилась в центр равнины (Володин, 2011; Золотокрылин и др., 2013; Черенкова, 2012, Черенкова и др., 2015б; Cherenkova et al., 2013). Обе летние засухи 1951 и 2010 гг. состоялись в годы наиболее сильного потепления западной части Атлантического океана в период более теплой ТПО СА. С другой стороны, экстремальная общирная засуха 1972 г. описывается не только первой ведущей СВД-модой связных изменений индекса SPI и ТПО СА. Вторая мода СВД-анализа тех же параметров согласуется с засухой 1972 г., т.к. эта засуха отмечалась при положительных аномалиях ТПО в центре Северной Атлантики (см. Рис. 4.12). Вторая ведущая мода связанных изменений ТПО СА и индекса засухи SPI на Восточно-Европейской равнине летом описывает режим засух в центре и в юго-восточной половине равнины в годы аномально теплой ТПО западной части СА.



Рисунок 4.11. Пространственная структура сильных атмосферных засух на Восточно-Европейской равнине летом в 1951 (а), 1955 (б), 1972 (в), 1992 (г), 2002 (д) и 2010 (е) гг. по данным 3-х месячного индекса SPI в августе. Оранжевый цвет означает засуху.



Рисунок 4.12. Аномалии глобальных температуры воздуха (°С) и ТПО (°С) летом в 1972 г. по данным GHCN_GISS_ERSSTv5 Института космических исследований Годдарда (источник: <u>https://data.giss.nasa.gov</u>).

Необходимо отметить, что крупномасштабные сильные атмосферные засухи, связанные с сильный дефицитом осадков на ВЕР, наблюдались как в период более теплой ТПО СА, так и в ее более холодный период. Однако повторяемость таких засух была больше как в годы экстремально холодной, так и в годы экстремально холодной ТПО СА. А риск их возникновения был меньше в переходные периоды от одной к другой фазе устойчивых аномалий СА противоположного знака.

4.4. Повторяемость засух в периоды устойчивых аномалий температуры поверхности океана Северной Атлантики

Засухи на юге ВЕР не являются редким событием, и они возникают практически каждый год, наблюдаясь в каком-либо регионе равнины. Субгумидная и сухая субгумидная зоны ЕТР отличаются от семиаридной зоны более высокой повторяемостью засух (в среднем на одну засуху в десятилетие). Повторяемость атмосферной засухи, выявляемой на основе дефицита осадков, неравномерно распределена в субгумидной зоне. Наибольшая повторяемость (две засухи за 10 лет) засух в мае-июле по данным стандартизованного индекса осадков SPI наблюдается в Среднем Поволжье (Рис. 4.13а). На остальной территории повторяемость засух составляет в среднем одна-две за десятилетие. С другой стороны, по данным PDSI наибольшая повторяемость атмосфернопочвенной засухи (3-5 событий за 10 лет) в мае, июне и июле отмечена в субгумидной и сухой субгумидной зоне (Рис. 4.136, 4.13в, 4.13г). Поскольку субгумидные районы, включая граничащие с ними некоторые гумидные районы, достаточно сильно подвержены засухам, то ЭТО позволяет считать ИХ периодически аридными (Золотокрылин и др., 2018).



Рисунок 4.13. Повторяемость засух (случаи/год) на юге ЕТР в период 1981-2010 гг.: по данным 3-х месячного индекса SPI в июле (а), а также по данным индекса PDSI в мае (б), июне (в), июле (г). Биоклиматические границы субгумидной зоны: северная (изолиния со значением коэффициента увлажнения, равным 0.75 - (I)) и южная (изолиния со значением коэффициента увлажнения, равным 0.5 - (II)).

Очевидно, что повторяемость засух и ее пространственное распределение по территории варьируется в зависимости от рассматриваемого периода. Это наглядно демонстрирует сравнение повторяемости засух по PDSI в июне в периоды 1961-1990 гг. (рис. 4.5б) и в 1981-2010 гг. (рис. 4.13в). Повторяемость сильных засух на BEP, которую мы исследуем ниже, имеет региональные

особенности, зависящие от термического состояния СА. Как следует из анализа Рис. 4.14а-4.14г, повторяемость сильных атмосферных засух, определяемых с точки зрения дефицита осадков по данным стандартизованного индекса осадков SPI, летом в относительно более теплые фазы Северной Атлантики (в периоды 1926-1962 гг. и в 1995-2012 гг.) была выше на юго-востоке ЕТР (Рис. 4.14б и 4.14г), чем в ее холодный период (1963-1994 гг.) (Рис. 4.14а и 4.14в). Так, сильные атмосферные засухи на юге и юго-востоке ЕТР в теплую фазу СА наблюдались в 2-2.5 раза чаще по сравнению с ее холодной фазой. В соответствии с этим, например, летом в Поволжье такие засухи в периоды 1901-1925 гг. и 1963-1994 гг. возникали с периодичностью в среднем 2 засухи/10 лет, а в фазу положительных аномалий ТПО в 1926-1962 гг. и 1995-2012 гг. – 4-5 засух/10 лет.



Рисунок 4.14. Повторяемость сильных засух (случаи/год) летом в периоды: 1901-1925 гг. (а), 1926-1962 гг. (б), 1963-1994 гг. (в) и 1995-2012 гг. (г) на территории ВЕР согласно данным индекса SPI.

Аналогичные выводы можно сделать из анализа повторяемости атмосферных засух по данным индекса SPEI (Рис. 4.15а-4.15г), при расчете которого помимо дефицита осадков учитывается дефицит испарения.



Рисунок 4.15. Повторяемость сильных засух (случаи/год) летом в периоды: 1901-1925 гг. (а), 1926-1962 гг. (б), 1963-1994 гг. (в) и 1995-2012 гг. (г) на территории ВЕР согласно данным индекса SPEI.

В данном разделе рассматриваются также майские и июньские сильные засухи, поскольку именно такие засухи наносят наибольший ущерб сельскому хозяйству. По данным индекса SPI установлено, что сильные атмосферные засухи в мае наблюдались реже в центре BEP в периоды теплых фаз Северной Атлантики 1926-1962 гг. и 1995-2012 гг. по сравнению с ее холодной фазой 1963-1994 гг. (Рис. 4.16а-4.16г). Вместе с тем, как показано на тех же рисунках, наиболее значимое снижение повторяемости сильных засух в среднем на 1 засуху/10 лет отмечено на территории Поволжья. В те же периоды повторяемость сильной засухи увеличилась на юго-западе Восточно-Европейской равнины (Рис. 4.16а-4.16г). При этом значимое увеличение повторяемости сильной засухи (в среднем на 1 засуху/10 лет) наблюдалось в Приазовье и на территории Украины.



Рисунок 4.16. Изменение повторяемости сильных засух в мае (случаи/год) в теплые фазы Северной Атлантики по сравнению с холодными фазами: в периоды 1926-1962 гг. (а) и 1995-2012 гг. (б) по сравнению с 1901-1925 гг. и в периоды 1926-1962 гг. (в) и 1995-2012 гг. (г) по сравнению с 1963-1994 гг. по данным индекса SPI. Области статистически значимых изменений на уровне 0.05 показаны точками.

Полученные на основе данных индекса SPEI (Рис. 4.17а-4.17г) результаты демонстрируют пространственные закономерности изменений повторяемости сильных засух на BEP, согласованные с изменениями повторяемости по SPI. Однако необходимо отметить, что по данным индекса SPEI области значимых изменений частоты сильных засух существенно меньше по площади, чем по данным индекса SPI.



Рисунок 4.17. То же, что на Рис. 4.16, но по данным индекса SPEI.

Летом в рассмотренные периоды теплых фаз Северной Атлантики по сравнению с ее холодными фазами, как проиллюстрировано на Рис. 4.18а-4.18г, наблюдалось увеличение повторяемости засух на юге и юго-востоке ЕТР. Наибольший рост повторяемости сильных атмосферных засух наблюдался в Заволжье (на 1-2 засухи/10 лет), на территории Центрально-Черноземного района и в Приазовье (на 1 засуху/10 лет) (Рис. 4.18а-4.18г). Вместе с тем, площадь сильной засухи в Центральном Черноземье в июне (Рис. 4.18д-4.18з) в те же периоды была существенно меньше, чем в целом за лето.



Рисунок 4.18. Изменение повторяемости сильных засух (случаи/год) в среднем за лето в периоды 1926-1962 гг. (а) и 1995-2012 гг. (б) по сравнению с 1901-1925 гг. и в периоды 1926-1962 гг. (в) и 1995-2012 гг. (г) по сравнению с 1963-1994 гг. и в июне в периоды 1926-1962 гг. (д) и 1995-2012 гг. (е) по сравнению с 1901-1925 гг. и в периоды 1926-1962 гг. (ж) и 1995-2012 гг. (з) по сравнению с 1963-1994 гг. по данным индекса SPI. Области статистически значимых различий показаны точками.

Обширные сильные засухи в средних широтах, как правило, связаны с формированием крупномасштабных стационарных антициклонов, блокирующих зональный поток - блокингов. Рост индекса блокирования в мае над западом ВЕР, в период более холодной СА (Рис. 4.19а) и в июне над востоком ВЕР в более теплый период СА (Рис. 4.19б) согласуется с приведенными выше изменениями повторяемости сильных атмосферных засух на юге ЕТР.



Рисунок 4.19. Индекс атмосферного блокирования Тибальди-Мольтени Северного полушария (Tibaldi & Molteni, 1990) в мае (а) и в июне (б) в периоды 1963-1994 гг. (1) и 1995-2012 гг. (2).

Как было отмечено выше, подходы к выявлению засух могут быть различными и таким образом выявлять различные типы засух. Применение разных количественных показателей засухи приводит к различиям в статистике засух на одной и той же территории. Так, как было отмечено выше, повторяемость атмосферных засух на равнине в мае была в целом меньше в период более теплой ТПО СА (Рис. 4.16в и 4.16г). С другой стороны, средняя повторяемость атмосферно-почвенных засух на ВЕР в мае по данным индекса PDSI уменьшалась при переходе от периода 1926-1962 гг. к 1963-1994 гг. (Рис. 4.20а) и от 1963-1994 гг. к 1995-2012 гг. (Рис. 4.20б). Выявленная структура пространственного распределения изменений повторяемости атмосфернопочвенных засух в мае на территории ВЕР достаточно хорошо согласуется с структурой изменений зимних осадков на равнине в пространственной аналогичные периоды (см. Рис. 4.20а и 4.20б и Рис. 2.31г и 2.31д из раздела 2.5 главы 2). Согласованность изменений повторяемости атмосферно-почвенных засух в мае с зимними осадками обусловлена, в частности, особенностями расчета PDSI, получения индекса процедура которого является рекурсивной И предполагает, что при расчете индекса за текущий месяц во внимание

принимаются метеорологические условия предыдущих периодов. Тем самым, принимается в расчет не только состояние атмосферы, но и косвенно учитывается почвенное увлажнение, а также взаимодействие почвы и атмосферы.



Рисунок 4.20. Изменение средней повторяемости засух (случаи/год) в периоды 1926-1962 гг. и 1995-2012 гг. в мае (а) и (б), в июне (в) и (г), в июле (д) и (е) и в августе (ж) и (з) по сравнению с 1963-1994 гг. по данным индекса PDSI.

Оценка осадков осенью, зимой и весной, величины снегозапасов, температуры воздуха в зимние месяцы и доли жидких осадков в общем количестве осадков является неотъемлемой частью анализа запасов весенней влаги, влияющей на формирование весенней засухи. Несомненно важным с точки прогнозирования урожайности является исследование зрения изменений снегозапасов. Наиболее тесная связь водного эквивалента снега (Snow Water Equivalent, SWE) в первую декаду марта в период 1966-2012 гг. наблюдалась с зимними осадками (0.54 – 0.79) в юго-восточной половине равнины (Рис. 4.21а-4.21г). Существенно меньше эти параметры связаны друг с другом в регионах неустойчивого снежного покрова на западе и на юге равнины (за исключением Центрального Черноземья), где температурный фактор играет значительную роль. В этих регионах максимальные снегозапасы изменяются в среднем от 50-75 мм на юге равнины до 75-100 мм на ее западе и в нижнем течении Волги (Рис. 4.21а).



Рисунок 4.21. Пространственное распределение: коэффициентов корреляции SWE в первую декаду марта в поле и в лесу с зимними осадками без поправок (а, в) и с поправками (б, г) ГГО Воейкова (Богданова и др., 2006; Богданова и др., 2007) в 1966-2012 гг.

Увеличение доли жидких осадков в общем количестве зимних осадков в 1995-2012 гг. по сравнению с 1966-1994 гг., наблюдаемое на большей части территории ВЕР, прежде всего, связано с зимним потеплением на равнине с 1970х годов. Исключение составил северо-восток равнины, где произошло незначительное уменьшение доли жидких осадков (не превысившее 0.5 %). Наибольший рост доли жидких осадков отмечался на западе и юге ВЕР, где он составил в среднем 5% (Рис. 4.226). В то время, как увеличение доли жидких осадков возросла, не превысило 2%.



Рисунок 4.22. Максимальные снегозапасы (мм) (а) в 1966-2012 гг., а также изменение доли (%) жидких осадков в общем количестве зимних осадков (б) в 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг.

Как проиллюстрировано на Рис. 4.23а, изменение снегонакопления зимой на ВЕР в 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. было разнонаправленным.

Однако в целом преобладало увеличение снегозапасов (в среднем на 10%), незначимое на большей части территории. Наибольшим и статистически значимым рост SWE был на северо-западе ETP (до 26-37%), а также на территории Средней Волги (до 26-43% в Чувашии, до 23% в республике Марий Эл, до 24-27% в Удмуртии, до 44% в Оренбургской области).



Рисунок 4.23. Изменение SWE (%) в поле (а) в первую декаду марта в 1995-2012 гг. по сравнению с 1966-1994 гг. Значимые на уровне 0.05 изменения показаны кругами с полужирной обводкой черного цвета.

Следствием дефицита зимних и весенних осадков в среднем в 1926-1962 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. на юге ВЕР явился рост в мае повторяемости атмосферно-почвенных засух на юге равнины и периодов существенного дефицита атмосферно-почвенной влаги на остальной территории, отраженный на Рис. 4.20а. Пространственная структура повторяемости атмосферно-почвенных засух в мае (Рис. 4.20а) сохранилась в июне (Рис. 4.20в), июле (Рис. 4.20д) и августе (Рис. 4.20ж), что косвенно свидетельствует о важности изменений зимнего увлажнения в изменении увлажнения теплого периода. Рост осадков зимой (Рис. 2.31д) и снегозапасов (Рис. 4.23) в большинстве регионов ВЕР в 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. на фоне зимнего потепления и увеличения доли жидких осадков в общем количестве зимних осадков (Рис. 4.22б) сопровождался ростом весенних осадков (Рис. 2.32д) и привел к увеличению запасов весенней влаги. Все это способствовало снижению повторяемости атмосферно-почвенной засухи в мае в регионах неустойчивого и недостаточного увлажнения на юге ВЕР (Рис. 4.20б). В результате, в современный период теплой СА по сравнению с предыдущим холодным периодом наблюдались более благоприятные условия для начала вегетации, что положительно сказывалось на урожайности зерновых культур в регионах зернового пояса ЕТР. С другой стороны, как следует из анализа Рис. 4.20г, 4.20е, 4.20з, на юго-востоке ВЕР в летние месяцы в 1926-1962 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. атмосфернопочвенная засуха развивалась на фоне дефицита летних осадков.

Для формирования ОАЗ необходимо установление над исследуемым регионом устойчивого антициклонического режима аномально жаркой погоды. При этом неустойчивость антициклонического режима и выпадающие осадки на юге Восточно-Европейской равнины обусловлены, прежде всего, прорывом средиземноморских циклонов, а также прохождением атлантических циклонов. Отметим, что переход засухи в категорию опасной атмосферной, согласно критерию, формален описанному достаточно И при прочих равных температурных условиях чувствителен к стохастичности и неоднородности пространственного распределения осадков. Для выявления смещения границы территории, на которой теоретически может возникнуть опасная атмосферная засуха, в качестве порогового значения для определения аномально высоких температур было рассмотрено значение, равное 25°С.

Анализ изменений непрерывных периодов аномально высоких суточных максимальных температур, длительностью превышающих 30 дней, показал, что северная граница области наблюдения длительных периодов аномально высоких температур в период 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. существенно продвинулась к северу на территории европейской части России западнее 47° в.д. (Рис. 4.24а). Таким образом, длительные периоды с жаркой погодой летом стали наблюдаться в широколиственно-лесной и подтаежной зоне ЕТР. Отметим, что продвижение периодов длительного наблюдения жары В лесную такое ландшафтную зону, В частности, ассоциируется с увеличением риска возникновения верховых пожаров. Расширение границ обозначенной области очевидно связано с летним потеплением на ЕТР, вследствие которого дни с максимальными температурами, превышающими 25°С, получили возможность

241

группироваться в непрерывные периоды длительностью более месяца в тех регионах, где в период инструментальных наблюдений до 1995 г. такие периоды не отмечались.

Как показано на Рис. 4.246, в мае в период 1936-1962 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. в центре ЕТР наблюдался в среднем не превышающий 10% рост числа переходов от дней с эффективными осадками к дням с их отсутствием и их снижение на севере и на юге ЕТР. При этом в 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. наиболее значимое увеличение этого показателя (до 20%) отмечалось на северо-западе и на юго-востоке территории (Рис. 4.24г). Летом в 1936-1962 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. на ЕТР преобладало снижение количества переходов, не превысившее 15 % (Рис. 4.24в). Вместе с тем, как показано на Рис. 4.24д, летом в 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. на ЕТР к югу от 60° преобладало уменьшение количества переходов от дней с эффективными осадками к дням с их отсутствием в среднем на 8-10%, а наибольшее значимое понижение произошло на юго-востоке территории (от 15% до 30%). Результаты согласуются с полученными ранее выводами, сделанными относительно сезонных осадков на территории ВЕР в периоды устойчивых противоположных аномалий ТПО СА (Черенкова, 2017).

Опасная атмосферная засуха наблюдается на юге и юго-востоке ЕТР (рис. 4.25а). Как правило, она начинается во второй половине июня – начале июля. Повторяемость ОАЗ в период 1963-1994 гг. варьировалась от 3-х до 6-и засух за 100 лет в широколиственно-лесной и лесостепной зоне, а в степной зоне ее повторяемость составила от 6-ти до 60-ти засух за 100 лет. Наибольшая частота ОАЗ (от 40-ка до 80-ти засух за столетие) отмечалась в полупустынной зоне на Прикаспийской низменности.

Очевидно, что рост числа смен дней с эффективными осадками к дням с их отсутствием указывает на меньшую вероятность непрерывных бездождных периодов, тогда как уменьшение числа смен приводит к большей их вероятности.



Рисунок 4.24. Пространственное распределение метеостанций, на которых в течение непрерывных 30 дней и более наблюдались максимальная суточная температура воздуха выше 25°С в периоды 1963-1994 гг. (метеостанции отмечены красными кругами с обводкой синего цвета) и 1995-2012 гг. (метеостанции отмечены красными кругами) с условной северной границей территории наблюдения указанных условий в 1963-1994 гг. (1) и 1995-2012 гг. (2) (а). Изменение (в %) числа переходов от дней с эффективными осадками к дням с их отсутствием на метеостанциях ЕТР (показано кругами) в мае (б, г) и в среднем за лето (в, д) в период 1936-1962 гг. (б, в) и 1995-2012 гг. (г, д) по сравнению с 1963-1994 гг. Метеостанции со статистически значимыми изменениями показаны кругами, обведенными полужирным контуром черного цвета.



Рисунок 4.25. Повторяемость (число случаев/год) ОАЗ в период 1963-1994 гг. (а) и ее изменение на ЕТР в период 1936-1962 гг. (б) и 1995-2012 гг. (в) по сравнению с 1963-1994 гг. Области статистически значимых на уровне 0.05 изменений повторяемости ОАЗ на юге ЕТР находятся внутри овала красного цвета (б, в).

На фоне существенного продвижения к северу (приблизительно до 57° с.ш.) северной границы аномально высоких температур в среднем за период 1995-2012 ΓГ. ΓГ. сравнению с 1963-1994 на территории ETP (Рис. 4.24a), ПО свидетельствующее о летнем потеплении, рост повторяемости OA3 не был неожиданным. Так, повторяемость ОАЗ в период 1995-2012 гг. возросла на 1 засуху/10 лет в широколиственно-лесной и лесостепной зоне, на 2-3 засухи/10 лет в степной зоне (Рис. 4.25в). На том же рисунке показано, что наибольший рост частоты ОАЗ (на 3-4 засухи за десятилетие) в период 1995-2012 гг. произошел на обширной территории на юго-востоке ЕТР. Такое увеличение обусловлено сочетанием двух факторов: современного летнего потепления на ЕТР (Рис. 4.24а) и статистически значимого уменьшения числа переходов от дней с эффективными осадками к дням с их отсутствием летом на юго-востоке ЕТР (Рис. 4.24д). Как показано на Рис. 4.256, в период 1936-1962 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. на большей части территории юга ЕТР рост повторяемости ОАЗ был существенно меньшим.

Непрерывные периоды с аномально высокими температурами на ЕТР стали более длительными и устойчивыми вследствие роста числа дней их наблюдения, что не только стало приводить к более частому наблюдению атмосферных засух, но и сказалось на изменении дат начала ОАЗ. Так, на большей части территории наблюдения ОАЗ в период 1995-2012 гг. засухи стали начинаться в среднем на одну-две недели раньше, чем в период 1963-1994 гг. Исключение составила территория Среднего Поволжья, где даты начала ОАЗ в период 1995-2012 гг. либо не изменились, либо засуха стала возникать позже на 1-2 недели.

Следствием современного потепления на ЕТР во второй половине XX-го – начале XXI-го века явилось увеличение числа дней с аномально высокими температурами летом, что в свою очередь привело к статистически значимым различиям средних значений длительности периодов максимальной длины с температурой более 25°C и отсутствием эффективных осадков в ряде регионов ЕТР летом в периоды 1963-1994 гг. и в 1995-2012 гг. При этом изменилась форма распределения случайной величины, соответствующей таким периодам (рис. 4.26а).



Рисунок 4.26. Функция плотности распределения вероятности длительности периодов максимальной длины с температурой более 25°С и отсутствием эффективных осадков в среднем для всех метеостанций ЕТР южнее 57 °с.ш. в периоды 1963-1994 гг. (А) и в 1995-2012 гг. (В) (а) и изменение даты их начала на некоторых метеостанциях юго-востока ЕТР в маесентябре в периоды 1963-1994 гг. (синие значки) и в 1995-2012 гг. (красные значки) (б).

Вместе с тем, рост числа дней с аномально высокими температурами наблюдался и в мае. Однако, как проиллюстрировано на рисунке 4.246, количество переходов от дней с эффективными осадками к дням с их отсутствием в мае возросло на большей части ЕТР, что явилось сдерживающим фактором для образования длительных жарких бездождных периодов. На рисунке 4.266 видно, что рост длительности непрерывных периодов с температурой более 25°С и отсутствием эффективных осадков в период 1995-2012 гг. на юго-востоке ЕТР происходил в основном в летние месяцы.

Если принять внимание полученные результаты, BO то можно предположить, что число смен дней с эффективными осадками днями с их отсутствием в мае уменьшится при переходе ТПО СА от современного теплого периода к более холодному ее термическому состоянию. На этом фоне, при сохранении темпов современного потепления рост непрерывных периодов с аномально высокими температурами в мае в ряде зерносеющих регионов на юговостоке ЕТР может привести к увеличению рисков возникновения опасных 2017), атмосферных засух уже В мае (Черенкова, что будет крайне неблагоприятно для сельскохозяйственной отрасли.

4.5. Выводы

Основные выводы, полученные в данной главе, можно сформулировать следующим образом.

Установлено, что пространственная структура изменений повторяемости экстремально высоких суточных сумм осадков на метеостанциях ВЕР в периоды двух последних периодов противоположных аномалий ТПО СА в целом демонстрировала сезонные региональные особенности, согласующиеся со структурой изменений среднемноголетних сезонных сумм осадков на равнине в те же периоды. Показано, что такая согласованность подтверждается свойствами функции плотности распределения вероятности осадков.

Выявленный существенный рост повторяемости экстремальных осадков зимой в центре, на севере и юго-востоке ЕТР (до 6 дней/сезон) в период более теплой ТПО СА по сравнению с ее более холодным периодом свидетельствует о сохранении повышенной нагрузки на городские коммунальные службы в указанных регионах вплоть до окончания периода современного потепления СА. В связи с сохраняющимися высокими рисками, связанными с возникновением опасных гидрологических явлений, обращает на себя внимание наблюдаемый при потеплении СА значимый рост повторяемости экстремальных осадков весной на востоке ЕТР (на 2-3 дня/сезон) в регионах повышенной повторяемости опасных паводков и половодий различного генезиса.

Обнаружено существенное отличие статистики повторяемости засух согласно данным ГТК от других количественных показателей засухи, что следует учитывать при его совместном применении в оперативной практике Росгидромет с наиболее часто используемым за рубежом показателем SPI. Даются рекомендации по применению полезной для Росгидромет 2-х шаговой методики, в результате применения которой определение засух при помощи ГТК становится универсальным и сопоставимым со статистикой засух по данным индекса SPI без использования сложных расчетов.

Выделены и количественно описаны пространственно-временные структуры ведущих режимов совместной изменчивости летних атмосферных засух на ВЕР и ТПО СА. Показано, что первая ведущая мода связанных изменений засух на равнине с аномалиями ТПО СА описывает режим летних засух с очагом в центре ВЕР в годы более холодной ТПО СА и тесно коррелирует с индексом АМО. Вторая ведущая мода связанных изменений засух на ВЕР с ТПО СА описывает режим засух в центре и в юго-восточной части равнины, наблюдавшихся в годы аномально теплой ТПО в центре и на западе Северной Атлантики, а также в ее тропических широтах.

Установлены особенности сильных атмосферных засух на юге ВЕР в периоды противоположных аномалий ТПО СА. Показано, что в периоды более теплой СА сильные майские засухи и засухи весной на юге равнины наблюдались реже, а в более холодный период ТПО СА, наоборот, чаще. Наибольшие различия повторяемости сильных засух были статистически значимыми на территории Поволжья в оба периода более теплой СА по сравнению с ее холодным периодом. В аналогичные периоды увеличение повторяемости сильных засух наблюдалось в июне на юго-востоке ЕТР и в среднем за летние месяцы на юге равнины. В июне в периоды более теплой СА наибольшее увеличение повторяемости сильных засух отмечалось в общирных регионах Поволжья и Заволжья (на 1-2 засухи/10 лет). Наибольший значимый рост повторяемости засух летом наблюдался в зернопроизводящих областях на территории Центрально-Черноземного района, Кубани и Заволжья. С другой стороны, повторяемость опасных атмосферных засух в Поволжье выросла почти в 2 раза. Рост индекса блокирования в мае над западом ВЕР, в период более холодной СА и в июне над востоком ВЕР в более теплый период СА согласуется с изменениями повторяемости сильных атмосферных засух на юге равнины.

Снижение количества зимних осадков в 1926-1962 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. привело к росту повторяемости атмосферно-почвенной засухи в мае на юге равнины несмотря на то, что в некоторых регионах в этот период наблюдалось большее количество осадков весной. Рост зимних осадков и снегозапасов в большинстве регионов ВЕР в 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. сопровождался ростом весенних осадков и привел к увеличению запасов весенней влаги. Все это способствовало снижению повторяемости атмосфернопочвенной засухи в мае в регионах неустойчивого и недостаточного увлажнения на юге ВЕР. В результате, в современный период теплой СА по сравнению с предыдущим холодным периодом наблюдались более благоприятные условия для начала вегетации.

Сделан вывод о том, что сохранение темпов современного потепления и возможное увеличение дефицита осадков в мае при ожидаемом в ближайшие десятилетия переходе ТПО СА к более холодному ее состоянию может привести к повышению рисков возникновения опасных атмосферных засух в ряде сельскохозяйственных регионов на юго-востоке ЕТР уже в мае, что будет крайне неблагоприятно для сельскохозяйственной отрасли.

Глава 5. Влияние изменений осадков и их экстремумов на компоненты природных геосистем

5.1. Связь засух с урожайностью зерновых культур в регионах Восточно-Европейской равнины

Обсуждение результатов, приведенных в данном разделе, носит дискуссионный характер, который обусловлен неоднородностью временных рядов областной урожайности озимой и яровой пшеницы. Неоднородность связана прежде всего с влиянием развивающихся агропромышленных технологий, с использованием различных сортов пшеницы, а также с изменением методики расчета урожайности в начале 1990-х годов. Неоднозначность оценок остается даже несмотря на удаление линейного тренда из рядов урожайности.

Анализ коэффициентов корреляции, приведенных в таблице 5.1, показал, что урожайность озимой и яровой пшеницы в ряде областей на юге ЕТР была наиболее тесно связана с рядами одномесячного индекса SPI (отражающего стандартизованные аномалии осадков) в период активной вегетации зерновых в мае и июне. Менее существенная корреляция наблюдалась с рядами 3-х месячного индекса SPI за май (то есть, со стандартизованными осадками весной). Наиболее тесная связь урожайности озимой пшеницы с индексом SPI в мае наблюдалась в Саратовской, Ульяновской, Волгоградской, Пензенской области и республиках Башкортостан и Татарстан (табл. 5.1). В в большинстве рассмотренных регионов временные ряды урожайности яровой пшеницы приблизительно одинаково коррелировали с SPI в мае и в июне (табл. 5.1). Наиболее сильно урожайность яровой пшеницы была связана с SPI в мае и в июне в Оренбургской и Саратовской области, с SPI в мае в республике Калмыкия и в Ростовской области, с SPI в июне в республиках Башкортостан и Татарстан, Самарской и Волгоградской областях. Полученные результаты о наиболее тесной

связи областной урожайности зерновых культур с сильными засухами в мае-июне и о более слабой их связи в июле в период прекращения активной вегетации подтверждают выводы, сделанные в работе (Страшная и др., 2015). В той же работе отмечается, что связь с SPI сильнее, чем с ГТК (для регионов Среднего Поволжья разница коэффициентов корреляции составила от 0.05-0.17).

Таблица 5.1. Коэффициенты корреляции областной урожайности озимой и яровой пшеницы (ц/га) на юге ЕТР с одномесячным индексом SPI в мае (1), июне (2) и июле (3) в 1947-2011 гг.

	ози	маяпшен	ица	яровая пшеница			
	1	2	3	1	2	3	
Оренбургская обл.	0.47	0.40	0.15	0.51	0.59	0.31	
Саратовская обл.	0.58	0.32	0.02	0.58	0.50	0.18	
республика Башкортостан	0.56	0.47	0.18	0.39	0.55	0.17	
республика Татарстан	0.51	0.40	0.12	0.32	0.50	0.16	
респ ублика Чуващия	0.45	0.27	0.16	0.28	0.33	0.21	
Самарская обл.	0.49	0.43	0.17	0.45	0.51	0.12	
Ульяновская обл.	0.58	0.43	0.22	0.43	0.44	0.18	
Волгоградская обл.	0.50	0.43	0.13	0.49	0.51	0.13	
Астраханская обл.	0.18	0.29	0.17	0.43	0.22	0.28	
респ ублика Калмыкия	0.31	0.23	-0.04	0.53	0.48	0.23	
Краснодарский край	0.18	0.15	-0.23	0.31	0.32	-0.17	
Брянская обл.	0.27	0.09	0.36	0.21	0.30	0.14	
Пензенская обл.	0.62	0.14	0.17	0.28	0.40	0.28	
Ставропольский край	0.40	0.46	-0.10	0.15	0.39	-0.17	
Ростовская обл.	0.45	0.37	0.14	0.55	0.49	0.02	
республика Дагестан	0.13	0.14	-0.15	0.28	0.35	0.25	
Республика Удмуртия	0.48	0.31	0.10	0.11	0.56	0.03	

Рис. 5.1а наглядно демонстрирует общий отклик урожайности озимой и яровой пшеницы в ряде областей юга ЕТР на засухи в мае и в июне, обусловленные сильным дефицитом осадков. Как показано на Рис. 5.1а, наибольший отклик обнаружен у озимой пшеницы, и он проявился в существенном снижении ее областной урожайности (ц/га) в годы сильных майских засух в 1963-2011 гг.

Как видно на Рис. 5.16, отклик урожайности озимой и яровой пшеницы сильнее прослеживается в период теплой СА по сравнению с ее холодным периодом: негативная реакция урожайности, проявляющаяся в существенном ее снижении более чем на одно стандартное отклонение от средней, выявлена в годы сильных майских засух. На том же графике видно, что показатели урожайности при одинаковой интенсивности засухи были значительно ниже в теплый период ТПО СА по сравнению с ее холодным периодом. Негативный отклик областной урожайности озимой и яровой пшеницы отмечается также и на экстремальное переувлажнение (Рис. 5.1б). Механизмы выявленных изменений урожайности до конца не ясны из-за неоднородности ее временных рядов. Неоднозначность ситуации связана, в частности, с тем, что в последние несколько десятилетий (по сравнению с периодом второй половины XX-го века) используются зерновые культуры, высокая урожайность которых достигается в основном в условиях среднего (нормального) увлажнения, но они более чувствительны к экстремумам увлажнения, что иллюстрирует Рис. 5.1б.



Рисунок 5.1. Связь нормированных отклонений урожайности (в Оренбургской, Саратовской, Волгоградской, Пензенской, Самарской, Ульяновской области, республиках Татарстан, Башкортостан, Чувашия) с SPI в период 1963-2011 гг., а также локальные полиномиальные тренды (метод loess), отражающие взаимосвязи нормированных отклонений урожайности озимой пшеницы и SPI в мае (5-1) и в июне (6-1), яровой пшеницы и SPI в мае (5-2) и в июне (6-2) (а); локальные полиномиальные тренды (метод loess), отражающие втернды (метод loess), отражающие теренды (метод loess), отражающие взаимосвязи тех же параметров в период более теплой ТПО СА (пунктирные линии) в 1995-2012 гг. и в более холодный ее период (сплошные линии) в 1963-1994 гг. (б). Граница наступления сильной засухи (наблюдается при SPI <= -1.5) обозначена вертикальной линией. По вертикальной оси отложены нормализованные значения урожайности, среднее=0, стд. откл. = 1.

Выполненные количественные оценки показали, что наибольшая урожайность озимой и яровой пшеницы в Среднем Поволжье и Заволжье в 1947-2011 гг. отмечена в республике Чувашия (17.58 и 15.31 ц/га соответственно), в Татарстане (16.86 и 15.36 ц/га) и в Башкортостане (16.18 и 13.55 ц/га), в

Волгоградской области (15.74 и 7.53 ц/га), Пензенской области (14.38 и 10.88 ц/га), Самарской области (14.86 и 9.74 ц/га). Как показано на рисунках 5.2а и 5.2б, сильные засухи, обусловленные дефицитом осадков, приводили к существенному снижению областной урожайности как озимой, так и яровой пшеницы. Так, отрицательные отклонения ОТ тренда урожайности озимой пшеницы, усредненные за годы сильных засух в мае, изменялись от наименьшего значения 3.7 ц/га в Чувашии до наибольшего 8.58 ц/га в Ульяновской области (рис. 5.2а), а урожайности яровой пшеницы – от 2.5 ц/га в Оренбургской области до 5.7 ц/га в Волгоградской области (рис. 5.26). В годы сильных засух в июне отрицательные отклонения от тренда урожайности озимой пшеницы составляли от 2.2 ц/га в Саратовской области до 10.47 ц/га в республике Башкортостан (рис. 5.2а), а урожайности яровой пшеницы – от 1.3 ц/га в Волгоградской области до 6.5 ц/га в республике Башкортостан (рис. 5.26). На рисунке 5.2а отчетливо видно, что майские сильные засухи существенно влияли на снижение урожайности озимой пшеницы во всех рассмотренных областях кроме республики Башкортостан и Чувашии, где наибольшую роль в снижении урожайности озимой пшеницы сыграли сильные засухи в июне. Вместе с тем, сильные засухи в мае оказывали наибольшее воздействие на урожайность яровой пшеницы в Саратовской, Волгоградской, Пензенской и Ульяновской областях рис. (5.26). Наблюдавшиеся в июне сильные засухи существенно понизили урожайность яровой пшеницы в Оренбургской области, Республике Башкортостан. Практически одинаковые по интенсивности сильные засухи в мае и в июне влияли на урожайность яровой пшеницы в Самарской области, республике Татарстан и в Чувашии. В разделе 4.4 было показано, что в Среднем Поволжье и Заволжье наблюдалась более частая повторяемость сильных засух в мае в период более холодной ТПО СА по сравнению с ее теплыми периодами и в июне в периоды более теплой ТПО СА по сравнению с ее холодным периодом.

На основании выявленных сезонных различий влияния ТПО СА на регионы юго-востока ЕТР, а также региональных особенностей воздействия сильных засух на урожайность озимой и яровой пшеницы, можно сделать следующие
предположения. Как было показано в разделе 2.2, в ближайшие десятилетия ожидается переход к периоду в среднем более холодной ТПО СА. Поэтому, как следует из текста выше, возможно повышение вероятности наблюдения сильных засух в мае наряду со снижением их повторяемости в июне на юго-востоке ЕТР. Даже при сохранении современной тенденции увеличения многолетних средних ETP большей части такие ЗИМНИХ осадков на ожидаемые изменения обуславливают возможность больших потерь урожая озимой пшеницы от сильных засух, чем в среднем за современный период более теплой СА во всех рассмотренных регионах Среднего Поволжья и Заволжья, за исключением республик Башкортостан и Чувашии, где эти предполагаемые потери могут быть меньше.



Рисунок 5.2. Отклонение областной урожайности озимой (а) и яровой (б) пшеницы (ц/га) от тренда в среднем за годы с сильными засухами (по данным индекса SPI) в мае (1) и в июне (2) в 1963-2011 гг. в Среднем Поволжье и Заволжье.

5.2. Реакция растительности на изменения осадков на юге Восточно-Европейской равнины

В разделе представлено исследование зонального отклика растительности в связи с выявленными особенностями регионального распределения осадков весной и летом на Восточно-Европейской равнине. В качестве индикатора зеленой фитомассы был рассмотрен нормированный разностный вегетационный индекс NDVI (Normalized Difference Vegetation Index), который имеет высокую чувствительность к осадкам и тесно коррелирует с запасами зеленой фитомассы (Kogan, 1997; Tucker et al., 1985; Tucker et al., 1986). Из-за ограниченности периода измерений NDVI был взят максимально доступный интервал, разделенный на периоды 1982-1997 и 1998-2015 гг., соответствующие периодам более холодной и более теплой ТПО СА. Для получения более устойчивого результата граница между периодами была смещена на 3 года относительно рассмотренной в этом исследовании границы смены периодов устойчивых противоположных аномалий ТПО СА.

Анализ пространственного распределения изменений вегетационного индекса NDVI за период активной вегетации на равнинных ландшафтах суббореальной в период 1998-2015 гг. по сравнению с 1982-1997 гг. показал, что реакция растительности на сходные изменения осадков может быть различной и определяется, прежде всего, типом растительности.

Как показано в Таблице 5.2, на юго-востоке ВЕР в зоне типичных южных лесостепей, северных степных и типичных степных ландшафтов (рис. 5.3г) наблюдалось увеличение весенних осадков в период теплой ТПО СА по сравнению с ее холодным периодом, наибольший вклад в которое внес и рост в марте и в мае. В тот же период отмечен прирост фитомассы в среднем на 10.8%, который наблюдался, в частности, благодаря выявленным изменениям осадков. Вместе с тем, в июне и июле наблюдался дефицит осадков, наибольший в июле. Полученные результаты согласуются с выводами, сделанными в разделе 2.5.

Таблица 5.2. Изменение осадков (%) в период 1998-2015 гг. по сравнению с 1982-1997 гг., усредненных по территории, ограниченной по широте 47-55°с.ш. и по долготе 45-58°в.д.

март	апрель	май	ИЮНЬ	июль
59.7*	-0.009	22.7	-3.6	-7.5

Статистически значимые изменения отмечены*

В степной и полупустынной ландшафтных зонах ВЕР растительность разрежена и наиболее чувствительна к изменениям осадков в сравнении с

растительностью в ландшафтных зонах, расположенных севернее. Несмотря на среднемноголетний прирост фитомассы на территории этих зон в мае в период 1998-2015 гг. по сравнению с 1982-1997 гг. (рис. 5.3а) (который отражает положительный отклик растительности на увеличение количества осадков весной в период более теплой ТПО СА), дефицит осадков в июне и июле в период более теплой ТПО СА по сравнению с ее более холодным периодом на юго-востоке ЕТР привел к возникновению неблагоприятных условий вегетации в перечисленных зонах. Об этом свидетельствуют отрицательные изменения индекса NDVI в 1998-2015 гг. в июне (рис. 5.3б) и июле (рис. 5.3в) на юго-востоке Восточно-Европейской равнины: на большей части территории полупустынных, типичных степных и сухостепных ландшафтов, а также в небольших областях северных степных ландшафтов. Вместе с тем, превышающее норму количество осадков весной и дефицит осадков летом в период 1995-2012 гг. по сравнению с 1963-1994 гг. отмечались на востоке ЕТР в типичной и южной лесостепи, широколиственнолесной и подтаежной зонах (раздел 2.5). Однако, наблюдаемый недостаток летних осадков не привел к неблагоприятным условиям вегетации в этих зонах в июне (рис. 5.3б) и июле (рис. 5.3в) в период 1998-2015 гг. по сравнению с 1982-1997 гг., что связано с произрастанием в указанных зонах преимущественно древесной растительности, не так сильно уязвимой с точки зрения недостатка осадков.



Рисунок 5.3. Изменения вегетационного индекса NDVI на юге Восточно-Европейской равнины в (а) мае, (б) июне и (в) июле в период 1998-2015 гг. по сравнению с 1982-1997 гг. и (г) границы ландшафтных зон (Ландшафтная карта СССР, 1988). Значимые на уровне 0.05 изменения отмечены точками.

256

5.3. Выводы

Установлена наибольшая чувствительность областной урожайности озимой пшеницы к сильным засухам в мае. Показано, что наиболее существенное снижение урожайности озимой пшеницы наблюдалось в годы сильных майских засух в периоды более теплой ТПО СА в 1963-2011 гг.

Согласно выявленным сезонным особенностям атмосферных засух в периоды устойчивых противоположных аномалий ТПО СА, при ожидаемом в ближайшие десятилетия переходе к периоду более холодной ТПО СА возможно повышение вероятности наблюдения сильных засух в мае наряду со снижением их повторяемости в июне на юго-востоке ЕТР. Даже при сохранении современной тенденции роста зимних осадков, такие ожидаемые изменения обуславливают возможность бо́льших потерь урожая зерновых от сильных засух, чем в среднем за современный период более теплой СА во всех рассмотренных регионах Среднего Поволжья и Заволжья, за исключением республик Башкортостан и Чувашии, где эти предполагаемые потери могут быть меньше.

Анализ спутникового вегетационного индекса NDVI показал, что реакция растительности на сходные изменения осадков может быть различной и определяется прежде всего типом растительности. В степной и полупустынной ландшафтных юго-востоке BEP растительность зонах на разрежена И чувствительна к изменениям осадков: она реагировала приростом фитомассы, в частности, на рост весенних осадков в период более теплой ТПО СА по сравнению с более холодным ее периодом. Дефицит осадков в летние месяцы в период теплой ТПО СА по сравнению с ее холодным периодом привел к формированию неблагоприятных условий вегетации и вызвал негативный отклик фитомассы. В то же время, аналогичный недостаток летних осадков не оказал существенного влияния на изменения фитомассы в типичной и южной лесостепи, в широколиственно-лесной зоне, что связано с меньшей чувствительностью древесной растительности к колебаниям увлажнения.

Заключение. Основные выводы работы

Как было отмечено во введении, долгопериодные изменения климата в северной части Атлантического океана способны оказывать влияние на континентальный климат и инициировать существенные климатические Также последствия для наземных экосистем. BO введении были работы. сформулированы основные цели И задачи связанные С количественным описанием пространственно-временной структуры связи Восточно-Европейской сезонных осадков равнины изменениями с крупномасштабной атмосферной циркуляции в Атлантико-Европейском секторе и долгопериодной изменчивостью ТПО СА. Необходимо отметить, что обширность темы исследования не позволяет считать полностью исчерпанными вопросы, которые с ней связаны. Вместе с тем, поставленные задачи были полностью решены. При решении поставленных задач были получены новые оригинальные результаты.

Основные выводы выполненного исследования могут быть сформулированы следующим образом:

- Выявлены изменения атмосферной циркуляции в Атлантико-Европейском секторе, связанные с долгопериодными изменениями ТПО СА. Эти изменения характеризуются ослаблением региональной зональной циркуляции в более теплый период СА и ее усилением в более холодный период. Результаты численных экспериментов с моделями климата указывают на устойчивость отклика атмосферной циркуляции на изменение термического состояния СА.

 Установлено, что вследствие перестройки атмосферной циркуляции, как ответной реакции на изменения ТПО СА, в Атлантико-Европейском секторе формировались квазиустойчивые циркуляционные режимы. Помимо связи с Североатлантическим колебанием, весной они были связаны с колебаниями регионального центра действия атмосферы над Скандинавией, а летом и осенью – с колебаниями барических центров над Восточной Атлантикой и Европейской территорией России. В результате, весной в более теплый период СА по сравнению с ее холодным периодом преобладали циркуляционные условия, повышающие повторяемость циклонических режимов над Восточно-Европейской равниной и приток влаги в регион, а летом и осенью – антициклонических режимов и уменьшение поступления влаги.

- Выявлена и исследована пространственная структура отклика сезонных осадков на Восточно-Европейской равнине на долгопериодные изменения ТПО СА. Весной количество осадков увеличивалось в устойчивые периоды более теплой СА по сравнению с ее холодным периодом, а летом и осенью уменьшалось. Наиболее существенное влияние долгопериодной составляющей ТПО Северной Атлантики на формирование среднего многолетнего количества осадков на ВЕР проявилось весной и летом. Наиболее чувствительные к этому влиянию регионы расположены на юговостоке равнины.

- Анализ ведущих режимов совместной изменчивости сезонных осадков на территории Европы с аномалиями ТПО СА и атмосферной циркуляции, объяснивших значительную долю (до 70 %) их совместной изменчивости, во все сезоны года выявил тесную связь ведущего режима Атлантической Мультидекадной осадков индексом Осцилляции. с Наибольшая связь долгопериодных составляющих колебаний ТПО СА и осадков на ВЕР наблюдалась весной и летом. Определены области наиболее связанных изменений сезонных осадков и ТПО СА, сосредоточенные на Восточно-Европейской равнине преимущественно на ее юго-востоке, что может быть использовано для улучшения десятилетних региональных климатических прогнозов сезонных осадков на основе аномалий ТПО СА.

- С помощью регионализации Восточно-Европейской равнины по квази-однородным колебаниям сезонных осадков установлено, что изменениями атмосферной циркуляции объясняется до 72% изменчивости

осадков зимой, весной до 69%, летом до 64%. В регионах на юго-востоке равнины выявлено постоянство связи весенних и летних осадков с центрами действия атмосферы, характеризующими Скандинавское колебание и колебание «Восточная Атлантика/Западная Россия». Весной в регионах в центральной части ВЕР и летом практически на всей ВЕР в оба периода более теплой СА по сравнению с ее холодным периодом наблюдалась более тесная связь между осадками и атмосферной циркуляцией.

- С использованием количественных показателей засух, наиболее широко применяемых в гидрометеорологической практике: в отечественной -ГТК Селянинова, и за рубежом - стандартизированного индекса осадков SPI, разработан методический подход созданию универсального (независимого от географического положения) количественного показателя засух на Европейской территории России.

- Показано, что наибольшее влияние долгопериодная изменчивость СА оказывала на изменения фитомассы в зоне степей и полупустынь. Выявлен значимый рост частоты экстремально высоких суточных сумм осадков в период более теплой ТПО СА по сравнению с ее более холодным периодом: зимой в центре, на севере и юго-востоке ЕТР, а также весной на востоке ЕТР. Это свидетельствует о сохранении вплоть до окончания периода потепления СА повышенной современного нагрузки на городские коммунальные службы в указанных регионах зимой и высоких рисков в регионах повышенной повторяемости опасных паводков и половодий, связанных с возникновением опасных гидрологических явлений весной. Возможный рост повторяемости сильных атмосферных засух в мае и снижение их повторяемости в июне в регионах недостаточного И неустойчивого увлажнения ЕТР при ожидаемом в ближайшие десятилетия переходе ТПО СА к более холодному ее состоянию может привести к снижению урожайности зерновых культур в регионах Среднего Поволжья и Заволжья.

Принятие во внимание влияния долгопериодной изменчивости ТПО СА на сезонные осадки, в особенности на юго-востоке Восточно-Европейской равнины, будет способствовать улучшению региональных климатических прогнозов осадков в масштабе нескольких десятилетий, выработке мер по обеспечению устойчивого водопользования, по адаптации сельскохозяйственной отрасли к предстоящим климатическим изменениям и повышению устойчивости развития регионов РФ.

Список литературы

- Алексеевский Н.И., Фролова Н.Л., Антонова М.М., Игонина М.И. Оценка влияния изменений климата на водный режим и сток рек бассейна Волги. // Вода: химия и экология. 2013. – № 4 (58). – С. 3-12.
- Алпатьев А.М., Иванова В.Н. Характеристика и географическое распространение засухи. // В кн. Засухи в СССР, их происхождение, повторяемость и влияние на урожай. Л.: Гидрометеоиздат, 1958. – С. 31-46.
- Антропогенные воздействия на водные ресурсы России и сопредельных государств в конце XX столетия. Отв. ред. Н.И. Коронкевич, И.С. Зайцева. // Рос. акад. наук, Ин-т географии. М.: Наука, 2003. – 367 с.
- Бардин М.Ю., Платова Т.В., Самохина О.Ф. Особенности изменчивости циклонической активности в умеренных широтах Северного полушария, связанные с ведущими модами атмосферной циркуляции в Атлантико-Европейском секторе. // Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. – Т. 2. – С. 14-40.
- Бардин М.Ю., Полонский А.Б. Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2005. т. 41, № 2. с. 3–13.
- Батталов Ф. З. Многолетние колебания атмосферных осадков и вычисление норм осадков. // Л.: Гидрометеоиздат, 1968. – 183 с.
- Бедрицкий А.И., Коршунов А.А., Хандожко Л.А., Шаймарданов М.З., 2007. Гидрометеорологическая уязвимость и устойчивое развитие России.
 // Прогнозирование и адаптация общества к экстремальным климатическим изменениям, в кн.: Международная конференция по проблемам гидрометеорологической безопасности, пленарные доклады, Москва, 2007. – с. 39–52.

- Богданова Э.Г., Голубев В.С., Ильин Б.М., Драгомилова И.В. Новая модель корректировки измеренных осадков и ее применение в полярных районах России. // Метеорология и гидрология. 2002. – №10. – С. 69-94.
- Богданова Э.Г., Ильин Б.М., Гаврилова С.Ю. Оценка влияния защищенности осадкомера на величину ветровой погрешности измерения осадков. // Метеорология и гидрология. 2006. – №10. – С. 92-101.
- 10.Богданова Э.Г., Ильин Б.М., Гаврилова С.Ю. Современные методы корректировки измеренных осадков и результаты их применения в полярных регионах России и Северной Америки. // Метеорология и гидрология. 2007. – № 4. – С 21–44.
- 11.Бокучава Д.Д., Семенов В.А. Surface temperature and atmospheric circulation changes during the Early 20th Century Warming and present warming periods.
 // Тезисы докладов 22-й Международной школы-конференции молодых ученых «Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические процессы». Майкоп, Адыгея, 23 29 сентября 2018. С. 94.
- 12.Болдырева Н.А. Разложение полей осадков, осредненных по площади, по с.о.с. // Труды ГГО. 1978. Вып. 400. С. 73-86.
- 13.Борзенкова А.В., Шмакин А.Б. Изменения толщины снежного покрова и суточной интенсивности снегопадов, влияющие на расходы по уборке магистралей в российских городах. // Лед и снег. 2012. – №2 (118). – С. 59-70.
- 14.Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. // Л.: Гидрометеоиздат, 1956. 256 с.
- 15.Булыгина О.Н., Веселов В.М., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. Описание массива срочных данных основных метеорологических параметров на станциях России. // Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД. 2013. 21 с.
- 16.Васильев Д. Ю., Лукманов Р. Л., Ферапонтов Ю. И., Чувыров А. Н. Цикличность гидрометеорологических характеристик на примере Башкирии. // Доклады академии наук. 2012. – Т. 447. №3, – С. 331–334.

- 17.Васильев Д.Ю., Бабков О.К., Кочеткова Е.С., Семенов В.А. Вейвлет и кросс-вейвлет анализ сумм атмосферных осадков и приповерхностной температуры на европейской территории России. // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2017. № 6. С. 63-77.
- 18.Верещагин М.А., Переведенцев Ю.П., Наумов Э.П., Шанталинский К.М., Гоголь Ф.В. Многолетние изменения температуры воздуха и атмосферных осадков в Казани. // Ученые записки Казанского государственного университета. Серия: Естественные науки. 2005. – Т. 147. № 3. – С. 151-166.
- 19.Володин Е.М. Математическое моделирование общей циркуляции атмосферы. // ИВМ РАН. 2007. 155 с.
- 20.Володин Е.М. О природе некоторых сверхэкстремальных аномалий летней температуры. // Сборник докладов совместного заседания Президиума Научно-технического совета Росгидромета и Научного совета Российской академии наук «Исследования по теории климата Земли». «Анализ условий аномальной погоды на территории России летом 2010 года». М. Триада ЛТД. 2011. С.48-57.
- 21.Воскресенская Е.Н., Коваленко О.Ю. Межгодовая изменчивость антициклонической активности Черноморско-Средиземноморского региона, обусловленная глобальными процессами в системе океанатмосфера. // Системы контроля окружающей среды. 2015. – № 1 (21). – С. 73-76.
- 22.Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. // Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. М.: Росгидромет, 2014. – 1008 с.
- 23.Вышкваркова Е.В., Воскресенская Е.Н. Изменение полей экстремальных осадков на территории Крыма и в прибрежной зоне черного моря в XXI веке. // Системы контроля окружающей среды. 2016. № 4 (24). С. 86-89.

- 24.Вышкваркова Е.В., Коваленко О.Ю., Воскресенская Е.Н. Экстремальная температура и осадки на юге России и их связь с глобальными климатическими процессами. // В сборнике: Окружающая среда и человек. Современные проблемы генетики, селекции и биотехнологии материалы международной научной конференции и молодежной научной конференции памяти члена-корреспондента РАН Д.Г. Матишова. 2016. – С. 64-67.
- 25.Глазунов А.В., Дианский Н.А., Дымников В.П. Локализованный и глобальный отклики атмосферной циркуляции на аномалию температуры поверхности океана в средних широтах. // Известия АН. Физика атмосферы и океана. 2001. 37, №5. С.581-600.
- 26.Голубев В.С., Коновалов Д.А., Богданова Э.Г., Ильин Б.М. Полная модель корректировки осадковмерных данных: методика и алгоритм оценки систематических составляющих погрешности. // BMO, Instruments and Observing Methods, Report No. 74, WMO/TD-no. 1028. 2000. С. 136-139.
- 27.Горбатенко В.П., Ипполитов И.И., Кабанов М.В., Логинов С.В., Поднебесных Н.В., Харюткина Е.В. Влияние атмосферной циркуляции на температурный режим Сибири. // Оптика атмосферы и океана. 2011. – 24. №1. – С.15-21.
- 28.Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Колебания и изменения климата на территории России. // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 2003. – Т. 39. № 2. – С. 1-20.
- 29. Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Апасова Е.Г. Некоторые параметры многолетней изменчивости осадков на территории СССР. // Тр. ВНИИГМИ МЦД. 1979. Вып. 58. С. 41-60.
- 30.Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Аристова Л.Н., Клещенко Л.К. О неопределенности некоторых сценарных климатических прогнозов температуры воздуха и осадков на территории России. // Метеорология и гидрология. 2006. – №10. – С.5-23.

- 31.Дианский Н.А. Временные связи и пространственные формы совместных мод аномалий высоты изобарической поверхности 500 Мб и температуры поверхности океана зимой в Северной Атлантике. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1998. – Т. 34. № 2. – С. 197.
- 32.Дроздов О. А., Григорьева А. С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. // Л.: Гидрометеоиздат, 1971.
 158 с.
- 33.Зайцева И.С. Маловодные годы в бассейне Волги: природные и антропогенные факторы. // М.: ИГ АН СССР. 1990. 184 с.
- 34.Зверяев И.И. Сезонный ход и сезонность в изменчивости климата. Автореферат дис. доктора географических наук: 25.00.28, 25.00.30. // Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук. Москва, 2013. – 41 с.
- 35.Зверяев И.И., Гулёв С.К. Сезонность и нестационарность изменчивости европейского климата в двадцатом веке. // Доклады Академии наук. 2007. – Т. 416. № 5. – С. 676-679.
- 36.Золина О.Г., Булыгина О.Н. Современная климатическая изменчивость характеристик экстремальных осадков в России. // Фундаментальная и прикладная климатология. 2016. – №1. – С. 84-103.
- 37.Золотокрылин А.Н. Изменчивость урожайности пшеницы на европейской части СССР в условиях квазидвухлетней цикличности атмосферных процессов. // Известия АН СССР, сер. геогр. 1985. – № 2. – С. 59-67.
- 38.Золотокрылин А.Н., Виноградова В.В., Черенкова Е.А. Динамика засух в Европейской России в ситуации глобального потепления. // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 2007. – Т. 21. – С. 160-181.
- 39.Золотокрылин А.Н., Михайлов А.Б., Титкова Т.Б. Полярный фронт и контрастность степной растительности Европейской России. // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 2011. – Т. 24. – С. 295-306.

- 40.Золотокрылин А.Н., Савина С. С., Хмелевская Л. В., Климакова Е. И. Реакция урожайности зерновых на короткопериодическую изменчивость климата. // Известия АН СССР, сер. геогр. 1990. – № 5. – С. 53-66.
- 41.Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б., Черенкова Е.А., Виноградова В.В. Сравнительные исследования засух 2010 и 2012 г. на Европейской территории России по метеорологическим и MODIS данным. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т.10. №1, С. 246-253.
- 42.Золотокрылин А.Н., Черенкова Е.А. Тенденции увлажнения зернового пояса России в начале XXI века. // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 2013. Том XXV. С. 251-264.
- 43.Золотокрылин А.Н., Черенкова Е.А., Титкова Т.Б. Биоклиматическая субгумидная зона на равнинах России: засухи, опустынивание/деградация. // Аридные экосистемы. 2018. – Т. 24. № 1 (74). – С. 13-20.
- 44.Исаев А.А. Типизация распределений летних осадков по территории СССР. // Тр. ВНИИГМИ МЦД. 1986. Вып. 132, С. 52-60.
- 45.Коваленко О.Ю., Бардин М.Ю., Воскресенская E.H. Изменения характеристик экстремальности температуры воздуха в Причерноморском регионе изменчивость В связи с крупномасштабными И ИХ климатическими процессами межгодового масштаба. // Фундаментальная и прикладная климатология. 2017. – Т. 2. – С. 42-62.
- 46.Коломыц Э. Г. Локальные механизмы глобальных изменений природных экосистем. // М.: Наука, 2008. 427 С.
- 47.Коронкевич Н.И., Зайцева И.С. Полиструктурный анализ водного баланса и водных ресурсов в бассейне Волги. // Украіньский географічний журнал.
 2005. № 2. С. 17-23.
- 48.Кузьмина Ж.В., Трешкин С.Е., Шинкаренко С.С. Влияние зарегулированности речного стока и изменений климата на динамику наземных экосистем Нижней Волги. // Аридные экосистемы. 2018. – Т. 24. № 4 (77). – С. 3-18.

- 49.Ландшафтная карта СССР. // М. 1:4000000. Научн. ред., д.г.н. Исаченко А.Г. ГУГК при СМ СССР. М.: 1988. 4л.
- 50.Мохов И.И. Действие как интегральная характеристика климатических структур: оценки для атмосферных блокингов. // Доклады РАН. 2006. Т. 409, № 3. С. 403-406.
- 51.Мохов И.И., Семенов В.А., Хон В.Ч., Латиф М., Рекнер Э. Связь аномалий климата Евразии и Северной Атлантики с естественными вариациями атлантической термохалинной циркуляции по долгопериодным модельным расчетам. // Доклады Академии наук, 2008. т. 419, № 5. с. 687-690.
- 52.Мохов И.И., Смирнов Д.А. Взаимосвязь вариаций глобальной приповерхностной температуры с процессами Эль-Ниньо/Ла-Нинья и Атлантическим долгопериодным колебанием. // Доклады Академии наук. 2016. Т. 467. № 5. С. 580.
- 53.Мохов И.И., Смирнов Д.А., Карпенко А.А. Связь изменений глобальной приповерхностной температуры с различными естественными и антропогенными факторами: оценки на основе данных наблюдений. // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. М.: ФГБУ «ИГКЭ Росгидромета и РАН». 2011. – Т. XXIV. – С. 71-82.
- 54. Мохов И.И., Тимажев А.В. Климатические аномалии в регионах Евразии: эффекты явлений Эль-Ниньо/Ла-Нинья. // Доклады Академии наук. 2013.
 Т. 453. № 2. С. 211.
- 55.Мохов И.И., Хон В.Ч., Тимажев А.В., Чернокульский А.В., Семенов В.А. Гидрологические аномалии и тенденции изменения в бассейне р. Амур в связи с климатическими изменениями. // Сб.: Экстремальные паводки в бассейне р. Амур: причины, прогнозы, рекомендации. М.: Росгидромет, 2014. – С. 81–120.
- 56.Национальный атлас России. Карта: повторяемость опасных паводков и наводнений. Масштаб 1:40,000,000. // Федеральное агентство по геодезии и картографии. Москва. 2008. – 2. – 196-197.

- 57.Обухов А.М. Статистически однородные поля на сфере. // Успехи математических наук. 1947. Т.2. С. 196-198.
- 58.Оль А.И. Проявление 22-х летнего цикла солнечной активности в климате Земли. // Труды ААНИИ. 1969. Т. 289. С. 116—131.
- 59.Опарин М.Л., Кондратенков И.А., Опарина О.С., Мамаев А.Б. Численность стрепета (TETRAX TETRAX L. 1758) (OTIDIDAE, AVES) в Саратовской области. // Поволжский экологический журнал. 2017. – № 2. – С. 157-169.
- 60.Панин Г.Н., Дианский Н.А. О связи колебаний уровня Каспийского моря и климата Северной Атлантики. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. – Т. 50. № 3. – С. 304–316.
- 61.Переведенцев Ю.П. Теория климата. Учеб. пособие для студентов вузов, обучающихся по специальности 012600 "Метеорология". // Казань, 2004. – 317 с.
- 62.Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М. Мониторинг современных изменений климата Земли. // В сборнике: Устойчивое развитие регионов: опыт, проблемы, перспективы Сборник материалов Международной научно-практической конференции. 2017. С. 101-114.
- 63.Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М., Шерстюков Б.Г., Николаев А.А., Гурьянов В.В., Аухадеев Т.Р., Мирсаева Н.А., Антонова А.В. Климатические изменения в Республике Татарстан в XX-XXI веках. // Российский журнал прикладной экологии. 2018. – № 4 (16). – С. 3-10.
- 64.Попова В.В. Колебания осадков на Русской равнине за последнее тысячелетие. // Изв. РАН. Сер. геогр. 2001. № 1. С. 42-49.
- 65.Попова В.В. Летнее потепление на европейской территории России и экстремальная жара 2010 г. как проявление тенденций крупномасштабной атмосферной циркуляции в конце ХХ в. начале ХХІ в. // Метеорология и гидрология. 2014. № 3. С.37-49.

- 66.Попова В.В. Пространственная и временная структура колебаний атмосферных осадков на территории Восточной и Центральной Европы. // Водн. ресурсы. 1992. № 4. С. 124-130.
- 67.Попова В.В. Структура многолетних колебаний атмосферных осадков на Русской равнине. // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 1999. – № 3. – С. 40-50.
- 68.Попова В.В. Структура многолетних колебаний осадков на Русской равнине автореферат дис. ... кандидата географических наук. // Ин-т географии. Москва, 1997. 24 с.
- 69.Попова В.В., Георгиади А.Г. Спектральные оценки связи изменчивости стока Волги и североатлантического колебания в 1882-2007 гг. // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2017. – № 2. – С. 47-59.
- 70.Попова В.В., Шмакин А.Б. Региональная структура колебаний температуры приземного воздуха в северной Евразии во второй половине XX начале XXI веков. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 2. С. 15-29.
- 71.Процеров А.В. Засуха на европейской территории Союза ССР. // В сб.: Агроклиматические условия степи Украинской ССР и пути их улучшения. Киев: Изд. АН УССР, 1950. – С. 17-23.
- 72.РД 52.88.699-2008. Руководящий документ. Положение о порядке действий учреждений и организаций при угрозе возникновения и возникновении опасных природных явлений. // М., 2008. – 33 с.
- 73.Руденко А.И. Типы засух вегетационного периода и их характеристика. В кн. Засухи в СССР, их происхождение, повторяемость и влияние на урожай. // Л.: Гидрометеоиздат, 1958. – С. 46-53.
- 74.Салугашвили Р.С. Дальние связи колебаний температуры воздуха Европейской территории России в конце XX – начале XXI века. // Метеорология и гидрология. 2013. – №1., – С. 57-66.
- 75.Салугашвили Р.С., Шерстюков Б.Г., Семенов В.А. Изменения климата и экстремальные летние климатические условия в Европе с негативными

последствиями. // Проблемы региональной экологии. 2012. – №6. – С. 51-54.

- 76.Селянинов Г. Т. О сельскохозяйственной оценке климата. // Труды по сельскохозяйственной метеорологии. 1928. Вып. 20. С. 165-177.
- 77.Селянинов Г.Т. Происхождение и динамика засух. В кн. Засухи в СССР, их происхождение, повторяемость и влияние на урожай. // Л.: Гидрометеоиздат, 1958. – С. 5-30.
- 78.Семенов В. А. Связь аномально холодных зимних режимов на территории России с уменьшением площади морских льдов в Баренцевом море. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2016. – Т. 52. № 3, – С. 257– 266.
- 79.Семенов В.А. Влияние океанического притока в Баренцево море на изменчивость климата в Арктике. // Доклады РАН. 2008. Т. 418. № 1. С.106-109.
- 80.Семенов В.А. Долгопериодные климатические колебания в Арктике и их связь с глобальными изменениями климата. // Дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М.: Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, 2010. 268 с.
- 81.Семенов В.А. Колебания современного климата, вызванные обратными связями в системе атмосфера арктические льды океан. // Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. Т. 1. С. 232-248.
- 82.Семенов В.А. Роль морских льдов в формировании зимних температурных аномалий в Арктике. // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2014. – Т. 50. № 4. – С. 390.
- 83.Семенов В.А., Мохов И.И., Полонский А.Б. Моделирование влияния естественной долгопериодной изменчивости в Северной Атлантике на формирование аномалий климата. // Морской гидрофизический журнал. 2014. – № 4. – С. 14-27.
- 84.Семенов В.А., Черенкова Е.А. Оценка влияния Атлантической мультидекадной осцилляции на крупномасштабную атмосферную

циркуляцию в Атлантическом секторе в летний сезон. // Доклады Академии Наук. 2018. – Т. 478. № 6. – С. 697–701.

- 85.Сидоренков Н.С., Сумерова К.А. Геодинамические причины декадных изменений климата. // Труды Гидрометеорологического научноисследовательского центра Российской Федерации. 2012. – № 348. – С. 195-214.
- 86.Страшная А.И., Тищенко В.А., Береза О.В., Богомолова Н.А. О возможности использования стандартизированного индекса осадков для выявления засух и в прогнозах количественной оценки урожайности зерновых и зернобобовых культур. // Труды Гидрометцентра России. 2015. Вып. 357. С.81-97.
- 87.Титкова Т.Б. Изменение климата Европейского севера России в XX в. // Известия РАН. Серия географическая. 2003. № 6. С. 30–38.
- 88.Фролов А.В. Моделирование многолетних колебаний уровня Каспийского моря: теория и приложения. // М.: ГЕОС, 2003. – 174 с.
- 89.Черенкова Е.А. Анализ особенностей обширных атмосферных засух на юге Европейской России. // Аридные экосистемы. 2012. Т.18. №4 (53). С.13-21.
- 90.Черенкова Е.А. Влияние изменений крупномасштабной атмосферной циркуляции и температуры поверхности океана на тренды летних осадков на Европейском Севере России по наземным и спутниковым данным. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 5. С. 229–238.
- 91. Черенкова Е.А. Динамика опасной атмосферной засухи в Европейской России. // Метеорология и гидрология, 2007. №11. С.14-25.
- 92.Черенкова Е.А. Засухи в Украине в ситуации влияния квазидвухлетней цикличности глобальных атмосферных процессов. // Геополитика и экогеодинамика регионов. Симферополь. 2014. – Том 10. Вып.1. – С.938-942.

- 93.Черенкова Е.А. Количественные оценки атмосферных засух в Европейской России. // Известия РАН, сер. геогр. 2013. – №6. – С.76-85.
- 94. Черенкова Е.А. Сезонные осадки на территории Восточно-Европейской равнины в периоды теплых и холодных аномалий температуры поверхности Северной Атлантики. // Известия РАН. Серия географическая. 2017. № 5. С. 72–81.
- 95.Черенкова Е.А. Тенденции зимнего увлажнения территории бассейнов Северной Двины и Печоры в ХХ-ом – начале ХХІ-го вв. по наземным и спутниковым данным. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2019. – (в печати).
- 96.Черенкова Е.А., Бардин М.Ю., Золотокрылин А.Н. Статистика осадков и засух в противоположные фазы квазидвухлетней цикличности атмосферных процессов и ее связь с урожайностью на европейской территории России. // Метеорология и гидрология. 2015а. – №3. – С.23-35.
- 97. Черенкова Е.А., Золотокрылин А.Н. О сравнимости некоторых количественных показателей засухи. // Фундаментальная и прикладная климатология. 2016. Т. 2. С. 79-94.
- 98.Черенкова Е.А., Золотокрылин А.Н. Реакция границ зон увлажнения равнин России на изменения климата. // Метеорология гидрология. 2010. – №12. – С.17-25.
- 99.Черенкова Е.А., Кононова Н.К. Анализ опасных атмосферных засух 1972 и 2010 гг. и макроциркуляционных условий их формирования на территории европейской части России. // Труды ГГО. 2012. – Выпуск 565. – С. 165-187.
- 100. Черенкова Е.А., Кононова Н.К. Связь опасных атмосферных засух в Европейской России в XX веке с макроциркуляционными процессами. // Известия РАН. Серия географическая. 2009. – №1. – С.73-82.
- 101. Черенкова Е.А., Семенов В.А. Связь зимних осадков на территории Европы с изменениями ледовитости Арктического бассейна, температуры

океана и атмосферной циркуляции. // Метеорология и гидрология. 2017. – № 4. – С. 38-52.

- 102. Черенкова Е.А., Семенова И., Кононова Н.К., Титкова Т.Б. Засухи и динамика синоптических процессов на юге Восточно-Европейской равнины в начале XXI века. // Аридные экосистемы. 2015б. – Т.21. №2(63). – С.5-15.
- 103. Чибилев А.А., Петрищев В.П., Павлейчик В.М. и др. Геоэкологические проблемы степного региона. // Рос. акад. наук. Ур. отд.-ние. Ин-т степи; Чл.-кор. РАН Чибилев А.А. (ред.). Екатеринбург, 2005. – 378 с. – ISBN 5-7691-1546-7.
- 104. Шакина Н.П., Иванова А.Р. Блокирующие антициклоны: современное состояние исследований и прогнозирования. // Метеорология и гидрология. 2010. – №11. – С. 5-18.
- 105. Шерстюков Б.Г., Переведенцев Ю.П. Дальние асинхронные связи в долгопериодных колебаниях Мирового океана и региональной атмосферы применительно к Республике Татарстан. // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: География. Геоэкология. 2019. – № 1. – С. 5-11.
- 106. Шмакин А.Б. Сезонная организация регионального энерговлагообмена суши с атмосферой. // Известия РАН. Серия географическая. 2006. – № 5. – С. 22-29.
- 107. Шумова Н.А. Изменение экологически значимых параметров гидрологического режима Нижней Волги при зарегулированности стока. // Аридные экосистемы. 2014. – Т. 20. № 3 (60). – С. 33-47.
- 108. Alexander M.A., Bhatt U.S., Walsh J.E., Timlin M.S., Miller J.S., Scott J.D. The atmospheric response to realistic Arctic sea ice anomalies in an AGCM during winter. // Journal of Climate. 2004. 17. – 890-905.
- 109. Alexander M.A., Kilbourne K.H., Nye J.A. Climate variability during warm and cold phases of the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) 1871-2008. // J. Mar. Syst. 2014. 133, P. 14-26.

- 110. Allan R.J., Ansell T.J. A New Globally Complete Monthly Historical Gridded Mean Sea Level Pressure Dataset (HadSLP2): 1850–2004. // Journal of Climate. 2006. 19. 5816-5842.
- 111. Allen M.R., Ingram W.J. Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. // Nature. 2002. 419, 224–232.
- 112. Allen R. G., Smith M., Pereira L.S., Perrier A. An update for the calculation of reference evapotranspiration. // ICID Bulletin, 1994. 43. 35-92.
- 113. Andronova N.G., Schlesinger M.E. Causes of global temperature changes during the 19th and 20th centuries. // Geophys. Res. Lett. 2000. Vol. 27. 2137– 2140.
- 114. Ba J., Keenlyside N. S., Latif M., Park W., Ding H., Lohmann K., Mignot Juliette, Menary M., Ottera O. H., Wouters B., Melia D. S. Y., Oka A., Bellucci A., Volodin E. A multi-model comparison of Atlantic multidecadal variability. // Climate Dynamics. 2014. 43. 2333-2348.
- 115. Barcikowska M. J., Knutson T. R., Zhang R. Observed and simulated fingerprints of multidecadal climate variability and their contributions to periods of global SST stagnation. // J. Clim. 2016. 30. 721–737.
- Barnston A.G. and Livezey R.E. Classification, seasonality and persistence of low - frequency atmospheric circulation patterns. // Mon. Wea. Rev. 1987. 115. 1083-1126.
- 117. Barriopedro D., Fischer E. M., Luterbacher J., Trigo R. M., Garcia-Herrera R. The Hot Summer of 2010: Redrawing the Temperature Record Map of Europe. // Science. 2011. 332. 220–224.
- 118. Barriopedro D., García-Herrera R., Lupo A.R., Hernandez E. A climatology of Northern Hemisphere blocking. // J. Climate, 2006. 19. 1042-1963.
- 119. Beguería S, Vicente-Serrano S.M., Reig F., Latorre B. Standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI) revisited: parameter fitting, evapotranspiration models, tools, datasets and drought monitoring. // Int. J. Climatol. 2014. 34. P. 3001–3023.

- Belkin I.M. Rapid warming of largemarine ecosystems. // Prog. Oceanogr. 2009. 81, 207–213.
- 121. Benestad R.E., Chen D. The use of a calculus-based cyclone identification method for generating storm statistics. // Tellus. 2006. 58A:473–486.
- 122. Bengtsson L., Hodges K. I., Roeckner E. Storm tracks and climate change. // Journal of Climate. – 2006. V. 19. №. 15. P. 3518-3543.
- 123. Bjornsson H., Venegas S.A. A manual for EOF and SVD Analyses of Climatic Data. // McGill University, CCGCR Report No, 97-1, Montreal, Quebec, 1997. 52 P.
- 124. Booth B. B. B., Dunstone N.J., Halloran P.R., Andrews T., Bellouin N. Aerosols implicated as a prime driver of twentieth-century North Atlantic climate variability. // Nature. 2012. 484, 228–232. doi:10.1038/nature10946.
- 125. Bretherton C.S., Smith C., and Wallace J.M. An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. // J. Clim., 1992, 5, 541-560.
- 126. Briffa K.R., Schweingruber F.H. Recent dendroclimatic evidence of northern and central European summer temperatures. // In: Climate since A. D. 1500 (eds. Bradley R. S. and Jones P. D.). Routledge, London. 1992. P. 366 -392.
- Briffa K.R., Van Der Schrier G., Jones P.D. Wet and dry summers in Europe since 1750: evidence of increasing drought. // Int. J. Climatol. 2009. 29: 1894 – 1905.
- Broeker W.G. The great ocean conveyor. // Oceanography. 1991. V. 4. P. 79–85.
- Brown P.T., Lozier M. S., Zhang R., Li W. The necessity of cloud feedback for a basin-scale Atlantic Multidecadal Oscillation. // Geophys. Res. Lett. 2016. 43, 3955-3963.
- Bulygina O.N., Razuvaev V.N., Korshunova N.N., Groisman P.Ya. Climate variations and changes in extreme climate events in Russia. // Environ. Res. Lett. 2007. 2. 045020.

- 131. Chang P., Ji L., Li H. A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. // Nature. 1997. 385. 516–518.
- 132. Charney J.G., Shukla J., Mo K. C. Comparison of a Barotropic Blocking Theory with Observation. // J. Atmos. Sci. 1981. 38, 4. P. 762-779.
- 133. Cherenkova E.A., Kononova N.K., Muratova N.R. Summer drought 2010 in the European Russia. // Geography, Environment, Sustainability // 2013. 1 (6).
 P. 55-66.
- 134. Cherenkova E., Semenova I., Bardin M. and Zolotokrylin A.N. Drought and grain crop yields over the East European Plain under influence of quasi-biennial oscillation of global atmospheric processes. // International Journal of Atmospheric Sciences, vol. 2015, Article ID 932474, P.1-11.
- 135. Chikamoto Y. et al. Skillful multi-year predictions of tropical trans-basin climate variability. // Nat. Commun. 2015. 6, 6869.
- 136. Chylek P., Folland C.K., Dijkstra H.A., Lesins G., Dubey M.K. Ice core data evidence for a prominent near 20 year time scale of the Atlantic Multidecadal Oscillation. // Geophys. Res. Lett. 2011. 38. L13704.
- 137. Chylek P., Folland C.K., Lesins G., Dubey M.K., Wang M. Arctic air temperature change amplification and the Atlantic Multidecadal Oscillation. // Geophys. Res. Lett., 2009. 36. L14801.
- 138. Cleveland W.S., Devlin S.J. Locally Weighted Regression: An Approach to Regression Analysis by Local Fitting. // Journal of the American Statistical Association. 1988. 83:596-610.
- 139. Colman A., Davey M. Prediction of summer temperature, rainfall and pressure in Europe from preceding winter North Atlantic Ocean temperature. // Int. J. Climatol. 1999. Vol. 19. Issue 5. P. 513–536.
- 140. Compo G.P., Whitaker J.S., Sardeshmukh P.D., Matsui N., Allan R.J., Yin X., Gleason B.E., Vose R.S., Rutledge G., Bessemoulin P., Brönnimann S., Brunet M., Crouthamel R.I., Grant A.N., Groisman P.Y., Jones P.D., Kruk M., Kruger A.C., Marshall G.J., Maugeri M., Mok H.Y., Nordli Ø., Ross T.F.,

Trigo R.M., Wang X.L., Woodruff S.D., Worley S.J. The Twentieth Century Reanalysis Project. // Quarterly J. Roy. Meteorol. Soc. 2011. 137. 1-28.

- 141. Comrie A.C., Glenn E.C. Principal components-based regionalization of precipitation regimes across the southwest United States and Northern Mexico, with an application to monsoon precipitation variability. // Climate Research. 1998. 10, 201-215.
- 142. Dai A., Fung I.Y., DelGenio A.D., Surface observed global land precipitation variations during 1900–1988. // J. Clim. 1997. 10. 2943–2962.
- 143. Dai A., Trenberth K.E., Qian T. A global dataset of Palmer Drought Severity Index for 1870–2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming. // J. Hydrometeorol. 2004. Vol. 5. P. 1117–1130.
- 144. Day J.J., Hargreaves J.C., Annan J.D., and Abe-Ouchi A. Sources of multidecadal variability in Arctic sea ice extent. // Environ. Res. Lett. 2012. 7. 034011.
- 145. Delworth T.L., Mann M.E. Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. // Climate Dynamics. 2000. V. 16. P. 661–676.
- 146. Delworth T.L., Zhang R., Mann M.E. Decadal to centennial variability of the Atlantic from observations and models. Ocean Circulation: Mechanisms and Impacts. // Geophysical Monograph Series 173. American Geophysical Union, Washington, DC, 2007. P. 131–148.
- Deser C., Blackmon M.L. Surface climate variations over the North Atlantic Ocean during winter: 1900-1989. // J. Clim. 1993. 6. 1743-1753.
- 148. Deser C., Magnusdottir G., Saravanan R., Phillips A.S. The effects of North Atlantic SST and sea-ice anomalies on the winter circulation in CCM3. Part II: Direct and indirect components of the response. // J. Clim. 2004. 17. 877–891.
- 149. Dickson R. R., Osborn T. J., Hurrell J. W., Meincke J., Blindheim J., Adlandsvik B., Vinje T., Alekseev G., and Maslowski W. The Arctic Ocean Response to the North Atlantic Oscillation. // J. Clim. 2000. 13. 2671–2696.

- 150. Eade R., Smith D., Scaife A., Wallace E., Dunstone N., Hermanson L., Robinson N. Do seasonal-to-decadal climate predictions underestimate the predictability of the real world? // Geophys. Res. Lett. 2014. 41. 5620–5628.
- 151. Eden C., Willebrand J. Mechanism of interannual to decadal variability of the North Atlantic circulation. // J. Climate. 2001. 14. 2266–2280.
- 152. Edwards D.C., McKee T.B. Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple time scales. // Climatology Report No. 97-2. Colorado State University, Fort Collins Colorado, 1997. 155 p.
- 153. Enfield D.B., Mestas-Nufiez A.M., Mayer D.A., Cid-Serrano L. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? // Journal of Geophysical Research. 1998. Vol. 104, №C4, P. 7841-7848.
- 154. Enfield D.B., Mestas-Nunez A.M., Trimble P.J. The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental U.S. // Geophys. Res. Lett. 2001. 28: 2077-2080.
- 155. Evan A.T., Allen R.J., Bennartz R., Vimont D.J. The modification of sea surface temperature anomaly linear damping time scales by stratocumulus clouds. // J. Climate. 2013. 26, 3619–3630.
- 156. Flatau M.K., Talley L., and Niiler P.P. The North Atlantic Oscillation, Surface Current Velocities, and SST Changes in the Subpolar North Atlantic. // J. Climate. 2003. Volume 16 (14). P. 2355-2369.
- 157. Folland C.K., Karl T.R. Observed climate variability and change. In: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K. and Johnson, C.A. (eds.). // Cambridge University Press, Cambridge, 2001. P. 99–181.
- 158. Folland C.K., Knight J., Linderholm H.W., Fereday D., Ineson S., and Hurrell J.W. The summer North Atlantic oscillation: Past, present, and future. // Journal of Climate. 2009. 22. 1082-1103.

- 159. Folland C.K., Parker D.E., Palmer T.N. Sahel rainfall and worldwide sea temperatures 1901–85. // Nature. 1986. 320, 602–607.
- Frierson D.M.W., Lu J., Chen G. Width of the Hadley cell in simple and comprehensive general circulation models. // Geophys. Res. Lett. 2007. 34(18). L18804.
- 161. Fu Q., Johanson C.M., Wallace J.M., Reichler T. Enhanced mid latitude tropospheric warming in satellite measurements. // Science. 2006. 312. 1179.
- 162. Ghosh R., Müller W.A., Baehr J., Bader J. Impact of observed North Atlantic multidecadal variations to European summer climate: a linear baroclinic response to surface heating. // Clim. Dyn. 2017. 48:3547–3563.
- 163. Gray S.T., Graumlich L.J., Betancourt J.L., Pederson G.T. A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D. // Geophys. Res. Lett. 2004. 31(12). L12205.
- 164. Groisman P.Y., Karl T.R., Easterling D.R., Knight R.W., Jamason P.F., Hennessy K.J., Suppiah R., Page C.M., Wibig J., Fortuniak K., Razuvaev V.N., Douglas A., Førland E., Zhai P.M. Changes in the probability of heavy precipitation: important indicators of climatic change. // Clim. Change. 1999. 42: 243–283.
- 165. Groisman P.Y., Knight R.W., Karl T.R., Easterling D.R., Sun B., Lawrimore J., Contemporary changes of the hydrological cycle over the contiguous United States: trends. // J. Hydrometeor. 2004. 5. 64–85.
- 166. Groisman P.Ya., Knight R.W., Easterling D.R., Karl T.R., Hegerl G.C., Razuvaev V.N. Trends in Intense Precipitation in the Climate Record. // J. Clim. 2005. 18. 1326 – 1350.
- 167. Gulev S.K., Latif M., Keenlyside N., Park W., Koltermann K.P. North Atlantic Ocean control on surface heat flux on multidecadal timescales. // Nature. 2013. 499. 464–467.
- 168. Guttman N.B. Accepting the standardized precipitation index: a calculation algorithm. // Journal of the American Water Resources Association. 1999. 35(2). 311 – 322.

- Hakkinen S., Rhines P.B. Decline of subpolar North Atlantic circulation during the 1990s. // Science. 2004. 304. 555–559.
- Harris I., Jones P.D., Osborn T.J., Lister D.H. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3.10 Dataset. // Int. J. Climatol. 2014. 34(3). 623–642.
- 171. Harrison D.E., Carson M. Is the World Ocean warming? Upper-ocean temperature trends: 1950–2000. // J. Phys. Oceanogr. 2007. 37. 174–187.
- 172. Hatun H. and Coauthors. Large bio-geographical shifts in the north-eastern Atlantic Ocean: From the subpolar gyre, via plankton, to blue whiting and pilot whales. // Prog. Oceanogr. 2009. 80. 149–162.
- 173. Hegerl G., Luterbacher J., González-Rouco F., Tett S.F.B., Crowley T.J. Influence of human and natural forcing on European seasonal temperatures. // Nature Geosci. 2011. 4. 99–103.
- 174. Held I.M., Soden B.J. Robust responses of the hydrological cycle to global warming. // Journal of climate. 2006. 19. 5686-5699.
- 175. Hoerling M.P., Hurrell J.W., Xu T. Tropical origins for recent North Atlantic climate change. // Science. 2001. 292. 90–92.
- 176. Holland D.M., Thomas R.H., de Young B., Ribergaard M.H., Lyberth B. Acceleration of Jakobshavn Isbræ triggered by warm subsurface ocean waters.
 // Nat. Geosci. 2008. 1. 659–664.
- 177. Hoskins B.J., Karoly D.J. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. // Journal of the Atmospheric Sciences. 1981. 38. 1179-1196.
- 178. Hu Y., Fu Q. Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979. // Atmos. Chem. Phys. 2007. 7. 5229–5236.
- 179. Hudson R.D., Andrade M.F., Follette M.B., Frolov A.D. The total ozone field separated into meteorological regimes–Part II: Northern Hemisphere midlatitude total ozone trends. // Atmospheric Chemistry and Physics. 2006. 6(12). 5183-5191.

- Huffman G.J., Adler R.F., Bolvin D.T. Improving the global precipitation record: GPCP version 2.1. // Geophysical research letters. 2009. Vol. 36, L17808.
- Hulme M., Osborn T.J., Johns T.C., Precipitation sensitivity to global warming: comparisons of observations with HadCM2 simulations. // Geophys. Res. Lett. 1998. 25. 3379–3382.
- 182. Huntington T.G. Evidence for intensification of the global water cycle: review and synthesis. // Journal of Hydrology. 2006. 319. 83–95.
- 183. Hurrell J.W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperature and precipitation. // Science. 1995. 269. 676–679.
- 184. Hurrell J.W., Folland C.K. A change in the summer circulation over the North Atlantic. // CLIVAR Exchanges, No. 25, International CLIVAR Project Office, Southampton, United Kingdom, 2002. 52-54.
- 185. Hurrell J.W., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M. The North Atlantic oscillation: climatic significance and environmental impact. // Geophysical Monograph Series. AGU. Washington. DC, 2003. V.134. 279 p.
- 186. Ineson S. et al. Solar forcing of winter climate variability in the Northern Hemisphere. // Nature Geosci. 2011. 4. 753–757.
- 187. IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. // IPCC, Geneva, Switzerland, 151 p.
- Ishii M., Kimoto M. Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying XBT and MBT depth bias corrections. // J. Oceanogr., 2009. 65. 287–299.
- 189. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K. C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. // Bull. Amer. Meteor. Soc., 1996. Vol. 77. P. 437–471.

- 190. Karl T.R. and Coauthors, Global warming: Evidence for asymmetric diurnal temperature change. // Geophys. Res. Lett. 1991. 18. 2253-2258.
- 191. Karl T.R., Trenberth K.E. Modern global climate change. // Science. 2003.302. 1719–1723.
- 192. Keenlyside N.S., Latif M., Jungclaus J., Kornblueh L., Roeckner, E. Advancing decadal-scale climate prediction in the North Atlantic sector. // Nature. 2008. 453. 84–88.
- 193. Kharin V., Zwiers F.W., Zhang X. and Hegerl G.C. Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations. // J. Clim. 2007. 20(8). 1419–1444.
- 194. Knight J.R., Allan R.J., Folland C.K., Vellinga M., Mann M.E. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. // Geophys. Res. Lett. 2005. 32. L20708.
- 195. Knight J.R., Folland C.K., Scaife A.A. Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation. // Geophysical Research Letters. 2006. Vol. 33. L17706.
- 196. Knudsen M.F., Seidenkrantz M.-S., Jacobsen B.H., Kuijpers A., Tracking the Atlantic multidecadal oscillation through the last 8000 years. // Nat. Commun. 2011. 2. 1–8.
- 197. Knutson T. R., Zhang R., Horowitz L.W. Prospects for a prolonged slowdown in global warming in the early 20th century. // Nat. Commun. 2016.
 7. 13676.
- Kogan F.N. Global Drought Watch from Space. // Bulletin of the American Metejrological Society. 1997. V.78. P.621-636.
- 199. Koster R.D., Dirmeyer P.A., Guo Z., Bonan G., Chan E., Cox P., Gordon C.T., Kanae S., Kowalczyk E., Lawrence D., Liu P., Lu C.H., Malyshev S., McAvaney B., Mitchell K., Mocko D., Oki T., Oleson K., Pitman A., Sud Y.C., Taylor C.M., Verseghy D., Vasic R., Xue Y., Yamada T.; GLACE Team. Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. // Science. 2004. 305. 1138–1140.

- 200. Koster R.D., Suarez M.J. Relative contributions of land and ocean processes to precipitation variability. // J. Geophys. Res. 1995. 100(D7). 13775–13790.
- 201. Kravtsov S., Callicutt D. On semi-empirical decomposition of multidecadal climate variability into forced and internally generated components. // Int. J. Climatol. 2017a. 37: 4417–4433.
- 202. Kravtsov S., Callicutt D. Pronounced differences between observed and CMIP5 simulated multidecadal climate variability in the twentieth century. // Geophys. Res. Lett. 2017b. 44(11). P. 5749-5757.
- 203. Kravtsov S., Grimm C., Gu S. Global-scale multidecadal variability missing in state-of-the art climate models. // npj Climate and Atmospheric Science. 2018. 1:34. doi:10.1038/s41612-018-0044-6
- Kucharski F. et al. Atlantic forcing of Pacific decadal variability. // Clim. Dyn. 2016. 46. 2337–2351.
- 205. Kushner P.J., Held I.M., Delworth T.L. Southern Hemisphere atmospheric circulation response to global warming. // J. Clim. 2001. 14. 2238–2249.
- 206. Kushnir Y. Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions. // J. Climate. 1994. 7. 141–157.
- 207. Kushnir Y., Held I.M. Equilibrium atmospheric response to North Atlantic SST anomalies. // J. Clim. 1996. 9. 1208–1220.
- 208. Kushnir Y., Robinson W.A., Blade I., Hall N.M.J., Peng S., Sutton R. Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies: Synthesis and evaluation // J. Climate. 2002. 15. 2233–2256.
- 209. Latif M., Böning C., Willebrand J., Biastoch A., Dengg J., Keenlyside N., Schweckendiek U., and Madec G. Is the Thermohaline Circulation Changing? // J. Climate. 2006. 19. 4631–4637.
- 210. Latif M., Böning C.W., Willebrandt J., Biastoch A., Alvarez-Garcia F., Keenlyside N., Pohlmann, H. Decadal to multidecadal variability of the Atlantic MOC: mechanisms and predictability. In : Schmittner, A., Chiang, J.C.H., Hemming, S.R. (Eds), Ocean circulation: mechanisms and impacts–Past and

future changes of meridional overturning. // Geophysical Monograph Series 173, American Geophysical Union, Washington, N.W., 2007. P. 149–166.

- 211. Latif M., Roeckner E., Botzet M. et al. Reconstructing, monitoring, and predicting multidecadal-scale changes in the North Atlantic thermohaline circulation with sea surface temperature. // J. Climate. 2004. V. 17. P. 1605– 1614.
- 212. Leuliette E.W., Wahr J.M. Coupled Pattern Analysis of Sea Surface Temperature and TOPEX/Poseidon Sea Surface Height. // Journal of Physical Oceanography. 1999. Vol. 29. P.599-611.
- 213. Li X., Xie S.-P., Gille S. T., Yoo C. Atlantic-induced pan-tropical climate change over the past three decades. // Nat. Clim. Change. 2016. 6. 275–279.
- Lohmann K., Drange H., Bentsen M. A possible mechanism for the strong weakening of the North Atlantic subpolar gyre in the mid-1990s. // Geophys. Res. Lett. 2009. 36. L15602.
- 215. Lorenz E.N. Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. Technical report, statistical forecast project report 1. // Dep. of Meteorol. MIT. 1956. 49 p.
- 216. Lu J., Vecchi G.A., Reichler T. Expansion of the Hadley cell under global warming. // Geophysical Research Letters. 2007. 34(6). L06805.
- 217. Lu R., Dong B-W. and Ding H. Impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the Asian summer monsoon. // Geophysical Research Letters. 2006. 33, L24701.
- 218. Luo D., Yao Y., Dai A. Decadal Relationship between European Blocking and the North Atlantic Oscillation during 1978-2011. Part I: Atlantic Conditions. // Journal of Atmospheric Science. 2015. 72. 1152–1173.
- 219. Marsh R., Josey S.A., de Cuevas B.A., Redbourn L.J., Quartly G.D., Mechanisms for recent warming of the North Atlantic: Insights gained with an eddy-permitting model. // J. Geophys. Res. 2008. 113. C04031.
- 220. Marshall J., Johnson H., Goodman J. A study of the interaction of the North Atlantic Oscillation with ocean circulation. // J. Climate. 2001. 14. 1399–1421.

- 221. Martin E.R., Thorncroft C.D., Booth B.B.B. The multidecadal Atlantic SST
 Sahel rainfall teleconnection in CMIP5 simulations. // J. Climate. 2014. 27.
 784–806.
- 222. McCarthy G.D., Haigh I.D., Hirschi J.J.M., Grist J.P., Smeed D.A. Ocean impact on decadal Atlantic climate variability revealed by sea-level observations. // Nature. 2015. 521 (7553): 508–510.
- 223. McKee T.B., Doesken N.J., Kliest J. The relationship of drought frequency and duration to time scales. // Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology. Anaheim, USA, 1993. P. 179-184.
- 224. Min S.K., Zhang X., Zwiers F.W., Hegerl G.C. Human contribution to moreintense precipitation extremes. // Nature. 2011. V. 470. №. 7334, P. 378-381.
- 225. Mori M., Watanabe M., Shiogama H., Inoue J., Kimoto M. Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades. // Nature Geoscience. 2014. 7. 869–873.
- 226. Murphy L.N., Bellomo K., Cane M.A., Clement A. The role of historical forcings in simulating the observed Atlantic Multidecadal Oscillation. // Geophys. Res. Lett. 2017. 44(7393). 2472-2480.
- 227. Murray R.J., Simmonds I. Responses of climate and cyclones to reductions in Arctic winter sea ice. // JRS. 1995. 100. C3. 4791-4806.
- 228. Ogi M., Yamazaki K., Tachibana Y. The summer northern annular mode and abnormal summer weather in 2003. // Geophys. Res. Lett. 2005. 32. L04706.
- 229. Okumura Y.M., Deser C., Hu A., Timmermann A., Xie S.P. North Pacific Climate Response to Freshwater Forcing in the Subarctic North Atlantic: Oceanic and Atmospheric Pathways. // J. Clim. 2008. 22. 1424-1445.
- 230. Omrani N.E., Keenlyside N.S., Bader J.R., Manzini E. Stratosphere key for wintertime atmospheric response to warm atlantic decadal conditions. // Climate Dynamics. 2014. 42. 649–63.
- 231. Orlowsky B., Seneviratne S. I. Global changes in extreme events: Regional and seasonal dimension. // Clim. Change. 2011. 110. 669–696.

- 232. Ortega P., Montoya M., Gonzalez-Rouco F., Mignot J., Legutke S. Variability of the Atlantic meridional overturning circulation in the last millennium and two IPCC scenarios. // Climate Dyn. 2012. 38, 1925–1947.
- 233. Outten S. D., Esau I. A link between Arctic sea ice and recent cooling trends over Eurasia. // Climatic Change. 2012. 110. 1069–1075.
- 234. Pal J.S., Giorgi F., Bi X. Consistency of recent European summer precipitation trends and extremes with future regional climate projections. // Geophys. Res. Lett. 2004. 31. L13202.
- 235. Palmer M.D., Haines K. Estimating oceanic heat content change using isotherms. // J. Climate. 2009. 22. 4953–4969.
- 236. Parker D.E., Folland C.K., Jackson M. Marine surface temperature: observed variations and data requirements. // Climatic Change. 1995. 31: 559-600.
- 237. Peings Y., Magnusdottir G. Forcing of the wintertime atmospheric circulation by the multidecadal fluctuations of the North Atlantic Ocean. // Environ. Res. Lett. 2014. 9. 034018.
- Pelly J.L., Hoskins J.B. A new perspective of blocking. // J. Atmos. Sci. 2003. 60(4). 734-755.
- 239. Penman H.L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. // Proc. Roy. Soc. London: A193, 1948. P.120-146.
- 240. Petoukhov V., Rahmstorf S., Petria S., Schellnhuber H.J. Quasiresonant amplification of planetary waves and recent Northern Hemisphere weather extremes. // PNAS. 2013. 110(14). 5336–5341.
- 241. Petoukhov V., Semenov V.A. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. // J. Geoph. Res. 2010. 115. D21.
- 242. Plaut G., Vautard R. Spells of low-frequency oscillations and weather regimes in the Northern Hemisphere. // J. Atmos. Sci. 1994. 51. 210-236.
- 243. Poli P., Hersbach H., Dee D.P. et al. ERA-20C: An Atmospheric Reanalysis of the Twentieth Century. // J. Clim. 2016. 29. 4083-4097.

- 244. Polonskii A.B. Atlantic multidecadal oscillation and its manifestations in the Atlantic-European region. // Physical Oceanography. 2008. Vol. 18. No. 4. P. 227-236.
- 245. Polyakov I.V., Alexeev V.A., Bhatt U.S., Polyakova E.V., Zhang X. North Atlantic warming: patterns of long-term trend and multidecadal variability. // Climate Dynam. 2010. 34. 439–457.
- 246. Portis D.H., Walsh J.E., Hamly M.E., Lamb P.J. Seasonality of the North Atlantic Oscillation. // J. Clim. 2001. 14. 2069-2078.
- 247. Qasmi S., Cassou C., Boé J. Teleconnection between Atlantic multidecadal variability and European temperature: diversity and evaluation of the Coupled Model Intercomparison Project phase 5 models. // Geophys. Res. Lett. 2017. 44. 11140–11149.
- 248. Rayner N.A., Parker D.E., Horton E.B., Folland C.K., Alexander L.V., Rowell D.P., Kent E.C., Kaplan A. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. // J. Geophys. Res. 2003. 108. D14. 4407.
- 249. Reale O., Dirmeyer P.A., Schlosser A. Modeling the effect of land surface evaporation variability on precipitation variability. Part II: Time- and space-scale structure. // J. Hydrometeor. 2002. 3. 451–466.
- 250. Reverdin G. North Atlantic subpolar gyre surface variability (1895–2009). // J. Climate. 2010. 23. 4571–4584.
- Rex D.F. Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate I: An aerological study of blocking action. // Tellus. 1950a. 2. 196–211.
- Rex D.F. Blocking action in the middle troposphere and its effect on regional climate II: The climatology of blocking action. // Tellus. 1950b. 3. 275-301.
- 253. Robson J., Sutton R., Lohmann K., Smith D., Palmer M. The causes of the rapid warming of the North Atlantic Ocean in the mid 1990s. // J. Clim. 2012. 25. 4116–4134.
- 254. Rodwell M.J., Rowell D.P., Folland C.K. Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. // Nature. 1999. 398. 320-323.
- Saenko O.A., Schmittner A., Weaver A.J. The Atlantic–Pacific Seesaw. // J. Clim. 2004. 17(11). 2033-2038.
- 256. Santer B.D., Wigley T.M. L., Doutriaux C., Boyle J.S., Hansen J.E., Jones P.D., Meehl G.A., Roeckner E., Sengupta S., Taylor K.E. Accounting for the effects of volcanoes and ENSO in comparisons of modeled and observed temperature trends. // J. Geophys. Res. 2001. 106. 28033-28059.
- 257. Sarafanov A., Falina A., Sokov A., Demidov A. Intense warming and salinification of intermediate waters of southern origin in the eastern subpolar North Atlantic in the 1990s to mid-2000s. // J. Geophys. Res. 2008. 113. C12022.
- 258. Scaife A.A., Knight J.R., Vallis G., Folland C.K. A stratospheric influence on the winter NAO and north Atlantic surface climate. // Geophys. Res. Lett. 2005. 32. L187152.
- 259. Schlesinger M.E., Ramankutty N., An oscillation in the global climate system of period 65–70 years. // Nature. 1994. 367. 723–726.
- 260. Seber G. A. F. Linear Regression Analysis. John Wiley and Sons, 1977. 496p.
- 261. Seidov D., Haupt B.J. Freshwater teleconnections and ocean thermohaline circulation. // Geophys. Res. Lett. 2003. 30(6). 1329.
- 262. Semenov V., Bengtsson L. Secular trends in daily precipitation characteristics: greenhouse gas simulation with a coupled AOGCM. // Climate Dynamics. 2002. V. 19. №. 2. P. 123-140.
- 263. Semenov V.A. Arctic warming favours extremes. // Nature Climate Change.2012. 2. 315-316.
- 264. Semenov V.A., Latif M. Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966– 2012. // Environ. Res. Lett. 2015. 10. 054020.

- 265. Semenov V.A., Latif M. The early twentieth century warming and winter Arctic sea ice. // The Cryosphere. 2012. V. 6. P. 1231-1237.
- 266. Semenov V.A., Latif M., Dommenget D., Keenlyside N.S., Strehz A., Martin T., and Park W. The Impact of North Atlantic-Arctic Multidecadal Variability on Northern Hemisphere Surface Air Temperature. // J. Climate. 2010. 23. 5668–5677.
- 267. Semenov V.A., Martin T., Behrens L.K., Latif M. Arctic sea ice area in CMIP3 and CMIP5 climate model ensembles – variability and change. // The Cryosphere Discuss. 2015. 9. 1077-1131.
- 268. Seneviratne S. I., Lüthi D., Litschi M., Schär C. Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. // Nature. 2006. 443. 205–209.
- 269. Shindell D.T., Schmidt G.A., Miller R.L., Rind D. Northern Hemisphere winter climate response to greenhouse gas, ozone, solar, and volcanic forcing. // J. Geophys. Res. 2001. 106. 7193–7210.
- 270. Shukla J., Marx L., Paolino D., Straus D., Anderson J., Ploshay J., Baumhefner D., Tribbia J., Brankovic C., Palmer T., Chang Y., Schubert S., Suarez M., Kalnay E. Dynamical seasonal prediction. // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2000. 81. 2593–2606.
- 271. Siegert S., Stephenson D.B., Sansom P.G., Scaife A.A., Eade R., Arribas A. A Bayesian Framework for Verification and Recalibration of Ensemble Forecasts: How Uncertain is NAO Predictability? // J. Climate. 2016. 29. 995-1012.
- 272. Siqueira L., Kirtman B.P. Atlantic near-term climate variability and the role of a resolved Gulf Stream. // Geophys. Res. Lett. 2016. 43. 3964–3972.
- 273. Smagorinsky J. The dynamical influence of large-scale heat sources and sinks on the quasi-stationary mean motions of the atmosphere. // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 1953. 79(341). 342- 366.
- 274. Smedsrud L.H, Esau I.N., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V., Olsen A., Omar A., Ottera O.H., Risebrobakken B., Sando A.B.,

Semenov V.A., and Sorokina S.A. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system. // Rev. Geophysics. 2013. 51. 415-449.

- 275. Smith D.M., Eade R., Dunstone N.J., Fereday D., Murphy J.M., Pohlmann H., Scaife A.A. Skilfull multi-year predictions of Atlantic hurricane frequency.
 // Nat. Geosci. 2010. 3. 846–849.
- 276. Solomon S., Qin D., Manning M., Marquis M., Averyt K., Tignor M. M. B., Miller Jr. H. L., and Chen Z. Eds., Climate Change 2007: The Physical Science Basis. // Cambridge University Press, 2007. 996 p.
- 277. Spinoni J., Naumann G., Vogt J.V. Pan-European seasonal trends and recent changes of drought frequency and severity. // Global and Planetary Change. 2017. 148. 113-130.
- Stockdale T.N., Molteni F., Ferranti L. Atmospheric initial conditions and the predictability of the Arctic Oscillation. // Geophys. Res. Lett. 2015. 42. 1173–1179.
- Stramma L., Siedler G. Seasonal changes in the North Atlantic subtropical gyre. // Journal of Geophysical Research. 1988. Vol. 93. Issue C7. P. 8111– 8118.
- 280. Sutton R.T., Dong B. Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s. // Nature Geoscience. 2012. 5. 788–792.
- Sutton R.T., Hodson D.L.R. Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. // Science. 2005. 309. 115–118.
- 282. Sutton R.T., Norton W.A., Jewson S.P. The North Atlantic Oscillation what role for the ocean? // Atmosph. Sci. Let. 2001. 1. 89-100.
- 283. Thompson D.W.J., Wallace J. M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. // Geophys. Res. Lett. 1998. 25. 1297-1300.
- Tibaldi S., Molteni F. On the operational predictability of blocking. // Tellus.
 1990. 42A. 343-365.
- 285. Ting M., Kushnir Y., Seager R. and Li C. Forced and internal twentiethcentury SST trends in the North Atlantic. // J. Climate. 2009. 22. 1469–1481.

- 286. Trenberth K.E. Atmospheric moisture recycling: Role of advection and local evaporation. // J. Clim. 1999a. 12. 1368–1381.
- 287. Trenberth K.E. Attribution of climate variations and trends to human influences and natural variability. // Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change. 2011. 2(6). 925–930.
- 288. Trenberth K.E. Conceptual framework for changes of extremes of the hydrological cycle with climate change, in Weather and Climate Extremes. // Springer: Dordrecht. The Netherlands, 1999b. P. 327–339.
- 289. Trenberth K.E., Hoar T.J. The 1990-1995 El Nino-Southern Oscillation Event Longest on Record. // Geophysical Research Letters. 1996. 23. 57-60.
- 290. Trenberth K.E., Hurrell J.W. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. // Clim. Dyn. 1994. 9. 303-319.
- 291. Trenberth K.E., Jones P.D., Ambenje P., Bojariu R., Easterling D., Klein Tank A., Parker D., Rahimzadeh F., Renwick J.A., Rusticucci M., Soden B., Zhai P. Observations: surface and atmospheric climate change. In: Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Miller H.L. (eds) Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of working group i to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. // Cambridge University Press, Cambridge. 2007.
- 292. Tucker C.G., Sellers P.G. Satellite remote sensing of primary production. // Int. J. Rem. Sens. 1986. V.7, P.1395-1416.
- 293. Tucker C.G., Vanpraet C.L., Sharman M.J. Van Ittersum G. Satellite remote sensing of total herbaceous biomass production in the Senegalise Sahel: 1980-1984. // Remote Sens. Enviren. 1985. Vol.17, P.233-249.
- 294. Tucker C.J., Pinzon J.E., Brown M.E., Slayback D.A., Pak E.W., Mahoney R., Vermote E.F., Saleous N. An extended AVHRR-8km NDVI dataset compatible with MODIS and SPOT vegetation NDVI data. // Int. J. Remote Sens. 2005. 26. 4485–4498.
- 295. University of East Anglia Climatic Research Unit, 2013: CRU TS3.21: Climatic Research Unit (CRU) time series (TS) version 3.21 of high-resolution

gridded data of month-by-month variation in climate (January 1901–December 2012). // NCAS British Atmospheric Data Centre, accessed 2013–July 2014, doi:10.5285/D0E1585D-3417-485F-87AE-4FCECF10A992.

- 296. van der Ent R.J., Savenije H.H.G., Schaefli B., Steele-Dunne S.C. Origin and fate of atmospheric moisture over continents. // Water Resour. Res. 2010.
 46. W09525.
- 297. van der Schrier G., Briffa K.R., Jones P.D. and Osborn T.J. Summer moisture variability across Europe. // Journal of Climate. 2006. V.19. P. 2818-2834.
- 298. van Loon H., Rogers J. The seesaw in winter temperature between Greenland and northern Europe. Part I: general description. // Mon. Weather Rev. 1978. 106. 296–310.
- 299. Vautard R. Multiple weather regimes over the north Atlantic: Analysis of precursors and successors. // Mon. Wea. Rev. 1990. 118. 2056-2081.
- 300. Vermote E., Justice C., Csiszar I., Eidenshink J., Myneni R., Baret F., Masuoka E., Wolfe R., Claverie M. NOAA Climate Data Record (CDR) of Normalized Difference Vegetation Index (NDVI), Version 4. // NOAA National Climatic Data Center. 2014. doi: 10.7289/V5PZ56R6
- 301. Vicente-Serrano S.M., Beguería S., López-Moreno J.I. A Multi-scalar drought index sensitive to global warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index – SPEI. // Journal of Climate. 2010. 23(7). 1696-1718.
- 302. Vicente-Serrano S.M., Lopez-Moreno J.I. Nonstationary influence of the North Atlantic Oscillation on European precipitation. // J. Geophys. Res. 2008. 113. D20120.
- 303. Vihma T. Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: a review.// Surv. Geophys. 2014. 35. 1175-1214.
- 304. Visbeck M., Chassignet E.P., Curry R.G., Delworth T., Dickson B., Krahmann G. The ocean's response to North Atlantic Oscillation variability. //

In: The North Atlantic Oscillation. Climate significance and environmental impact. Geophys. Monogr. Ser. 134. 113-146. 2003.

- Walker G.T. Correlations in seasonal variations of weather. IX. // Mem. Ind. Meteorol. Dept. 1924. 24. 275–332.
- 306. Walker G.T., Bliss E.W. World Weather. V. // Memoirs of the Royal Meteorological Society. 1932. 4. 53-84.
- 307. Walter K., Luksch U., Fraedrich K. A response climatology of idealized midlatitude thermal forcing experiments with and without a storm track. // Journal of climate. 2001. 14. 467-484.
- 308. Welch P.D. The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra, a method based on time averaging over short, modified periodograms.
 // IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics 1967. 15(2). 70–73.
- 309. Wiedenmann J.M., Lupo A.R., Mokhov I.I., Tikhonova E.A. The climatology of blocking anticyclones for the Northern and Southern Hemispheres: Block intensity as a diagnostic. // J. of Climate. 2002.V.15. P. 3459–3473.
- 310. Wijffels S.E., Willis J., Domingues C.M., Barker P., White N.J., Gronell A., Ridgway K., Church J.A. Changing expendable bathythermograph fall rates and their impact on estimates of thermosteric sea level rise. // J. Climate. 2008. 21. 5657–5672.
- 311. Wild M., Ohmura A., Gilgen H., Rosenfeld D. On the consistency of trends in radiation and temperature record and implications for the global hydrologic cycle. // Geophys. Res. Lett. 2004. 31. L11201.
- 312. WMO, Instruments and observing methods. Report no 67. Solid Precipitation Measurement Intercomparison, Final Report. No 872. // 1998. P. 212.
- 313. WMO. Experts agree on a universal drought index to cope with climate risk
 // 2009. No. 872.
 http://www.wmo.int/pages/mediacentre/press_releases/pr_872_en.html.

- 314. Woollings T., Hannachi A., Hoskins B. Variability of the North Atlantic eddy-driven jet stream. // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2010. 136. 856–868.
- 315. Wu L., Liu Z. North Atlantic Decadal Variability: Air–Sea Coupling, Oceanic Memory, and Potential Northern Hemisphere Resonance. // J. Climate. 2004. 18. 331–349.
- 316. Wyatt M.G., Curry J.A. Role for Eurasian Arctic shelf sea ice in a secularly varying hemispheric climate signal during the 20th century. // Climate Dyn. 2014. 42, 2763–2782.
- 317. Ye H. Decadal variability of Russian winter snow accumulation and its connection to Atlantic SSTs. // Int. J. Climatol. 2000. 20. 1709-1728.
- Yin J.H. A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. // Geophys. Res. Lett. 2005. 32. L18701.
- Yuan T., Oreopoulos L., Zelinka M., Yu H., Norris J.R., Chin M., Platnick S., Meyer K. Positive low cloud and dust feedbacks amplify tropical North Atlantic Multidecadal Oscillation. // Geophys. Res. Lett. 2016. 43. 1349–1356.
- 320. Zanchettin D., Bothe O., Rubino A., Jungclaus J. H. Multi-model ensemble analysis of Pacific and Atlantic SST variability in unperturbed climate simulations. // Clim. Dyn. 2015. 47. 1073.
- 321. Zhang L., Wang C. Multidecadal North Atlantic sea surface temperature and Atlantic meridional overturning circulation variability in CMIP5 historical simulations. // J. Geophys. Res. Oceans. 2013. 118. 5772–5791.
- 322. Zhang R., Delworth T., Held I. M. Can the Atlantic Ocean drive the observed multidecadal variability in Northern Hemisphere mean temperature? // Geophys. Res. Lett. 2007. 34. L02709.
- 323. Zhang R., Delworth T.L. Impact of Atlantic multidecadal oscillations on India/Sahel rainfall and Atlantic hurricanes. // Geophys. Res. Lett. 2006. 33. L17712.
- 324. Zhang R., Delworth, T.L. Impact of the Atlantic multidecadal oscillation on North Pacific climate variability. // Geophys. Res. Lett. 2007. 34. L23708.

- 325. Zolina O., Simmer C., Kapala A., Gulev S.K. On the robustness of the estimates of centennial-scale variability in heavy precipitation from station data over Europe. // Geophys. Res. Lett. 2005. 32. L14707.
- 326. Zolotokrylin A., Cherenkova E. Seasonal changes in precipitation extremes in Russia for the last several decades and their impact on vital activities of the human population. // Geography, Environment, Sustainability. 2017. T. 10. № 4. C. 69-82.
- 327. Zveryaev I.I. Interdecadal changes in the links between European precipitation and atmospheric circulation during boreal spring and fall. // Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 2009. V. 61. № 1. P. 50-56.
- 328. Zveryaev I.I. Seasonality in precipitation variability over Europe. // Journal of Geophysical Research. 2004. V. 109. № C5. D05103.
- 329. Zveryaev I.I. Seasonally varying modes in long-term variability of European precipitation during the 20th century. // Journal of geophysical research. 2006. Vol. 111. D21116.
- 330. Zveryaev I.I., Allan R.P. Summertime precipitation variability over Europe and its links to atmospheric dynamics and evaporation. // Journal of Geophysical Research. 2010. Vol. 115. D12102.
- 331. Zveryaev I.I., Rudeva I.A. Intraseasonal non-stationarity of the leading modes of atmospheric moisture over Europe during summer. // Climate Dynamics. 2011. V. 36. № 1. P. 83-95.

Приложение

Таблица 1. Характеристики (коэффициенты, статистическая значимость, ст. ошибка) множественной регрессии зимних осадков на циркуляционные индексы в 12-ти квазиоднородных регионах в декабре-феврале 1951-2012 гг. Статистическая значимость уровня значимости результатов маркирована: <0.001 – «***», 0.001 – «**», 0.01- «*», 0.05 – «.», 0.1 - «».

В этой и последующих таблицах приложения в качестве имен переменных регрессионных уравнений используются латинские названия циркуляционных индексов, заканчивающиеся номером месяца, в котором эти индексы усреднены (Barnston and Livezey, 1987): еа – колебание Восточная Атлантика ВА (East Atlantic, EA),

eawr – колебание Восточная Атлантика/Западная Россия ВАЗР (East Atlantic/Western Russia, EAWR),

polar – колебание Полярно/Евразийское ПЕ (Polar/Eurasia),

pna – Тихоокеанское/Северо-Американское колебание TCA (Pacific/North American, PNA),

scand – колебание Скандинавия СКА (Scandinavia, SCAND),

nao – Североатлантическое колебание САК (North Atlantic Oscillation, NAO),

wp-Западно-Тихоокеанское колебание ЗТ (West Pacific, WP).

1-й регион:					2-й регион:						
	Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t))		Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t)	
(Intercept)	115.892	2.607	44.447	< 2e-16	***	(Intercept)	110.121	1.860	59.206	< 2e-16 ***	
nao2	-7.509	2.690	-2.791	0.00733	**	nao1	2.729	1.884	1.448	0.153185	
nao12	3.882	2.915	1.332	0.18876		ea1	4.084	2.031	2.011	0.049255 *	
wp12	-8.872	2.738	-3.240	0.00209	**	eawr1	3.496	2.004	1.744	0.086681 .	
pna1	8.802	2.726	3.229	0.00215	**	eawr2	3.680	2.086	1.764	0.083251 .	
pna12	3.846	2.784	1.381	0.17314		scand1	-3.535	2.042	-1.731	0.089014 .	
eawr12	-4.859	2.831	-1.716	0.09212		scand2	-5.517	1.957	-2.819	0.006688 **	
scand1	-4.077	2.769	-1.472	0.14696		scand12	-7.174	2.004	-3.580 (0.000726 ***	
scand2	-9.409	2.862	-3.287	0.00182	**						
polar1	4.741	2.878	1.647	0.10560							
polar2	-7.273	2.792	-2.605	0.01196	*						
3-й регион:						4-	-й реги	οн:			
	Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t))		Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t)	
(Intercept)	81.498	1.534	53.123	< 2e-16	***	(Intercept)	115.398	3.436	33.583	< 2e-16 ***	
nao1	-3.912	1.760	-2.223	0.030833	*	nao1	-14.526	3.927	-3.699	0.000523 ***	
nao2	-4.734	1.745	-2.712	0.009189	**	nao2	-8.717	3.871	-2.252	0.028599 *	
ea12	4.515	1.634	2.763	0.008036	**	ea2	-7.757	3.769	-2.058	0.044591 *	
wp1	3.377	1.798	1.878	0.066381		pna1	9.869	3.708	2.662	0.010323 *	
wp2	-3.939	1.749	-2.252	0.028808	*	pna12	5.144	3.685	1.396	0.168661	
wp12	-5.685	1.615	-3.521	0.000940	***	eawr1	-7.356	3.694	-1.991	0.051737 .	
pna2	4.586	1.675	2.738	0.008590	**	eawr2	-8.418	3.656	-2.303	0.025339 *	
eawr2	3.949	1.746	2.261	0.028219	*	eawr12	-12.292	3.682	-3.339	0.001561 **	
eawr12	6.319	1.665	3.795	0.000407	***	scand2	-6.474	3.625	-1.786	0.079959 .	
scand1	-2.318	1.719	-1.348	0.183700		polar12	4.887	3.739	1.307	0.197009	
scand2	-7.583	1.622	-4.676	2.33e-05	***						
polar2	2.494	1.602	1.557	0.126009							
polar12	-5.300	1.705	-3.108	0.003137	**						

Таблица 1. (окончание)

Estimate std. Estimate std. Error t value Prof t va	5-й регион:					6-й регион:					
Instruction 45.823 1.460 30.733 2.2-16 *** mm2 -3.932 1.5.96 -2.117 0.01477 - mm1 -7.212 2.011 1.503 0.0041 + ** mm1 -7.217 0.01477 - mm1 -7.212 2.011 1.500 0.0041 + ** mm1 -7.61 1.566 0.1233 mm1 -7.212 2.011 1.500 0.1288 mm12 2.755 1.555 1.772 0.08187 mm2 3.912 2.619 1.501 0.1288 polar12 2.755 1.555 1.772 0.08187 mm2 3.912 2.619 1.601 0.1288 polar12 2.755 1.555 1.772 0.08187 mm2 3.912 2.619 0.0825 polar 2.775 1.545 1.646 0.04774 m1 2.637 1.630 0.0825 polar 2.915 1.898 1.620 0.04274 m1 1.646 0.04774 mar1 3.53		Fstimate	Std Error	t value	Pr(> t `)		Fstimate	Std Error	tvalue	Pr(> t)
Transport 1.300 0.100 0.2107 Transport Transport 2.300 4.2.30 4.2.30 4.2.30 4.2.30 4.2.30 4.2.30 4.2.30 2.300 4.0.30 0.0.001 *** pmo2 2.411 1.549 1.555 0.1233 mool 4.088 2.617 1.553 0.1222 earr12 4.089 1.555 0.1630 mool 7.41 4.442 2.473 1.551 0.1222 palar2 -2.720 1.553 0.0403 mool -4.039 2.473 -1.772 0.0864 palar2 -2.720 1.553 0.0630 mool -2.632 0.0864 0.0864 tintercept) 122.85 1.860 0.4874 mool -2.632 0.0662 0.0022 mool 2.477 1.872 0.0864 0.0864 0.0864 0.0864 0.0864 0.0864 0.0864 0.0864 0.0864 0.0864 0.0864 0.0864 0.0864 0.0864 0.0864 0.0864<	(Intercent)	15 000	1 400	20 752	< 20-16	, 	(Intercent)	105 406	2 210	15 100	-20-16 +++
Павол -7.212 2.401 -3.003 -1.000 -2.012 -2.401 -3.003 -0.004 ** earr 2.667 1.569 1.668 0.1091 mp1 4.060 2.562 1.566 0.1223 earr 2.667 1.553 3.000 0.00362 mp1 4.42 2.473 1.562 0.1224 polar12 -2.720 1.543 -1.765 0.00364 ** mp1 4.482 2.473 -1.956 0.1384 polar12 -2.720 1.543 -1.765 0.06340 ** earr1 4.379 2.473 1.810 0.0864 tintercept) 19.00 6.326 -2.814 0.108 0.0684 ** earr1 4.379 2.473 1.810 0.0864 tintercept) 19.00 1.466 0.44774 ** ma2 -3.599 2.607 1.460 0.4421* ma1 3.526 2.152 1.561 0.00625 ma1 4.563 2.666<	(Intercept)	40.020	1.490	0.700	> 2e=10		(Intercept)	7 010	2.319	40.400	<2e-10 ****
рлад - 2,411 1,049 - 1,050 0,1233 eawr 2 3,965 1,545 2,566 0,01305 + wp1 4,650 2,552 1,555 0,172 0,0632 + wp1 4,650 2,552 1,555 0,172 0,0632 + wp1 4,640 2,473 - 1,781 0,0556 - wp1 2 -2,750 1,555 -1,772 0,0637 - wp1 4,099 2,381 -1,772 0,0195 - scand 1 -4,099 2,381 -1,772 0,0195 - scand 2 -5,06 2,542 -2,284 0,0625 - scand 2 -5,08 2,542 -2,188 0,0684 - mo1 -2,391 5,199 1,466 0,14774 - nool 2 4,953 1,940 63,326 <2016 mo1 2,852 1,2150 3,980 0,06025 - wp12 -3,952 2,667 -1,466 0,0187 - mo1 -3,562 2,162 -1,774 0,0487 - mo1 -3,562 2,162 -1,774 0,0487 - mo1 -3,562 2,162 -1,774 0,0487 - mo1 -3,562 2,162 -1,786 0,0687 - mo1 -3,562 2,163 -1,774 0,0487 - wp12 -4,760 2,562 -1,381 0,00687 - wp12 -4,774 2,257 -1,898 0,06028 - scand 2 -5,351 1,699 0,04668 - polar 2 -4,744 2,256 -2,397 0,0468 - mo2 -4,562 2,662 -1,381 0,0066 - mo1 -3,603 2,152 -1,674 0,10056 - mo1 -3,603 2,152 -1,674 0,10056 - mo1 -3,603 2,152 -1,674 0,10056 - mo1 -3,675 2,377 1,537 0,0488 - eawr 1 -3,505 2,682 -1,381 0,0066 - mo1 -3,675 2,387 4,913 <2,2957 0,00468 - mo2 -4,665 2,439 1,1872 0,00468 - mo1 -3,673 2,371 1,537 0,0046 - wp1 -3,676 2,268 2,216 naol 3,575 2,387 1,537 0,0048 scand 2 -6,972 2,282 -3,055 0,00344 ma0 -3,573 1,587 0,1045 - scand 2 -6,972 2,282 -3,055 0,00344 ma0 -15,78 2,187 -2,079 0,0148 - eawr 1 -4,724 2,255 2,068 0,0442 - eawr 1 -3,786 2,247 - 2,947 0,0068 - ma1 -3,575 2,247 0,00369 ma0 -16,381 3,099 -2,080 0,0039 ma0 -17 9,274 -149 0,0039 ma0 -2,286 2,187 0,0039 + ma0 -16,381 3,099 -2,080 0,0039 + ma0 -16,381 3,099 -2,080 0,0039 + ma0 -17 9,274 -1,489 0,00373 - wp1 -6,381 3,099 -2,080 0,0039 + ma0 -2,246 2,184 0,0039 +	naoz	-3.952	1.570	-2.517	0.014//	*	naor	-1.212	2.401	-3.003	0.0041 **
eawr1 2.6667 1.996 1.668 0.10091 eawr12 4.745 1.561 3.040 0.00362 *** polar2 - 2.755 1.565 -1.772 0.00467. polar2 - 2.755 1.565 -1.772 0.00467. polar2 - 2.755 1.563 -1.772 0.00467. polar2 - 2.720 1.543 -1.763 0.08540.	pna2	-2.411	1.549	-1.556	0.12533		nao12	4.088	2.617	1.562	0.1243
earr12 3.985 1.545 2.566 0.00082 mplaz 3.981 2.159 1.501 0.1394 polar12 -2.755 1.555 1.772 0.0082 mplaz 3.981 2.159 1.501 0.1394 polar12 -2.720 1.555 1.555 1.772 0.00867 max cample -2.720 1.555 1.555 1.572 0.0087 max cample -7.61 p.e.r.0 0.01830 max max -4.379 2.473 -1.783 0.0086 cample -7.61 p.e.r.0 1.772 0.0816 -	eawr1	2.667	1.599	1.668	0.10091		wp1	4.050	2.582	1.569	0.1228
earn12 4.745 1.661 3.040 0.00887 pra2 3.931 2.619 1.501 0.1394 polar12 -2.720 1.543 -1.763 0.0887 earn1 -4.379 2.473 -1.771 0.0825 earn12 -2.720 1.543 -1.763 0.0884 earn14 -4.379 2.473 -1.771 0.0825 earn12 -2.720 1.543 -1.763 0.0834 earn14 -4.099 2.381 -1.722 0.0065 earn12 -4.095 2.381 -1.763 0.0827 *** earn12 -4.098 2.366 2.104 0.0482 mat1 5.351 1.980 0.4860 0.14873 mat2 -3.683 2.997 -1.480 0.6867 mat2 -3.635 1.980 0.111663 mat2 -4.603 2.666 0.04921* mat1 -5.355 1.938 0.08920* *** earn11 -3.565 0.6387 mat2 -4.764 2.062 -1.	eawr2	3.965	1.545	2.566	0.01305	*	wp12	-4.842	2.473	-1.958	0.0556 .
polar12 -2.755 1.555 -1.772 0.08340 eawr1 -4.379 2.473 -1.773 0.0865 polar12 -2.720 1.943 -1.763 0.08340 scand1 -4.002 2.482 -1.632 0.1086 scand12 -4.002 2.492 -1.632 0.1086 scand1 -4.002 2.492 -2.642 0.0065 * (Intercept) 122.835 1.940 63.366 -2.615 *** 8.0 p.e.r.u.o.wit * 8.0 p.e.r.u.o.wit * (Intercept) 122.835 1.940 63.336 -2.615 *** naol -3.369 2.666 1.741 0.04841 * scand1 -5.333 1.993 -2.676 0.09022 *** naol -5.366 2.551 1.768 0.0687 naol -5.365 2.666 1.741 0.08967 scand2 -0.971 2.166 4.771 7.77 0.0897 naol -5.365 2.666 1.741	eawr12	4.745	1.561	3.040	0.00362	**	pna2	3.931	2.619	1.501	0.1394
polar12 -2.720 1.943 -1.763 0.08340 earn11 -4.099 2.482 1.620 0.066 cand1 -4.099 2.311 -1.722 0.0011 scand2 -6.060 2.542 -2.240 0.066 * (Intercept) 122.835 1.940 63.326 2.521 5.242 -2.240 0.0694 - nao1 2.015 1.969 1.466 0.14673 mao1 -3.232 2.666 -2.014 0.06921 *** mao1 -3.233 1.621 0.14673 mao1 -3.633 1.620 0.14673 mao2 -3.633 1.620 0.14674 mao2 -3.633 0.0687 ** mao1 -4.603 2.666 -2.014 0.0421 * mao2 -3.635 0.0687 ** mao1 -4.603 2.666 0.1741 0.0525 ** mao2 -3.635 0.0687 ** scand1 -4.361 2.446 1.774 0.0676 ** scand1 -4.361 2.467 -0.307 0.0646 ** scand1 -4.361 2.477<	polar2	-2.755	1.555	-1.772	0.08187		eawr1	-4.379	2.473	-1.771	0.0825 .
Stand Constraint Constraint<	polar12	-2.720	1.543	-1.763	0.08340		eawr12	-4.052	2,482	-1.632	0.1086
Scand2 -5.806 2.642 -2.284 0.0265 T-A D F 0.0265 - Scand12 -5.806 2.672 1.866 0.0265 Inacl 2.2.672 1.866 0.0265 - nacl 2.915 1.980 1.466 0.14874 nacl 3.791 2.339 1.621 0.14874 nacl 3.791 2.339 1.621 0.04621 macl 3.326 2.155 1.682 0.04625 mal 3.266 2.155 1.682 0.04627 scand12 -0.971 2.155 1.682 0.04668 scand12 -9.971 2.156 -4.777 0.2827 0.04669 scand12 -9.971 2.1687 1.680 0.06677 scand1 -4.361 2.4767 0.0167 scand1 polar2 -3.763 2.157 1.748 0.06647 scand2 -1.747 0.06644 scand12 -6.77							scand1	-4 099	2 381	-1 722	0 0911
Scand12 J. 100 L. 100 J. 200 J. 200 <thj. 200<="" th=""> <thj. 200<="" th=""> <thj. 200<="" t<="" td=""><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td>scand?</td><td>-5.806</td><td>2 542</td><td>-2 284</td><td>0.0265 *</td></thj.></thj.></thj.>							scand?	-5.806	2 542	-2 284	0.0265 *
7-й регион: Слование 2.002 2.002 2.002 2.000 0.0000 Вылайст 1 00 н: 6-й регион: 6-й регио: <							scand2	4 074	2.072	1 061	0.0200 **
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $							Scanutz	4.914	2.072	1.001	0.0004 .
Estimate Std. Error t value $Pr(>t t)$ Estimate Std. Error t value $Pr(>t t)$ (Intercept) 122.8351.94063.326 $< 2e^{-16}$ $< e^{-16}$ $< $		7-	-й реги	ОН.				8-	-й реги	ОН.	
(Intercept) 122.335 1.946 63.368 < 2e=16		Fstimate	Std Error	t value	Pr(> t `)		Fstimate	Std Error	tvalue	Pr(> t)
Christophy 12:304 1.240 03:305 2:40 03:305 2:40 03:305 naol 2:915 1.260 03:305 0.00027 *** naol -5:339 2:646 -2:014 0.00921 * naol w12 -3:392 2:029 -1:038 0.058025 w12 -4.700 2:666 1.714 0.00928 exar12 -10:192 2:156 -4.727 1.77e-05 *** exar14 -3:565 2:661 -3:316 0.00167 ** scand1 -5:335 1.993 -2:676 0.00928 ** scand1 -4:361 2:496 -1.747 0.08647 naol scand1 -4:242 2:337 -1.889 0.063270 scand1 -4:361 2:492 -2:37 0.00493 ** scand1 -3:693 2:151 -1.601 0.07670 maol -3:675 2:377 1:537 0.12996 naol -3:652 2:081 1.864 0.04461 eawr1 4:72 2:282	(Intercent)	100 835	1 040	63 326	< 20-16	***	(Intercent)	110 044	2 425	10 100	(-16)
naol 2.513 1.368 1.408 1.40764 naol -3.529 2.687 -1.468 0.44816 eaf 3.791 2.339 1.621 0.11003 maol -3.529 2.687 -1.468 0.44816 ear12 -10.192 2.156 -1.658 0.06807 maol -3.595 2.668 1.714 0.09256 gaar12 -10.192 2.156 -1.77 0.104642 eawr12 -8.492 2.651 1.766 0.08819 scand12 -9.971 2.193 -4.577 3.28005 scand1 -4.361 2.496 -1.77 0.00664* golar -4.744 2.280 -2.099 0.04669 * polar2 -7.758 2.642 -2.937 0.00493 ** scand1 -3.651 0.1571 <2e16 *** naol 3.575 2.327 1.588 0.00470 (Intercept) 101.737 2.147 6.913 <2e16 *** naol 3.575 2.327 1.537 0.12988	(Intercept)	0.015	1.940	1 466	140704	~ ~ ~	(Intercept)	E 200	2.423	49.100	
naol2 8.521 2.150 3.962 0.0022/*** naol2 -3.959 2.686 1.748 0.14816 wp12 -3.932 2.029 -1.938 0.650025 mp12 -4.760 2.662 -1.688 0.06687 pma1 3.526 2.155 -1.766 0.9819 . eawr12 -4.760 2.562 -1.766 0.9819 . scand1 -5.335 1.993 -2.676 0.00928 *** eawr12 -8.492 2.561 -3.316 0.0167 ** scand1 -4.335 1.993 -2.677 3.2860 5*** scand1 -4.3431 2.4667 . . . maol2 -7.758 2.642 -2.937 0.00463* scand1 -4.245 2.237 -1.809 0.07670 . maol 10-757 2.347 1.670 0.1864 <	naor	2.915	1.989	1.400	0.148/84		naor	-5.329	2.646	-2.014	0.04921 *
eaf 3.791 2.339 1.621 0.11063 mao12 4.603 2.686 1.714 0.09256 pna1 3.526 2.135 1.652 0.10642 pna1 4.506 2.562 1.688 0.06887 cam12 -10.192 2.156 -4.771 1.77e-05 eawr1 -3.595 2.662 -1.351 0.18269 scand1 -9.971 2.193 -4.676 0.09828 eawr12 -8.492 2.661 -3.316 0.00167 ** scand12 -9.971 2.193 -4.546 0.68270 scand1 -4.361 2.496 -1.747 0.08647 polar2 -4.744 2.260 -2.099 0.040669 * polar2 -7.758 2.642 -2.937 0.0493 *** Imao1 -3.603 2.157 -1.674 0.1066 nao2 -1.474 0.10430 *** Imao1 3.664 2.147 4.6131 2.017 -2.664 -1.634 1.637	nao12	8.521	2.150	3.962	0.000227	***	nao2	-3.959	2.697	-1.468	0.14816
ipt12 -3.932 2.029 -1.938 0.060825 . mp12 -4.760 2.652 -1.688 0.060837 eawr12 -10.192 2.156 -4.727 1.77e-05 **** eawr1 -3.595 2.662 -1.351 0.18269 scand1 -5.335 1.983 -2.676 0.00928 *** eawr12 -8.492 2.561 -3.316 0.00167 *** scand1 -4.345 2.237 -1.898 0.06270 scand1 -8.432 2.561 -3.07 0.00466 ** polar2 -4.744 2.260 -2.099 0.040669 * polar2 -7.758 2.642 -2.937 0.00463 ** * * -0.757 2.642 -2.937 0.00463 * polar2 -7.758 2.642 -2.937 0.00463 * * * 10.74 0.2642 -2.937 0.00463 * polar2 -3.65 0.0442 * eawr1 3.550 0.03760 * mao2 4.566 2.439 1.872 <td>ea1</td> <td>3.791</td> <td>2.339</td> <td>1.621</td> <td>0.111063</td> <td></td> <td>nao12</td> <td>4.603</td> <td>2.686</td> <td>1.714</td> <td>0.09256 .</td>	ea1	3.791	2.339	1.621	0.111063		nao12	4.603	2.686	1.714	0.09256 .
Inal 3.526 2.135 1.652 0.104642 nal 4.506 2.551 1.766 0.08319 . eawr12 -10.192 2.186 -4.727 1.77e-05 *** eawr1 -3.995 2.662 -1.351 0.0067 . scand1 -9.971 2.193 -4.647 3.28e-05 *** scand1 -4.361 2.496 -1.747 0.08647 . scand1 -4.744 2.260 -2.099 0.040669 * scand2 -1.21 2.701 -0.007 0.00406 * plat -4.744 2.260 -2.099 0.040669 * no1 -1.747 0.08647 . (Intercept) 113.976 1.851 61.571 -16.74 0.10056 nao2 4.566 2.439 1.872 0.0648 . wp1 3.662 2.031 -1.620 0.07670 . aar1 3.244 1.486 0.5730 . aar1 2.268 <t< td=""><td>wp12</td><td>-3.932</td><td>2.029</td><td>-1.938</td><td>0.058025</td><td></td><td>wp12</td><td>-4.760</td><td>2.562</td><td>-1.858</td><td>0.06887 .</td></t<>	wp12	-3.932	2.029	-1.938	0.058025		wp12	-4.760	2.562	-1.858	0.06887 .
ear12 -10.192 2.156 -4.272 1.778-05 *** ear1 -3.955 2.662 -1.351 0.18269 scand1 -5.335 1.993 -2.676 0.009928 *** ear12 -3.492 2.561 -3.316 0.00167 *** scand12 -4.245 2.237 -1.898 0.063270 scand1 -4.361 2.496 -2.997 0.00466 ** polar2 -4.744 2.260 -2.099 0.040669* scand1 -4.361 2.492 2.937 0.00493 ** polar2 -4.744 2.260 -2.099 0.040669* scand1 -4.361 2.492 7.00464 ** polar2 -4.744 2.265 1.674 0.10056 scand2 -8.62 2.397 1.637 0.1872 0.6648 wp1 3.664 2.144 1.709 0.01846 ear1 4.724 2.295 1.687 0.6648 wp1 3.664 2.147 1.948 0.5730 ear1 4.724 2.295 1.680 0.0424 * </td <td>pna1</td> <td>3.526</td> <td>2.135</td> <td>1.652</td> <td>0.104642</td> <td></td> <td>pna1</td> <td>4.506</td> <td>2.551</td> <td>1.766</td> <td>0.08319 .</td>	pna1	3.526	2.135	1.652	0.104642		pna1	4.506	2.551	1.766	0.08319 .
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	eawr12	-10.192	2.156	-4.727	1.77e-05	***	eawr1	-3.595	2.662	-1.351	0.18269
scand2 -9.971 2.193 -4.547 3.28e-05 **** scand12 -4.245 2.237 -1.888 0.063270 polar2 -8.121 2.701 -3.007 0.004064** polar2 -4.744 2.260 -2.099 0.040669 * polar2 -7.758 2.642 -2.937 0.00493 ** 9-й p e r и o H: Estimate Std. Error t value Pr(> t) (Intercept) 10-й p e r и o H: Estimate Std. Error t value Pr(> t) (Intercept) 13.976 1.851 61.571 < 2e-16	scand1	-5.335	1.993	-2.676	0.009928	**	eawr12	-8.492	2.561	-3.316	0.00167 **
Contract -4.245 2.237 -1.869 0.053270 control Control <thcontrol< th=""> <thcontrol< th=""> <thco< td=""><td>scand2</td><td>-9 971</td><td>2 193</td><td>-4 547</td><td>3 28e-05</td><td>***</td><td>scand1</td><td>-4.361</td><td>2 496</td><td>-1 747</td><td>0 08647</td></thco<></thcontrol<></thcontrol<>	scand2	-9 971	2 193	-4 547	3 28e-05	***	scand1	-4.361	2 496	-1 747	0 08647
Scanicz -4.743 2.260 -1.886 0.003270 polar2 -7.758 2.642 -2.937 0.00493 ** polar2 -7.778 2.642 -2.937 0.00493 ** polar2 -7.778 2.642 -2.937 0.00493 ** polar2 -7.788 2.642 -2.937 0.00493 ** nao1 -3.603 2.152 -1.674 0.10056 ** nao1 3.575 2.327 1.537 0.12998 nao2 -3.691 2.151 -1.650 0.07670 nao2 4.566 2.439 1.872 0.06648 . wp1 3.664 2.144 1.709 0.09395 eatr 6.377 2.371 2.664 0.01664 gamr1 4.3554 2.081 1.708 0.09416 eatr 4.724 2.295 0.058 0.00424 * eamr12 -4.225 2.056 0.0440 * scand12 -6.972 2.282 -3.055 0.00344 ** eamr12 -3.425 2.096 1.0468 polar2 -7.886	scand10	-4.945	2.100	1 000	0.200 00		scand?	-0 101	2.400	-2 007	0.00047 .
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	scanutz	-4.243	2.237	-1.090	0.003270	•	scanuz	-0.121	2.701	-3.007	0.00400 **
9-й регион: 10-й регион: І-й регион: Істит value Pr(>It) (Intercept) 113.976 1.851 61.571 <2e-16 ***	potarz	-4.744	2.200	-2.099	0.040669	*	potarz	-1.138	2.042	-2.937	0.00493 **
Instrinct Distrinct State Tror tvalue Pr(>1t) (Intercept) 113.976 1.851 61.571 < 2e-16		0	йроги					10	- ŭ pori		
Lestimate Site First value P(2+11) Lestimate Site First value P(2+11) naol -3.603 2.152 -1.674 0.10056 naol 3.575 2.327 1.537 0.12998 naol 3.664 2.144 1.709 0.03935 eat 6.317 2.664 0.1006 * wp12 -3.162 1.989 -1.590 0.11846 eat 6.317 2.278 1.657 0.0445 eawr1 3.554 2.081 1.708 0.09416 eawr2 3.194 2.254 1.417 0.16202 scand1 -4.265 2.054 0.0446 * scand12 -6.972 2.282 -3.055 0.00344 ** eawr12 -3.179 2.278 -1.036 0.04658 * polar2 -3.425 2.109 -0.624 0.1085 polar12 -3.179 2.278 -1.396 0.16925 11-4 p r (>117.481 2.376 49.442 2.966 -16 **** nao1 8		9-	-иреги Онд Бааза	I О Н .	D. (. 1.1)	`		T-1!	-иреги	10н.	D-(> +)
$ \begin{array}{c (Intercept) & 113.976 & 1.801 & 61.571 < 2.2e-16 *** \\ naol & -3.603 & 2.152 & -1.674 & 0.10056 \\ nao2 & -3.891 & 2.151 & -1.809 & 0.07670 \\ mp1 & 3.664 & 2.144 & 1.709 & 0.09395 \\ mp1 & -3.664 & 2.144 & 1.709 & 0.09395 \\ mp1 & -3.162 & 1.899 & -1.590 & 0.11846 \\ eawr & -3.769 & 2.278 & -1.655 & 0.10445 \\ eawr & -3.769 & 2.278 & -1.655 & 0.10445 \\ eawr & -3.769 & 2.278 & -1.655 & 0.10445 \\ eawr & -3.769 & 2.278 & -1.655 & 0.10445 \\ eawr & -3.554 & 2.061 & 1.708 & 0.09416 \\ eawr & -4.265 & 2.046 & -2.085 & 0.04246 * \\ scand1 & -4.265 & 2.046 & -2.085 & 0.04246 * \\ scand1 & -4.265 & 2.046 & -2.085 & 0.04246 * \\ scand1 & -4.265 & 2.046 & -2.085 & 0.04246 * \\ scand1 & -4.265 & 2.046 & -2.085 & 0.04246 * \\ scand1 & -4.265 & 2.046 & -2.085 & 0.04246 * \\ scand1 & -6.372 & 2.322 & -3.055 & 0.00344 ** \\ \hline \end{array} $		Estimate	Sta. Error)		Estimate	Sta. Error		
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	(Intercept)	113.976	1.851	61.5/1	< 2e-16	***	(Intercept)	100.737	2.147	46.913	< 2e-16 ***
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	nao1	-3.603	2.152	-1.674	0.10056		nao1	3.575	2.327	1.537	0.12998
wp1 3.664 2.144 1.709 0.09395 ear 6.317 2.371 2.664 0.01006 * wp12 -3.162 1.989 -1.590 0.11846 eawr1 4.724 2.295 2.058 0.04424 * pna2 -3.769 2.278 -1.655 0.10445 scand12 -6.972 2.282 -3.055 0.00344 ** eawr1 3.554 2.081 1.708 0.09416 * scand12 -6.972 2.282 -3.055 0.00344 ** eawr1 4.225 2.056 2.046 0.04450 * scand12 -6.972 2.282 -3.055 0.00344 ** scand1 -4.265 2.046 -2.085 0.04246 * scand12 -6.174 2.493 -2.476 0.01685 * polar12 -3.425 2.109 -1.624 0.11086 **** nao1 8.057 1.932 4.169 0.00127 **** nao1 9.879 2.827 3.495 0.002991 **** nao1 2.653 <td< td=""><td>nao2</td><td>-3.891</td><td>2.151</td><td>-1.809</td><td>0.07670</td><td>•</td><td>nao2</td><td>4.566</td><td>2.439</td><td>1.872</td><td>0.06648 .</td></td<>	nao2	-3.891	2.151	-1.809	0.07670	•	nao2	4.566	2.439	1.872	0.06648 .
wp12 -3.162 1.989 -1.590 0.11846 eawr1 4.724 2.295 2.058 0.04424 * pna1 4.313 2.214 1.948 0.05730 . eawr2 3.194 2.254 1.417 0.16202 pna2 -3.769 2.278 -1.655 0.10445 scand12 -6.972 2.282 -3.055 0.00344 ** eawr12 4.225 2.066 2.054 0.04246 * scand12 -6.972 2.282 -3.055 0.00344 ** scand1 -4.265 2.046 -2.085 0.04246 * scand12 -6.972 2.282 -3.055 0.00344 ** scand12 -6.174 2.493 -2.476 0.01685 * polar2 -3.425 2.109 -1.624 0.11086 polar2 -3.425 1.09 - 1.624 0.11086 * nao1 8.057 1.932 4.169 0.00127 **** nao1 8.057 1.938 1.469 0.00127 **** nao1 8.057 1.938 1.486 0.4609 2.517 0.13323 * mao12 6.140 2.615	wp1	3.664	2.144	1.709	0.09395		ea1	6.317	2.371	2.664	0.01006 *
pna1 4.313 2.214 1.948 0.05730. eawr.2 3.194 2.254 1.417 0.16202 pna2 -3.769 2.278 -1.655 0.10445 scand12 -6.972 2.282 -3.055 0.00344 ** eawr.1 3.554 2.061 1.708 0.09416. -6.972 2.282 -3.055 0.00344 ** eawr.12 4.225 2.056 2.054 0.04540 * -<	wp12	-3.162	1.989	-1.590	0.11846		eawr1	4.724	2.295	2.058	0.04424 *
рпа2 -3.769 2.278 -1.655 0.10445 eawr1 3.554 2.081 1.708 0.09416 . eawr2 6.467 2.118 3.053 0.00369 ** eawr12 4.225 2.056 2.054 0.04540 * scand1 -4.265 2.046 -2.085 0.04246 * scand1 -4.265 2.046 -2.085 0.04246 * scand1 -4.265 2.046 -2.085 0.04246 * scand12 -6.174 2.493 -2.476 0.01685 * polar2 -3.425 2.109 -1.624 0.11086 polar12 -3.179 2.278 -1.396 0.16925 11-й регион: Estimate Std. Error t value Pr(> t) (Intercept) 103.381 1.657 62.396 <2e-16 *** nao1 8.057 1.932 4.169 0.000127 *** nao2 2.681 1.881 1.426 0.160438 nao12 12.690 2.011 6.310 8.41e-08 *** ea2 3.553 1.991 1.784 0.080691 . wp1 -5.528 2.151 -2.570 0.013323 * wp2 4.441 2.059 2.157 0.036073 * mp12 -3.201 1.763 -1.816 0.075647 . scand1 -5.632 1.876 -3.003 0.004237 ** scand1 -5.632 1.877 0.066589 .	pna1	4.313	2.214	1.948	0.05730		eawr2	3.194	2.254	1.417	0.16202
eawr1 3.554 2.081 1.708 0.09416 . eawr1 4.255 2.066 2.084 0.00420 * scand1 -4.265 2.046 -2.085 0.04240 * scand2 -6.625 2.031 -4.247 9.89e-05 *** scand1 -6.174 2.493 -2.476 0.01685 * polar2 -3.425 2.109 -1.624 0.11086 polar12 -3.179 2.278 -1.396 0.16925 11-й регион: Estimate Std. Error t value Pr(> t) (Intercept) 103.381 1.657 62.396 <2e-16 ***	pna2	-3 769	2 278	-1 655	0 10445		scand12	-6 972	2 282	-3 055	0 00344 **
camin 2.046 2.018 3.053 0.00360 ** eawr12 4.225 2.056 2.054 0.04246 * scand1 -4.265 2.046 -2.085 0.04246 * * scand1 -6.174 2.493 -2.476 0.01685 * polar2 -3.425 2.109 -1.624 0.11086 polar12 -3.179 2.278 -1.396 0.16925 11-й pervol: Estimate Std. Error tvalue Pr(> t) (Intercept) 103.381 1.657 62.396 < 2e-16 ***	eawr 1	3 554	2 081	1 708	0 09/16		oodiidiiL	01072	21202	0.000	0100011
eawr12 4.25 2.066 2.046 -2.085 0.04040 * scand1 -4.265 2.046 -2.085 0.04266 * scand12 -6.174 2.493 -2.476 0.01685 * polar2 -3.425 2.109 -1.624 0.11086 polar12 -3.179 2.278 -1.396 0.16925 11-й p p c ru o H: Estimate Std. Error t value Pr(>[t]) (Intercept) 103.381 1.657 62.396 < 2e-16 ***	cawr?	6 /67	2.001	3 053	0.00360	• •					
eawr12 4.223 2.034 0.04340 * scand1 -4.265 2.046 -2.085 0.04246 * scand2 -8.625 2.031 -4.247 9.89e-05 *** scand12 -6.174 2.493 -2.476 0.01685 * polar2 -3.425 2.109 -1.624 0.11086 polar12 -3.179 2.278 -1.396 0.16925 11-й peruon: Estimate Std. Error t value pr(> t) (Intercept) 103.381 1.657 62.396 2e-16 *** nao1 8.057 1.932 4.169 0.00127 *** nao1 9.879 2.827 3.495 0.002808 * nao12 12.690 2.011 6.310 8.41e-08 *** ea2 7.886 3.048 2.587 0.012582 * ea2 3.553 1.991 1.784 0.080691 ea12 -3.857 2.563 -1.505 0.138515 wp1 -5.528 2.151 -2.570 0.01323 * wp1 -6.381 3.059 -2.086 0.042030 * wp12 -	eawr 10	4 005	2.110	0.050	0.000009						
scand1 -4.265 2.046 -2.045 0.04246 * scand2 -8.625 2.031 -4.247 9.89e-05 *** scand12 -6.174 2.493 -2.476 0.01685 * polar2 -3.425 2.109 -1.624 0.11086 polar12 -3.179 2.278 -1.396 0.16925 11- й регион: Estimate Std. Error t value Pr(> t) (Intercept) 103.381 1.657 62.396 2e-16 *** nao1 8.057 1.932 4.169 0.000127 *** nao1 9.879 2.827 3.495 0.000991 *** nao12 12.690 2.011 6.310 8.41e-08 *** ea2 7.886 3.048 2.587 0.012582 * ea2 3.553 1.991 1.784 0.080691 ea12 -3.857 2.563 -1.505 0.138515 wp1 -5.528 2.151 -2.570 0.01323 * wp1 -6.381 3.059 -2.086 0.042030 * wp2 4.441 2.059 2.157 0.36073 * wp1 <td< td=""><td>eawriz</td><td>4.220</td><td>2.030</td><td>2.004</td><td>0.04040</td><td>*</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td></td<>	eawriz	4.220	2.030	2.004	0.04040	*					
scand2 -8.625 2.031 -4.247 9.89e-05 *** scand12 -6.174 2.493 -2.476 0.01685 * polar2 -3.425 2.109 -1.624 0.11086 polar12 -3.179 2.278 -1.396 0.16925 11-й регион: Estimate Std. Error t value Pr(> t) (Intercept) 103.381 1.657 62.396 <2e-16	scandi	-4.265	2.046	-2.085	0.04246	×					
$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	scand2	-8.625	2.031	-4.247	9.89e-05	***					
polar2 -3.425 2.109 -1.624 0.11086 polar12 -3.179 2.278 -1.396 0.16925 11-й регион: Estimate Std. Error t value Pr(> t) (Intercept) 103.381 1.657 62.396 < 2e-16 *** nao1 8.057 1.932 4.169 0.000127 *** nao1 9.879 2.827 3.495 0.000991 *** nao2 2.681 1.881 1.426 0.160438 nao1 9.879 2.827 3.495 0.000991 *** ea2 3.553 1.991 1.784 0.080691 ea2 7.886 3.048 2.587 0.012582 * ea2 3.553 1.991 1.784 0.080691 ea12 -3.857 2.563 -1.505 0.138515 wp1 -5.528 2.151 -2.570 0.013323 * wp1 -6.381 3.059 -2.086 0.042030 * wp12 -3.201 1.763 -1.816 0.075647 eawr12 -6.369 2.572 -2.477 0.016624 * scand1 </td <td>scand12</td> <td>-6.174</td> <td>2.493</td> <td>-2.476</td> <td>0.01685</td> <td>*</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td>	scand12	-6.174	2.493	-2.476	0.01685	*					
polar12-3.1792.278-1.3960.1692511-й регион:Вани в Std. Error t value Pr(> t)(Intercept)103.3811.65762.396< 2e-16 ***	polar2	-3.425	2.109	-1.624	0.11086						
11-й регион: 12-й регион: Estimate Std. Error t value Pr(> t) Image: Std. Error t value Pr(> t) (Intercept) 103.381 1.657 62.396 2e-16 *** nao1 8.057 1.932 4.169 0.000127 *** nao2 2.681 1.881 1.426 0.160438 nao1 9.879 2.827 3.495 0.000991 *** nao12 12.690 2.011 6.310 8.41e-08 *** ea2 7.886 3.048 2.587 0.012582 * ea2 3.553 1.991 1.784 0.080691 ea12 -3.857 2.563 -1.505 0.138515 wp1 -5.528 2.151 -2.570 0.01323 * wp1 -6.381 3.059 -2.086 0.042030 * wp12 -3.201 1.763 -1.816 0.075647 eawr12 -6.369 2.572 -2.477 0.01624 * pair -5.528 2.021 -1.887 0.065177 scand1 -4.052 2.543 -1.593 0.117309 eawr12 -5.126 1.838 -2.788 0.007569 ** scand12 -	polar12	-3.179	2.278	-1.396	0.16925						
EstimateStd. Errort value $Pr(> t)$ (Intercept)103.3811.65762.396 $2e-16 ***$ (Intercept)117.4812.376 $49.442 < 2e-16 ***nao18.0571.9324.1690.000127 ***nao19.8792.8273.4950.000901 ****nao22.6811.8811.4260.000901 ****nao19.8792.8273.4950.000901 ****nao19.8792.8273.4950.000901 ****nao19.8792.8273.4950.000901 ****nao19.8792.8273.4950.000901 ****nao19.8792.8273.4950.00091 ****nao19.8792.8273.4400.02208 **nao19.8133.059-2.0860.042030 *wp1-3.8152.021$		11	-й реги	ион:				12	-й реги	1он:	
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $		Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t))		Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t)
nao1 8.057 1.932 4.169 0.000127 *** nao1 9.879 2.827 3.495 0.000991 *** nao2 2.681 1.881 1.426 0.160438 nao12 6.140 2.615 2.348 0.022808 * nao12 12.690 2.011 6.310 8.41e-08 *** ea2 7.886 3.048 2.587 0.012582 * ea2 3.553 1.991 1.784 0.080691 ea12 -3.857 2.563 -1.505 0.138515 wp1 -5.528 2.151 -2.570 0.013233 wp1 -6.381 3.059 -2.086 0.042030 * wp2 4.441 2.059 2.157 0.036073 wp2 4.111 2.867 1.434 0.157795 wp12 -3.201 1.763 -1.816 0.075647 eawr12 -6.369 2.572 -2.477 0.016624 * pna12 -3.761 1.817 -2.070 0.043894 scand1 -4.052 2.543 -1.593 0.117309 eawr12 <td>(Intercept)</td> <td>103.381</td> <td>1.657</td> <td>62.396</td> <td>< 2e-16</td> <td>***</td> <td>(Intercept)</td> <td>117.481</td> <td>2.376</td> <td>49.442</td> <td>< 2e-16 ***</td>	(Intercept)	103.381	1.657	62.396	< 2e-16	***	(Intercept)	117.481	2.376	49.442	< 2e-16 ***
nao2 2.681 1.881 1.426 0.160438 nao12 6.140 2.615 2.348 0.022808 * nao12 12.690 2.011 6.310 8.41e-08 *** ea2 7.886 3.048 2.587 0.012582 * ea2 3.553 1.991 1.784 0.080691 ea12 -3.857 2.563 -1.505 0.138515 wp1 -5.528 2.151 -2.570 0.013323 * wp1 -6.381 3.059 -2.086 0.042030 * wp2 4.441 2.059 2.157 0.036073 * wp2 4.111 2.867 1.434 0.157795 wp12 -3.201 1.763 -1.816 0.075647 eawr12 -6.369 2.572 -2.477 0.016624 * pna12 -3.761 1.817 -2.070 0.043894 * scand1 -4.052 2.543 -1.593 0.117309 eawr12 -5.126 1.838 -2.788 0.007569 ** scand12 -9.218 2.703 -3.411 0.001276 ** scand1 -5.632 1.876 -3.003	nao1	8.057	1.932	4.169	0.000127	***	nao1	9.879	2.827	3.495	0.000991 ***
nao12 12.690 2.011 6.310 8.41e-08 *** ea2 7.886 3.048 2.587 0.012582 * ea2 3.553 1.991 1.784 0.080691 ea12 -3.857 2.563 -1.505 0.138515 wp1 -5.528 2.151 -2.570 0.013323 * wp1 -6.381 3.059 -2.086 0.042030 * wp2 4.441 2.059 2.157 0.036073 * wp2 4.111 2.867 1.434 0.157795 wp12 -3.201 1.763 -1.816 0.075647 eawr12 -6.369 2.572 -2.477 0.016624 * pna12 -3.761 1.817 -2.070 0.043894 scand1 -4.052 2.543 -1.593 0.117309 eawr12 -5.126 1.838 -2.788 0.007569 ** scand1 -4.052 2.944 -3.588 0.000747 *** scand1 -5.632 1.876 -3.003 0.004237 ** polar1 6.226 2.956 2.106 0.0401	nao2	2,681	1.881	1.426	0.160438		nao12	6.140	2,615	2.348	0.022808 *
ea2 3.553 1.991 1.784 0.080691 ea12 -3.857 2.563 -1.505 0.138515 wp1 -5.528 2.151 -2.570 0.013323 * wp1 -6.381 3.059 -2.086 0.042030 * wp2 4.441 2.059 2.157 0.036073 * wp2 4.111 2.867 1.434 0.157795 wp12 -3.201 1.763 -1.816 0.075647 eawr12 -6.369 2.572 -2.477 0.016624 * pna12 -3.761 1.817 -2.070 0.043894 * scand1 -4.052 2.543 -1.593 0.117309 eawr12 -5.126 1.838 -2.788 0.007569 ** scand12 -9.218 2.703 -3.411 0.001276 ** scand1 -5.632 1.876 -3.003 0.004237 ** polar1 6.226 2.956 2.106 0.040144 * scand2 -7.910 1.882 -4.202 0.000114 *** scand12 -3.449 1.837 -1.	nao12	12 690	2 011	6 310	8 41e-08	***	ea2	7 886	3 048	2 587	0 012582 *
wp1 -5.528 2.151 -2.570 0.013323 * wp1 -6.381 3.059 -2.086 0.042030 * wp2 4.441 2.059 2.157 0.036073 * wp2 4.111 2.867 1.434 0.157795 wp12 -3.201 1.763 -1.816 0.075647 eawr12 -6.369 2.572 -2.477 0.016624 * pna12 -3.761 1.817 -2.070 0.043894 * scand1 -4.052 2.543 -1.593 0.117309 eawr12 -5.126 1.838 -2.788 0.007569 ** scand1 -9.218 2.703 -3.411 0.001276 ** scand1 -5.632 1.876 -3.003 0.004237 ** polar1 6.226 2.956 2.106 0.040144 * scand2 -7.910 1.882 -4.202 0.000114 **** scand12 -3.449 1.837 -1.877 0.066589 .	ea2	2 552	1 001	1 78/	0 080601		ea12	-2 257	2 562	-1 505	0 138515
wp1 5.320 2.131 -2.370 0.01323 wp1 -6.381 3.039 -2.000 0.042030 * wp2 4.441 2.059 2.157 0.036073 * wp2 4.111 2.867 1.434 0.157795 wp12 -3.201 1.763 -1.816 0.075647 eawr12 -6.369 2.572 -2.477 0.016624 * pna12 -3.761 1.817 -2.070 0.043894 * scand1 -4.052 2.543 -1.593 0.117309 eawr12 -5.3815 2.021 -1.887 0.065177 scand2 -9.414 2.624 -3.588 0.000747 *** eawr12 -5.126 1.838 -2.788 0.007569 ** scand12 -9.218 2.703 -3.411 0.001276 ** scand1 -5.632 1.876 -3.003 0.004237 ** polar1 6.226 2.956 2.106 0.040144 * scand2 -7.910 1.882 -4.202 0.000114 *** scand12 -3.449 1.837 -1.877 0.066589 .	wol	_E E00	0 151	_0 570	0.010000	•	wo1	_6 201	2.000	-2 005	0.00000
wp2 4.441 2.059 2.157 0.05073 * wp2 4.111 2.867 1.434 0.157/95 wp12 -3.201 1.763 -1.816 0.075647 eawr12 -6.369 2.572 -2.477 0.016624 * pna12 -3.761 1.817 -2.070 0.043894 * scand1 -4.052 2.543 -1.593 0.117309 eawr12 -3.815 2.021 -1.887 0.065177 scand2 -9.414 2.624 -3.588 0.000747 *** eawr12 -5.126 1.838 -2.788 0.007569 ** scand12 -9.218 2.703 -3.411 0.001276 ** scand1 -5.632 1.876 -3.003 0.004237 ** polar1 6.226 2.956 2.106 0.040144 * scand2 -7.910 1.882 -4.202 0.000114 *** scand1 6.226 2.956 2.106 0.040144 * polar1 6.226 -3.449 1.837 -1.877 0.066589 .	wp i	-0.028 	2.101	0.457	0.010020	^	wpi wp0	ا ۵۵. ט ^ـ	3.009	-2.000	0.042030 ×
wp12 -3.201 1.763 -1.816 0.075647 eawr12 -6.369 2.572 -2.477 0.016624 * pna12 -3.761 1.817 -2.070 0.043894 * scand1 -4.052 2.543 -1.593 0.117309 eawr2 -3.815 2.021 -1.887 0.065177 scand2 -9.414 2.624 -3.588 0.000747 *** eawr12 -5.126 1.838 -2.788 0.007569 ** scand12 -9.218 2.703 -3.411 0.001276 ** scand1 -5.632 1.876 -3.003 0.004237 ** polar1 6.226 2.956 2.106 0.040144 * scand2 -7.910 1.882 -4.202 0.000114 *** polar1 6.226 2.956 2.106 0.040144 * scand12 -3.178 1.937 -1.641 0.107368 polar2 -3.449 1.837 -1.877 0.066589 .	wp∠	4.441	2.059	2.15/	0.0360/3	×	wpz	4.117	2.867	1.434	0.10//90
pna12 -3.761 1.817 -2.070 0.043894 * scand1 -4.052 2.543 -1.593 0.117309 eawr2 -3.815 2.021 -1.887 0.065177 scand2 -9.414 2.624 -3.588 0.000747 *** eawr12 -5.126 1.838 -2.788 0.007569 ** scand1 -9.218 2.703 -3.411 0.001276 ** scand1 -5.632 1.876 -3.003 0.004237 ** polar1 6.226 2.956 2.106 0.040144 * scand12 -7.910 1.882 -4.202 0.000114 *** polar1 6.226 2.956 2.106 0.040144 * scand12 -3.178 1.937 -1.641 0.107368 polar2 -3.449 1.837 -1.877 0.066589 .	wp12	-3.201	1.763	-1.816	0.0/5647	•	eawr12	-6.369	2.5/2	-2.4//	0.016624 *
eawr2 -3.815 2.021 -1.887 0.065177 scand2 -9.414 2.624 -3.588 0.000747 *** eawr12 -5.126 1.838 -2.788 0.007569 ** scand12 -9.218 2.703 -3.411 0.001276 ** scand1 -5.632 1.876 -3.003 0.004237 ** polar1 6.226 2.956 2.106 0.040144 * scand12 -7.910 1.882 -4.202 0.000114 *** polar1 6.226 2.956 2.106 0.040144 * scand12 -3.178 1.937 -1.641 0.107368 polar2 -3.449 1.837 -1.877 0.066589 .	pna12	-3.761	1.817	-2.070	0.043894	*	scand1	-4.052	2.543	-1.593	0.117309
eawr12 -5.126 1.838 -2.788 0.007569 ** scand1 -9.218 2.703 -3.411 0.001276 ** scand1 -5.632 1.876 -3.003 0.004237 ** polar1 6.226 2.956 2.106 0.040144 * scand2 -7.910 1.882 -4.202 0.000114 *** 6.226 2.956 2.106 0.040144 * scand12 -3.178 1.937 -1.641 0.107368 6.226 0.040144 * polar2 -3.449 1.837 -1.877 0.066589 0.065589 0.065589 0.065589 0.065589	eawr2	-3.815	2.021	-1.887	0.065177		scand2	-9.414	2.624	-3.588	0.000747 ***
scand1 -5.632 1.876 -3.003 0.004237 ** polar1 6.226 2.956 2.106 0.040144 * scand2 -7.910 1.882 -4.202 0.000114 *** 6.226 2.956 2.106 0.040144 * scand12 -3.178 1.937 -1.641 0.107368 6.226 2.956 2.106 0.040144 * polar2 -3.449 1.837 -1.877 0.066589 0.06589 0.06589 0.06589 0.066589	eawr12	-5.126	1.838	-2.788	0.007569	**	scand12	-9.218	2.703	-3.411	0.001276 **
scand2 -7.910 1.882 -4.202 0.000114 *** scand12 -3.178 1.937 -1.641 0.107368 polar2 -3.449 1.837 -1.877 0.066589	scand1	-5.632	1.876	-3.003	0.004237	**	polar1	6.226	2.956	2.106	0.040144 *
scand12 -3.178 1.937 -1.641 0.107368 polar2 -3.449 1.837 -1.877 0.066589 .	scand2	-7.910	1.882	-4.202	0.000114	***					
polar2 -3.449 1.837 -1.877 0.066589 .	scand12	-3.178	1.937	-1.641	0.107368						
	polar2	-3.449	1.837	-1.877	0.066589						

Таблица 2. Характеристики (коэффициенты, статистическая значимость, ст. ошибка) множественной регрессии весенних осадков на циркуляционные индексы в 13-ти квазиоднородных регионаъ в **марте-мае** 1951-2012 гг. Статистическая значимость уровня значимости результатов маркирована: <0.001 – «***», 0.001 – «**», 0.01- «*», 0.05 – «.»,

0.1	-	~	».

		2-й регион:					
	Estimate	Std. Error t value	Pr(> t)		Estimate	Std. Error	t value Pr(> t)
(Intercept)	116.143	2.629 44.170	< 2e-16 ***	(Intercept)	111.147	2.074	53.599 < 2e-16***
nao4	-3.917	2.731 -1.434	0.15710	ea5	4.691	2.177	2.154 0.035705 *
8dw	4.773	2.694 1.772	0.08182 .	pna3	6.542	2.188	2.989 0.004202 **
eawr5	8.358	2,689 3,108	0.00296 **	eawr4	-7.919	2.207	-3.588 0.000718 ***
scand5	-5.736	2.673 -2.146	0.03620 *	scand5	-3.714	2,189	-1.696 0.095576 .
scand3	-6.473	2.754 -2.350	0.02233 *	scand3	-5.205	2.342	-2.222 0.030487 *
scand4	-4.349	2.757 -1.578	0.12029	scand4	-7.344	2.256	-3.255 0.001959 **
				polar5	6.379	2.225	2.867 0.005889 **
	3	3-й регион:			4-	й реги	он:
	Estimate	Std. Error t value	Pr(> t)		Estimate	Std. Error	t value Pr(> t)
(Intercept)	104.298	2.317 45.018	<2e-16 ***	(Intercept)	65.228	2.345	27.813 < 2e-16 ***
nao4	-4.811	2.479 -1.940	0.0577 .	eawr4	9.688	2.457	3.943 0.000216 ***
ea5	4.180	2.435 1.717	0.0918 .	scand3	-11.812	2.518	-4.691 1.66e-05 ***
wp4	-4.187	2.429 -1.724	0.0905 .	polar5	-3.941	2.434	-1.619 0.110761
pna3	4.580	2.618 1.750	0.0860 .	-			
pna4	-3.779	2.614 -1.446	0.1541				
eawr5	6.285	2.410 2.608	0.0118 *				
eawr4	-3.808	2.388 -1.595	0.1168				
scand5	-4.129	2.422 -1.705	0.0941				
scand4	-4.789	2.431 -1.970	0.0541 .				
	Ę	5-й регион:			6-	й реги	он:
	Estimate	Std. Error t value	Pr(> t)		Estimate	Std. Error	t value Pr(> t)
(Intercept)	85.821	2.145 40.009	< 2e-16 ***	(Intercept)	118.727	2.660	44.637 < 2e-16 ***
nao5	-5.140	2.306 -2.229	0.03037 *	nao5	-4.159	2.925	-1.422 0.160789
nao4	-4.989	2.381 -2.096	0.04118 *	ea4	4.971	2.881	1.725 0.090083 .
ea5	5.955	2.305 2.584	0.01274 *	wp4	-4.253	2.727	-1.560 0.124572
ea4	-3.582	2.573 -1.392	0.16997	eawr5	10.607	2.719	3.900 0.000264 ***
Eaw	6.278	2.349 2.673	0.01014 *	eawr4	7.079	2.831	2.500 0.015416 *
wp4	-6.339	2.336 -2.713	0.00911 **	scand3	-6.785	3.131	-2.167 0.034594 *
pna3	6.810	2,803 2,429	0.01876 *	scand4	-9.395	2.874	-3.269 0.001864 **
pna4	-6.879	2.424 -2.838	0.00655 **				
eawr4	-5.277	2.341 -2.254	0.02858 *				
scand5	-6.161	2.375 -2.594	0.01240 *				
polar3	-2 995	2 330 -1 285	0 20461				
polar4	6.044	2.395 2.524	0.01484 *				
porari	7	7-й регион:			8-	й реги	он:
	Estimate	Std. Error t value	Pr(> t)		Estimate	Std. Error	t value Pr(> t)
(Intercept)	127.977	2.653 48.238	<2e-16 ***	(Intercept)	123.149	2.358	52.223 < 2e-16 ***
nao5	-4.541	2.872 -1.581	0.1198	nao5	-4.872	2.612	-1.865 0.067655 .
nao3	-4.862	2.794 -1.740	0.0876 .	ea5	-3.732	2.579	-1.447 0.153742
ea3	-6.342	2.880 -2.202	0.0319 *	ea3	-7.157	2.506	-2.856 0.006111 **
ea4	4.748	2.800 1.696	0.0957 .	wp4	12.904	2.565	5.031 5.96e-06 ***
wp4	4.933	2.928 1.685	0.0978 .	eawr5	4.967	2.509	1.980 0.052926 .
eawr3	-5.601	2.737 -2.047	0.0456 *	eawr3	-6.429	2.513	-2.558 0.013412 *
scand3	-5.809	3.036 -1.914	0.0610 .	scand5	-5.709	2,398	-2.380 0.020921 *
polar3	-6.895	2.984 -2.311	0.0247 *	scand3	-9.291	2.625	-3.539 0.000844 ***
1 * -				nolor/	_1 811	2 517	-1 024 0 050672

9-й регион:						10-	-й реги	он:		
	Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t)		Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t)
(Intercept)	94.695	1.817	52.115	< 2e-16	***	(Intercept)	101.248	2.664	38.000	< 2e-16 ***
nao5	-3.513	2.007	-1.750	0.086313		nao3	-3.545	2.779	-1.275	0.2081
ea5	7.875	1.995	3.948	0.000252	***	ea4	4.831	3.145	1.536	0.1308
ea4	3.953	2.273	1.739	0.088262		wp5	6.104	2.846	2.145	0.0369 *
wp5	-3.568	2.043	-1.747	0.086948		pna3	-5.403	3.132	-1.725	0.0907 .
wp4	-3.423	2.199	-1.557	0.125961		eawr5	4.520	2.907	1.555	0.1263
pna5	-7.043	2.343	-3.007	0.004160	**	eawr3	-4.070	2.833	-1.436	0.1572
pna3	5.161	2.312	2.232	0.030217	*	eawr4	5.301	2.897	1.830	0.0732 .
eawr5	-3.570	2.025	-1.763	0.084179		scand3	-13.312	3.127	-4.257	9.11e-05 ***
eawr3	-2.455	1.949	-1.260	0.213648		scand4	-4.537	3.005	-1.510	0.1373
eawr4	-9.590	2.034	-4.715	2.04e-05	***	polar5	-6.106	2.958	-2.065	0.0442 *
scand5	-2.965	1.985	-1.494	0.141579		polar3	-5.965	2.830	-2.108	0.0401 *
scand4	-7.960	1.959	-4.064	0.000174	***	polar4	-5.396	2.913	-1.853	0.0698 .
polar5	4.066	2.037	1.996	0.051479						
11-й регион:						12-	-й реги	он:		
	Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t)		Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t)
(Intercept)	81.673	2.352	34.731	< 2e-16	***	(Intercept)	113.287	2.893	39.160	< 2e-16 ***
ea3	3.888	2.516	1.546	0.1280		nao3	-7.537	3.129	-2.408	0.01947 *
wp3	4.553	2.623	1.735	0.0884		nao4	-4.198	3.058	-1.373	0.17553
eawr5	-3.688	2.502	-1.474	0.1463		ea5	-5.101	3.126	-1.632	0.10858
eawr4	8.001	2.476	3.232	0.0021	**	wp4	6.264	3.213	1.949	0.05646 .
scand3	-11.636	2.712	-4.290	7.44e-05	***	pna4	4.134	3.005	1.376	0.17452
scand4	3.733	2.698	1.383	0.1722		eawr3	-10.271	3.017	-3.404	0.00126 **
polar5	-3.829	2.613	-1.466	0.1486		polar3	-5.761	3.079	-1.871	0.06677 .
polar3	-3.517	2.559	-1.374	0.1750		polar4	-4.612	3.069	-1.503	0.13866
	1	3-й рег	ион:							
	Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t)					
(Intercept)	96.881	1.936	50.035	< 2e-16	***					
nao4	-4.036	2.061	-1.958	0.05545						
wp3	6.098	2.025	3.012	0.00397	**					
wp4	-5.231	2.091	-2.502	0.01547	*					
pna3	6.380	2.088	3.056	0.00351	**					
eawr4	-6.987	2.064	-3.385	0.00135	**					
scand5	-3.305	2.034	-1.625	0.11007						
scand3	-6.275	2.126	-2.952	0.00470	**					
polar5	5.395	2.050	2.631	0.01112	*					
polar4	3.185	2.151	1.481	0.14465						

Таблица 2. (окончание)

Таблица 3. Характеристики (коэффициенты, статистическая значимость, ст. ошибка) множественной регрессии летних осадков на циркуляционные индексы в 13-ти квазиоднородных регионаъ в **июне-августе** 1951-2012 гг. Статистическая значимость уровня значимости результатов маркирована: <0.001 – «***», 0.001 – «**», 0.01- «*», 0.05 – «.»,

0.1	-	«	»».	
-----	---	---	-----	--

	1	-й реги	ион:			2-	й реги	о н:	
	Fstimate	Std. Frror	t value	Pr(> †)		Estimate	Std. Frror	t value	Pr(> t)
(Intercept)	225 901	4 378	51 602	< 2e-16 ***	(Intercent)	184 922	2 717	68 049	< 2e-16 ***
nao7	-14 567	4 967	-2 933	0 00506 **	nao6	-10 706	3 138	-3 412	0 001257 **
ea6	-7 018	5 262	-1 334	0 18833	ea8	-11 638	3 097	-3 758	0 000435 ***
wp6	10 306	4 643	2 210	0.03102 *	ea6	-5 807	2 961	-1 961	0.055209
npa	-8 224	4.040	_1 715	0.00102 *	wp6	-0.081	2.001	-3 /26	0.001204 **
phao	-6 474	4.795	-1 360	0.03232 .	wp0 wp7	10 236	2.910	3 151	0.001204 **
eawr6	-8 155	4.701	-1 607	0.00585	apwr 8	-5 470	3 037	-1 801	0.077432
eawr 7	-0.100	4.004 5.177	1.087	0.09303 .	eawr 7	-6 407	2 074	-0 114	0.077452 .
eawi /	10.922	5.177	-1.723			-0.497	3.074	-2.114	0.009007 *
scando	11 050	5.109	-2.000	0.01003 *	scando	-0.909	3.004	-2.200	0.020301 *
scando	7 016	0.037 4 EE1	-2.234	0.02997 *	scando	-0.743	3.095	-2.020	0.000009 **
scanu7	-7.910	4.001	-1.739	0.100014 .	scandr	-9.157	2.102	-3.292	0.001792 **
polaro	7.964	5.18/	1.530	0.13096					
polar/	-25.513	4.843	-5.268	2.93e-06 ***					
		З-й реги	ион	- (1.1)		4-	й реги	он:	- ().)
	Estimate	Std. Error	t value	Pr(>[t])		Estimate	Std. Error	t value	Pr(>[t])
(Intercept)	223.410	4.278	52.226	< 2e-16 ***	(Intercept)	75.696	3.277	23.097	<2e-16 ***
nao8	-13.911	4.575	-3.041	0.00361 **	wp7	4.827	3.456	1.397	0.168
nao7	-11.791	4.561	-2.585	0.01242 *	scand8	-5.133	3.456	-1.485	0.143
ea8	7.966	4.704	1.693	0.09602 .					
eawr6	-11.368	4.493	-2.530	0.01429 *					
scand7	9.970	4.626	2.155	0.03554 *					
polar8	-12.246	5.016	-2.441	0.01788 *					
polar7	-14.142	4.760	-2.971	0.00439 **					
	5	-й реги	ион:			6-	й реги	о н:	
							1		
	Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t)		Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t)
(Intercept)	Estimate 69.502	Std. Error 3.099	t value 22.426	Pr(> t) < 2e-16 ***	(Intercept)	Estimate 196.070	Std. Error 4.725	t value 41.493	Pr(> t) < 2e-16 ***
(Intercept) nao8	Estimate 69.502 -6.204	Std. Error 3.099 3.266	t value 22.426 -1.900	Pr(> t) < 2e-16 *** 0.06315 .	(Intercept) nao7	Estimate 196.070 -12.688	Std. Error 4.725 5.123	t value 41.493 -2.477	Pr(> t) < 2e-16 *** 0.016353 *
(Intercept) nao8 nao6	Estimate 69.502 -6.204 5.616	Std. Error 3.099 3.266 3.636	t value 22.426 -1.900 1.545	Pr(> t) < 2e-16 *** 0.06315 . 0.12861	(Intercept) nao7 wp7	Estimate 196.070 -12.688 8.687	Std. Error 4.725 5.123 5.424	t value 41.493 -2.477 1.602	Pr(> t) < 2e-16 *** 0.016353 * 0.114931
(Intercept) nao8 nao6 pna8	Estimate 69.502 -6.204 5.616 5.545	Std. Error 3.099 3.266 3.636 3.407	t value 22.426 -1.900 1.545 1.628	Pr(> t) < 2e-16 *** 0.06315 . 0.12861 0.10976	(Intercept) nao7 wp7 eawr8	Estimate 196.070 -12.688 8.687 -7.640	Std. Error 4.725 5.123 5.424 5.169	t value 41.493 -2.477 1.602 -1.478	Pr(> t) < 2e-16 *** 0.016353 * 0.114931 0.145048
(Intercept) nao8 nao6 pna8 pna6	Estimate 69.502 -6.204 5.616 5.545 -4.391	Std. Error 3.099 3.266 3.636 3.407 3.371	t value 22.426 -1.900 1.545 1.628 -1.302	Pr(> t) < 2e-16 *** 0.06315 . 0.12861 0.10976 0.19866	(Intercept) nao7 wp7 eawr8 eawr7	Estimate 196.070 -12.688 8.687 -7.640 -19.193	Std. Error 4.725 5.123 5.424 5.169 5.144	t value 41.493 -2.477 1.602 -1.478 -3.731	Pr(> t) < 2e-16 *** 0.016353 * 0.114931 0.145048 0.000453 ***
(Intercept) nao8 nao6 pna8 pna6 eawr8	Estimate 69.502 -6.204 5.616 5.545 -4.391 5.072	Std. Error 3.099 3.266 3.636 3.407 3.371 3.309	t value 22.426 -1.900 1.545 1.628 -1.302 1.533	Pr(> t) < 2e-16 *** 0.06315 . 0.12861 0.10976 0.19866 0.13149	(Intercept) nao7 wp7 eawr8 eawr7 scand8	Estimate 196.070 -12.688 8.687 -7.640 -19.193 -11.343	Std. Error 4.725 5.123 5.424 5.169 5.144 5.453	t value 41.493 -2.477 1.602 -1.478 -3.731 -2.080	Pr(> t) < 2e-16 *** 0.016353 * 0.114931 0.145048 0.000453 *** 0.042170 *
(Intercept) nao8 nao6 pna8 pna6 eawr8 eawr8 eawr6	Estimate 69.502 -6.204 5.616 5.545 -4.391 5.072 9.596	Std. Error 3.099 3.266 3.636 3.407 3.371 3.309 3.456	t value 22.426 -1.900 1.545 1.628 -1.302 1.533 2.777	Pr(> t) < 2e-16 *** 0.06315 . 0.12861 0.10976 0.19866 0.13149 0.00767 **	(Intercept) nao7 wp7 eawr8 eawr7 scand8 scand7	Estimate 196.070 -12.688 8.687 -7.640 -19.193 -11.343 -8.577	Std. Error 4.725 5.123 5.424 5.169 5.144 5.453 4.859	t value 41.493 -2.477 1.602 -1.478 -3.731 -2.080 -1.765	<pre>Pr(> t) < 2e-16 *** 0.016353 * 0.114931 0.145048 0.000453 *** 0.042170 * 0.083121 .</pre>
(Intercept) nao8 nao6 pna8 pna6 eawr8 eawr6 eawr7	Estimate 69.502 -6.204 5.616 5.545 -4.391 5.072 9.596 5.350	Std. Error 3.099 3.266 3.636 3.407 3.371 3.309 3.456 3.524	t value 22.426 -1.900 1.545 1.628 -1.302 1.533 2.777 1.518	Pr(> t) < 2e-16 *** 0.06315 . 0.12861 0.10976 0.19866 0.13149 0.00767 ** 0.13510	(Intercept) nao7 wp7 eawr8 eawr7 scand8 scand7 polar7	Estimate 196.070 -12.688 8.687 -7.640 -19.193 -11.343 -8.577 -10.872	Std. Error 4.725 5.123 5.424 5.169 5.144 5.453 4.859 4.857	t value 41.493 -2.477 1.602 -1.478 -3.731 -2.080 -1.765 -2.238	Pr(> t) < 2e-16 *** 0.016353 * 0.114931 0.145048 0.000453 *** 0.042170 * 0.083121 . 0.029268 *
(Intercept) nao8 nao6 pna8 pna6 eawr8 eawr6 eawr7 scand8	Estimate 69.502 -6.204 5.616 5.545 -4.391 5.072 9.596 5.350 -10.137	Std. Error 3.099 3.266 3.636 3.407 3.371 3.309 3.456 3.524 3.481	t value 22.426 -1.900 1.545 1.628 -1.302 1.533 2.777 1.518 -2.912	Pr(> 1) < 2e-16 *** 0.06315 . 0.12861 0.10976 0.19866 0.13149 0.00767 ** 0.13510 0.00531 **	(Intercept) nao7 wp7 eawr8 eawr7 scand8 scand7 polar7	Estimate 196.070 -12.688 8.687 -7.640 -19.193 -11.343 -8.577 -10.872	Std. Error 4.725 5.123 5.424 5.169 5.144 5.453 4.859 4.857	t value 41.493 -2.477 1.602 -1.478 -3.731 -2.080 -1.765 -2.238	Pr(> t) < 2e-16 *** 0.016353 * 0.114931 0.145048 0.000453 *** 0.042170 * 0.083121 . 0.029268 *
(Intercept) nao8 nao6 pna8 pna6 eawr8 eawr6 eawr7 scand8 scand6	Estimate 69.502 -6.204 5.616 5.545 -4.391 5.072 9.596 5.350 -10.137 -6.818	Std. Error 3.099 3.266 3.636 3.407 3.371 3.309 3.456 3.524 3.481 3.468	t value 22.426 -1.900 1.545 1.628 -1.302 1.533 2.777 1.518 -2.912 -1.966	Pr(> 1) < 2e-16 *** 0.06315 . 0.12861 0.10976 0.19866 0.13149 0.00767 ** 0.13510 0.00531 ** 0.05474 .	(Intercept) nao7 wp7 eawr8 eawr7 scand8 scand7 polar7	Estimate 196.070 -12.688 8.687 -7.640 -19.193 -11.343 -8.577 -10.872	Std. Error 4.725 5.123 5.424 5.169 5.144 5.453 4.859 4.857	t value 41.493 -2.477 1.602 -1.478 -3.731 -2.080 -1.765 -2.238	Pr(> t) < 2e-16 *** 0.016353 * 0.114931 0.145048 0.000453 *** 0.042170 * 0.083121 . 0.029268 *
(Intercept) nao8 nao6 pna8 pna6 eawr8 eawr6 eawr7 scand8 scand6 scand7	Estimate 69.502 -6.204 5.616 5.545 -4.391 5.072 9.596 5.350 -10.137 -6.818 6.580	Std. Error 3.099 3.266 3.636 3.407 3.371 3.309 3.456 3.524 3.481 3.468 3.215	t value 22.426 -1.900 1.545 1.628 -1.302 1.533 2.777 1.518 -2.912 -1.966 2.047	Pr(> 1) < 2e-16 *** 0.06315 . 0.12861 0.10976 0.19866 0.13149 0.00767 ** 0.13510 0.00531 ** 0.05474 . 0.04585 *	(Intercept) nao7 wp7 eawr8 eawr7 scand8 scand7 polar7	Estimate 196.070 -12.688 8.687 -7.640 -19.193 -11.343 -8.577 -10.872	Std. Error 4.725 5.123 5.424 5.169 5.144 5.453 4.859 4.857	t value 41.493 -2.477 1.602 -1.478 -3.731 -2.080 -1.765 -2.238	<pre>Pr(> t) < 2e-16 *** 0.016353 * 0.114931 0.145048 0.000453 *** 0.042170 * 0.083121 . 0.029268 *</pre>
(Intercept) nao8 nao6 pna8 pna6 eawr8 eawr6 eawr7 scand8 scand6 scand7 polar8	Estimate 69.502 -6.204 5.616 5.545 -4.391 5.072 9.596 5.350 -10.137 -6.818 6.580 -5.015	Std. Error 3.099 3.266 3.636 3.407 3.371 3.309 3.456 3.524 3.481 3.468 3.215 3.491	t value 22.426 -1.900 1.545 1.628 -1.302 1.533 2.777 1.518 -2.912 -1.966 2.047 -1.437	Pr(> 1) < 2e-16 *** 0.06315 . 0.12861 0.10976 0.19866 0.13149 0.00767 ** 0.13510 0.00531 ** 0.05474 . 0.04585 * 0.15693	(Intercept) nao7 wp7 eawr8 eawr7 scand8 scand7 polar7	Estimate 196.070 -12.688 8.687 -7.640 -19.193 -11.343 -8.577 -10.872	Std. Error 4.725 5.123 5.424 5.169 5.144 5.453 4.859 4.857	t value 41.493 -2.477 1.602 -1.478 -3.731 -2.080 -1.765 -2.238	<pre>Pr(> t) < 2e-16 *** 0.016353 * 0.114931 0.145048 0.000453 *** 0.042170 * 0.083121 . 0.029268 *</pre>
(Intercept) nao8 nao6 pna8 pna6 eawr8 eawr6 eawr7 scand8 scand6 scand7 polar8	Estimate 69.502 -6.204 5.616 5.545 -4.391 5.072 9.596 5.350 -10.137 -6.818 6.580 -5.015	Std. Error 3.099 3.266 3.636 3.407 3.371 3.309 3.456 3.524 3.481 3.468 3.215 3.491 2-й реги	t value 22.426 -1.900 1.545 1.628 -1.302 1.533 2.777 1.518 -2.912 -1.966 2.047 -1.437	Pr(> 1) < 2e-16 *** 0.06315 . 0.12861 0.10976 0.19866 0.13149 0.00767 ** 0.13510 0.00531 ** 0.05474 . 0.04585 * 0.15693	(Intercept) nao7 wp7 eawr8 eawr7 scand8 scand7 polar7	Estimate 196.070 -12.688 8.687 -7.640 -19.193 -11.343 -8.577 -10.872	Std. Error 4.725 5.123 5.424 5.169 5.144 5.453 4.859 4.857 Й реги	t value 41.493 -2.477 1.602 -1.478 -3.731 -2.080 -1.765 -2.238	<pre>Pr(> t) < 2e-16 *** 0.016353 * 0.114931 0.145048 0.000453 *** 0.042170 * 0.083121 . 0.029268 *</pre>
(Intercept) nao8 nao6 pna8 pna6 eawr8 eawr6 eawr7 scand8 scand6 scand7 polar8	Estimate 69.502 -6.204 5.616 5.545 -4.391 5.072 9.596 5.350 -10.137 -6.818 6.580 -5.015 7 Estimate	Std. Error 3.099 3.266 3.636 3.407 3.371 3.309 3.456 3.524 3.481 3.468 3.215 3.491 У-й реги Std. Error	t value 22.426 -1.900 1.545 1.628 -1.302 1.533 2.777 1.518 -2.912 -1.966 2.047 -1.437 4 O H : t value	<pre>Pr(> t) < 2e-16 *** 0.06315 . 0.12861 0.10976 0.19866 0.13149 0.00767 ** 0.13510 0.00531 ** 0.05474 . 0.04585 * 0.15693 </pre>	(Intercept) nao7 wp7 eawr8 eawr7 scand8 scand7 polar7	Estimate 196.070 -12.688 8.687 -7.640 -19.193 -11.343 -8.577 -10.872 8- Estimate	Std. Error 4.725 5.123 5.424 5.169 5.144 5.453 4.859 4.857 Й реги Std. Error	t value 41.493 -2.477 1.602 -1.478 -3.731 -2.080 -1.765 -2.238 он: t value	<pre>Pr(> t) < 2e-16 *** 0.016353 * 0.114931 0.145048 0.000453 *** 0.042170 * 0.083121 . 0.029268 * </pre>
(Intercept) nao8 nao6 pna8 pna6 eawr8 eawr6 eawr7 scand8 scand6 scand7 polar8	Estimate 69.502 -6.204 5.616 5.545 -4.391 5.072 9.596 5.350 -10.137 -6.818 6.580 -5.015 7 Estimate 168.070	Std. Error 3.099 3.266 3.636 3.407 3.371 3.309 3.456 3.524 3.481 3.468 3.215 3.491 ⁷ -й реги Std. Error 3.830	t value 22.426 -1.900 1.545 1.628 -1.302 1.533 2.777 1.518 -2.912 -1.966 2.047 -1.437 × o H: t value 43.888	<pre>Pr(> t) < 2e-16 *** 0.06315 . 0.12861 0.10976 0.19866 0.13149 0.00767 ** 0.13510 0.00531 ** 0.05474 . 0.04585 * 0.15693 </pre> Pr(> t) < 2e-16 ***	(Intercept) nao7 wp7 eawr8 eawr7 scand8 scand7 polar7 (Intercept)	Estimate 196.070 -12.688 8.687 -7.640 -19.193 -11.343 -8.577 -10.872 8- Estimate 176.346	Std. Error 4.725 5.123 5.424 5.169 5.144 5.453 4.859 4.857 Й реги Std. Std. Error 3.880 3.880	t value 41.493 -2.477 1.602 -1.478 -3.731 -2.080 -1.765 -2.238 о н: t value 45.451	<pre>Pr(> t) < 2e-16 *** 0.016353 * 0.114931 0.145048 0.000453 *** 0.042170 * 0.083121 . 0.029268 * </pre> <pre>Pr(> t) < 2e-16 ***</pre>
(Intercept) nao8 nao6 pna8 pna6 eawr8 eawr6 eawr7 scand8 scand6 scand7 polar8	Estimate 69.502 -6.204 5.616 5.545 -4.391 5.072 9.596 5.350 -10.137 -6.818 6.580 -5.015 7 Estimate 168.070 7.161	Std. Error 3.099 3.266 3.636 3.407 3.371 3.309 3.456 3.524 3.481 3.468 3.215 3.491 2-й реги Std. Error 3.830 4.410	t value 22.426 -1.900 1.545 1.628 -1.302 1.533 2.777 1.518 -2.912 -1.966 2.047 -1.437 t value 43.888 1.624	<pre>Pr(> t) < 2e-16 *** 0.06315 . 0.12861 0.10976 0.19866 0.13149 0.00767 ** 0.13510 0.00531 ** 0.05474 . 0.04585 * 0.15693 Pr(> t) < 2e-16 *** 0.11035</pre>	(Intercept) nao7 wp7 eawr8 eawr7 scand8 scand7 polar7 (Intercept) wp6	Estimate 196.070 -12.688 8.687 -7.640 -19.193 -11.343 -8.577 -10.872 8- Estimate 176.346 12.024	Std. Error 4.725 5.123 5.424 5.169 5.144 5.453 4.859 4.857 Й реги 857 Std. Error 3.880 3.959	t value 41.493 -2.477 1.602 -1.478 -3.731 -2.080 -1.765 -2.238 0 H: t value 45.451 3.037	<pre>Pr(> t) < 2e-16 *** 0.016353 * 0.114931 0.145048 0.000453 *** 0.042170 * 0.083121 . 0.029268 * </pre> <pre>Pr(> t) < 2e-16 *** 0.00362 **</pre>
(Intercept) nao8 nao6 pna8 pna6 eawr8 eawr6 eawr7 scand8 scand6 scand7 polar8 (Intercept) nao6 ea8	Estimate 69.502 -6.204 5.616 5.545 -4.391 5.072 9.596 5.350 -10.137 -6.818 6.580 -5.015 7 Estimate 168.070 7.161 -7.808	Std. Error 3.099 3.266 3.636 3.407 3.371 3.309 3.456 3.524 3.481 3.468 3.215 3.491 С-Й реги Std. Error 3.830 4.410 4.239	t value 22.426 -1.900 1.545 1.628 -1.302 1.533 2.777 1.518 -2.912 -1.966 2.047 -1.437 4 O H : t value 43.888 1.624 -1.842	<pre>Pr(> t) < 2e-16 *** 0.06315 . 0.12861 0.10976 0.19866 0.13149 0.00767 ** 0.13510 0.00531 ** 0.05474 . 0.04585 * 0.15693 Pr(> t) < 2e-16 *** 0.11035 0.07110 .</pre>	(Intercept) nao7 wp7 eawr8 eawr7 scand8 scand7 polar7 (Intercept) wp6 pna8	Estimate 196.070 -12.688 8.687 -7.640 -19.193 -11.343 -8.577 -10.872 8- Estimate 176.346 12.024 -7.271	Std. Error 4.725 5.123 5.424 5.169 5.144 5.453 4.859 4.857 Й реги Std. Std. Error 3.880 3.959 4.328 4.328	t value 41.493 -2.477 1.602 -1.478 -3.731 -2.080 -1.765 -2.238 0 H: t value 45.451 3.037 -1.680	<pre>Pr(> t) < 2e-16 *** 0.016353 * 0.114931 0.145048 0.000453 *** 0.042170 * 0.083121 . 0.029268 * </pre> Pr(> t) < 2e-16 *** 0.00362 ** 0.09854 .
(Intercept) nao8 nao6 pna8 pna6 eawr8 eawr6 eawr7 scand8 scand6 scand7 polar8 (Intercept) nao6 ea8 wp6	Estimate 69.502 -6.204 5.616 5.545 -4.391 5.072 9.596 5.350 -10.137 -6.818 6.580 -5.015 7 Estimate 168.070 7.161 -7.808 5.547	Std. Error 3.099 3.266 3.636 3.407 3.371 3.309 3.456 3.524 3.481 3.468 3.215 3.491 2-й реги Std. Error 3.830 4.410 4.239 3.956	t value 22.426 -1.900 1.545 1.628 -1.302 1.533 2.777 1.518 -2.912 -1.966 2.047 -1.437 t value 43.888 1.624 -1.842 1.402	<pre>Pr(> t) < 2e-16 *** 0.06315 . 0.12861 0.10976 0.19866 0.13149 0.00767 ** 0.13510 0.00531 ** 0.05474 . 0.04585 * 0.15693 Pr(> t) < 2e-16 *** 0.11035 0.07110 . 0.16673</pre>	(Intercept) nao7 wp7 eawr8 eawr7 scand8 scand7 polar7 (Intercept) wp6 pna8 pna6	Estimate 196.070 -12.688 8.687 -7.640 -19.193 -11.343 -8.577 -10.872 8- Estimate 176.346 12.024 -7.271 8.666	Std. Error 4.725 5.123 5.424 5.169 5.144 5.453 4.859 4.857 Й реги 857 Std. Error 3.880 3.959 4.328 3.987	t value 41.493 -2.477 1.602 -1.478 -3.731 -2.080 -1.765 -2.238 0 H: t value 45.451 3.037 -1.680 2.174	<pre>Pr(> t) < 2e-16 *** 0.016353 * 0.114931 0.145048 0.000453 *** 0.042170 * 0.083121 . 0.029268 * Pr(> t) < 2e-16 *** 0.00362 ** 0.09854 . 0.03397 *</pre>
(Intercept) nao8 nao6 pna8 pna6 eawr8 eawr6 eawr7 scand8 scand6 scand7 polar8 (Intercept) nao6 ea8 wp6 pna6	Estimate 69.502 -6.204 5.616 5.545 -4.391 5.072 9.596 5.350 -10.137 -6.818 6.580 -5.015 7 Estimate 168.070 7.161 -7.808 5.547 -6.028	Std. Error 3.099 3.266 3.636 3.407 3.371 3.309 3.456 3.524 3.481 3.468 3.215 3.491 ⁷ -Й реги Std. Error 3.830 4.410 4.239 3.956 4.054	t value 22.426 -1.900 1.545 1.628 -1.302 1.533 2.777 1.518 -2.912 -1.966 2.047 -1.437 t value 43.888 1.624 -1.842 1.402 -1.487	<pre>Pr(> t) < 2e-16 *** 0.06315 . 0.12861 0.10976 0.19866 0.13149 0.00767 ** 0.13510 0.00531 ** 0.05474 . 0.04585 * 0.15693 Pr(> t) < 2e-16 *** 0.11035 0.07110 . 0.16673 0.14294</pre>	(Intercept) nao7 wp7 eawr8 eawr7 scand8 scand7 polar7 (Intercept) wp6 pna8 pna6 scand7	Estimate 196.070 -12.688 8.687 -7.640 -19.193 -11.343 -8.577 -10.872 8- Estimate 176.346 12.024 -7.271 8.666 9.998	Std. Error 4.725 5.123 5.424 5.169 5.144 5.453 4.859 4.857 Й реги 4.857 Std. Error 3.880 3.959 4.328 3.987 4.088 4.088	t value 41.493 -2.477 1.602 -1.478 -3.731 -2.080 -1.765 -2.238 0 H: t value 45.451 3.037 -1.680 2.174 2.446	<pre>Pr(> t) < 2e-16 *** 0.016353 * 0.114931 0.145048 0.000453 *** 0.042170 * 0.083121 . 0.029268 * Pr(> t) < 2e-16 *** 0.00362 ** 0.09854 . 0.03397 * 0.01761 *</pre>
(Intercept) nao8 nao6 pna8 pna6 eawr8 eawr6 eawr7 scand8 scand6 scand7 polar8 (Intercept) nao6 ea8 wp6 pna6 eawr8	Estimate 69.502 -6.204 5.616 5.545 -4.391 5.072 9.596 5.350 -10.137 -6.818 6.580 -5.015 7 Estimate 168.070 7.161 -7.808 5.547 -6.028 12.353	Std. Error 3.099 3.266 3.636 3.407 3.371 3.309 3.456 3.524 3.481 3.468 3.215 3.491 '- й реги Std. Error 3.830 4.410 4.239 3.956 4.054 4.058	t value 22.426 -1.900 1.545 1.628 -1.302 1.533 2.777 1.518 -2.912 -1.966 2.047 -1.437 t value 43.888 1.624 -1.842 1.402 -1.487 3.044	<pre>Pr(> t) < 2e-16 *** 0.06315 . 0.12861 0.10976 0.19866 0.13149 0.00767 ** 0.13510 0.00531 ** 0.05474 . 0.04585 * 0.15693 Pr(> t) < 2e-16 *** 0.11035 0.07110 . 0.16673 0.14294 0.00363 **</pre>	(Intercept) nao7 wp7 eawr8 eawr7 scand8 scand7 polar7 (Intercept) wp6 pna8 pna6 scand7 polar8	Estimate 196.070 -12.688 8.687 -7.640 -19.193 -11.343 -8.577 -10.872 8- Estimate 176.346 12.024 -7.271 8.666 9.998 14.923	Std. Error 4.725 5.123 5.424 5.169 5.144 5.453 4.859 4.857 Й реги 4.857 Std. Error 3.880 3.959 4.328 3.987 4.088 4.634	t value 41.493 -2.477 1.602 -1.478 -3.731 -2.080 -1.765 -2.238 0 H: t value 45.451 3.037 -1.680 2.174 2.446 3.220	<pre>Pr(> t) < 2e-16 *** 0.016353 * 0.114931 0.145048 0.000453 *** 0.042170 * 0.083121 . 0.029268 * Pr(> t) < 2e-16 *** 0.00362 ** 0.00362 ** 0.003397 * 0.01761 * 0.00213 **</pre>
(Intercept) nao8 nao6 pna8 pna6 eawr8 eawr6 eawr7 scand8 scand6 scand7 polar8 (Intercept) nao6 ea8 wp6 pna6 eawr8 eawr7	Estimate 69.502 -6.204 5.616 5.545 -4.391 5.072 9.596 5.350 -10.137 -6.818 6.580 -5.015 7 Estimate 168.070 7.161 -7.808 5.547 -6.028 12.353 14.055	Std. Error 3.099 3.266 3.636 3.407 3.371 3.309 3.456 3.524 3.481 3.481 3.468 3.215 3.491 '-й реги Std. Error 3.830 4.410 4.239 3.956 4.054 4.058 4.343	t value 22.426 -1.900 1.545 1.628 -1.302 1.533 2.777 1.518 -2.912 -1.966 2.047 -1.437 t value 43.888 1.624 -1.842 1.402 -1.487 3.044 3.236	<pre>Pr(> t) < 2e-16 *** 0.06315 . 0.12861 0.10976 0.19866 0.13149 0.00767 ** 0.13510 0.00531 ** 0.05474 . 0.04585 * 0.15693 Pr(> t) < 2e-16 *** 0.11035 0.07110 . 0.16673 0.14294 0.00363 ** 0.00209 **</pre>	(Intercept) nao7 wp7 eawr8 eawr7 scand8 scand7 polar7 (Intercept) wp6 pna8 pna6 scand7 polar8 polar7	Estimate 196.070 -12.688 8.687 -7.640 -19.193 -11.343 -8.577 -10.872 8.577 -10.872 8.577 -10.872 8.666 9.998 14.923 -7.500	Std. Error 4.725 5.123 5.424 5.169 5.144 5.453 4.859 4.857 Й реги 4.857 Štd. Error 3.880 3.959 4.328 3.987 4.088 4.634	t value 41.493 -2.477 1.602 -1.478 -3.731 -2.080 -1.765 -2.238 0 H: t value 45.451 3.037 -1.680 2.174 2.446 3.220 -1.737	<pre>Pr(> t) < 2e-16 *** 0.016353 * 0.114931 0.145048 0.000453 *** 0.042170 * 0.083121 . 0.029268 * Pr(> t) < 2e-16 *** 0.00362 ** 0.00362 ** 0.003854 . 0.003397 * 0.01761 * 0.00213 ** 0.08792</pre>
(Intercept) nao8 nao6 pna8 pna6 eawr8 eawr6 eawr7 scand8 scand6 scand7 polar8 (Intercept) nao6 ea8 wp6 pna6 eawr8 eawr7 scand8	Estimate 69.502 -6.204 5.616 5.545 -4.391 5.072 9.596 5.350 -10.137 -6.818 6.580 -5.015 7 Estimate 168.070 7.161 -7.808 5.547 -6.028 12.353 14.055 -13.736	Std. Error 3.099 3.266 3.636 3.407 3.371 3.309 3.456 3.524 3.481 3.468 3.215 3.491 2'-й реги Std. Error 3.830 4.410 4.239 3.956 4.054 4.058 4.343 4.271	t value 22.426 -1.900 1.545 1.628 -1.302 1.533 2.777 1.518 -2.912 -1.966 2.047 -1.437 t value 43.888 1.624 -1.842 1.402 -1.487 3.044 3.236 -3.216	Pr(> t) < 2e-16 *** 0.06315 . 0.12861 0.10976 0.19866 0.13149 0.00767 ** 0.13510 0.00531 ** 0.05474 . 0.05474 . 0.05474 . 0.05475 * 0.15693 Pr(> t) < 2e-16 *** 0.11035 0.07110 . 0.16673 0.14294 0.00363 ** 0.00209 ** 0.00221 **	(Intercept) nao7 wp7 eawr8 eawr7 scand8 scand7 polar7 (Intercept) wp6 pna8 pna6 scand7 polar8 polar7	Estimate 196.070 -12.688 8.687 -7.640 -19.193 -11.343 -8.577 -10.872 8.577 -10.872 8.577 -10.872 8.67 176.346 12.024 -7.271 8.666 9.998 14.923 -7.500	Std. Error 4.725 5.123 5.424 5.169 5.144 5.453 4.859 4.857 Xtd. Error 3.880 3.959 4.328 3.987 4.088 4.634 4.318	t value 41.493 -2.477 1.602 -1.478 -3.731 -2.080 -1.765 -2.238 0 H: t value 45.451 3.037 -1.680 2.174 2.446 3.220 -1.737	<pre>Pr(> t) < 2e-16 *** 0.016353 * 0.114931 0.145048 0.000453 *** 0.042170 * 0.083121 . 0.029268 * Pr(> t) < 2e-16 *** 0.00362 ** 0.00362 ** 0.00397 * 0.01761 * 0.00213 ** 0.08792 .</pre>
(Intercept) nao8 nao6 pna8 pna6 eawr8 eawr6 eawr7 scand8 scand6 scand7 polar8 (Intercept) nao6 ea8 wp6 pna6 eawr8 eawr7 scand8 scand6	Estimate 69.502 -6.204 5.616 5.545 -4.391 5.072 9.596 5.350 -10.137 -6.818 6.580 -5.015 7 Estimate 168.070 7.161 -7.808 5.547 -6.028 12.353 14.055 -13.736 -12.658	Std. Error 3.099 3.266 3.636 3.407 3.371 3.309 3.456 3.524 3.481 3.468 3.215 3.491 У-й реги Std. Error 3.830 4.410 4.239 3.956 4.058 4.058 4.343 4.271 4.371	t value 22.426 -1.900 1.545 1.628 -1.302 1.533 2.777 1.518 -2.912 -1.966 2.047 -1.437 t value 43.888 1.624 -1.842 1.402 -1.487 3.044 3.236 -3.216 -2.896	Pr(> t) < 2e-16 *** 0.06315 . 0.12861 0.10976 0.19866 0.13149 0.00767 ** 0.13510 0.00531 ** 0.05474 . 0.05474 . 0.04585 * 0.15693 Pr(> t) < 2e-16 *** 0.11035 0.07110 . 0.16673 0.14294 0.00363 ** 0.00209 ** 0.00221 ** 0.00249 **	(Intercept) nao7 wp7 eawr8 eawr7 scand8 scand7 polar7 (Intercept) wp6 pna8 pna6 scand7 polar8 polar7	Estimate 196.070 -12.688 8.687 -7.640 -19.193 -11.343 -8.577 -10.872 8.577 -10.872 8.577 -10.872 8.666 9.998 14.923 -7.500	Std. Error 4.725 5.123 5.424 5.169 5.144 5.453 4.859 4.857	t value 41.493 -2.477 1.602 -1.478 -3.731 -2.080 -1.765 -2.238 0 H: t value 45.451 3.037 -1.680 2.174 2.446 3.220 -1.737	<pre>Pr(> t) < 2e-16 *** 0.016353 * 0.114931 0.145048 0.000453 *** 0.042170 * 0.083121 . 0.029268 * Pr(> t) < 2e-16 *** 0.00362 ** 0.00362 ** 0.003854 . 0.03397 * 0.01761 * 0.00213 ** 0.08792 .</pre>
(Intercept) nao8 nao6 pna8 pna6 eawr8 eawr6 eawr7 scand8 scand6 scand7 polar8 (Intercept) nao6 ea8 wp6 pna6 eawr8 eawr7 scand8 scand8 scand7 polar8	Estimate 69.502 -6.204 5.616 5.545 -4.391 5.072 9.596 5.350 -10.137 -6.818 6.580 -5.015 7 Estimate 168.070 7.161 -7.808 5.547 -6.028 12.353 14.055 -13.736 -12.658 -6.212	Std. Error 3.099 3.266 3.636 3.407 3.371 3.309 3.456 3.524 3.481 3.468 3.215 3.491 2'-й регг Std. Error 3.830 4.410 4.239 3.956 4.054 4.058 4.343 4.271 4.371 4.065	t value 22.426 -1.900 1.545 1.628 -1.302 1.533 2.777 1.518 -2.912 -1.966 2.047 -1.437 t value 43.888 1.624 -1.842 1.402 -1.487 3.044 3.236 -3.216 -2.896 -1.528	Pr(> 1) < 2e-16 *** 0.06315 . 0.12861 0.10976 0.19866 0.13149 0.00767 ** 0.13510 0.00531 ** 0.05474 . 0.05474 . 0.04585 * 0.15693 Pr(> 1) < 2e-16 *** 0.11035 0.07110 . 0.16673 0.14294 0.00363 ** 0.00209 ** 0.00241 ** 0.00549 ** 0.01243	(Intercept) nao7 wp7 eawr8 eawr7 scand8 scand7 polar7 (Intercept) wp6 pna8 pna6 scand7 polar8 polar7	Estimate 196.070 -12.688 8.687 -7.640 -19.193 -11.343 -8.577 -10.872 8.577 -10.872 8.577 -10.872 8.666 9.998 14.923 -7.500	Std. Error 4.725 5.123 5.424 5.169 5.144 5.453 4.859 4.857 Xtd. Error 3.880 3.959 4.328 3.987 4.088 4.318	t value 41.493 -2.477 1.602 -1.478 -3.731 -2.080 -1.765 -2.238 0 H: t value 45.451 3.037 -1.680 2.174 2.446 3.220 -1.737	<pre>Pr(> t) < 2e-16 *** 0.016353 * 0.114931 0.145048 0.000453 *** 0.042170 * 0.083121 . 0.029268 * Pr(> t) < 2e-16 *** 0.00362 ** 0.00362 ** 0.00397 * 0.01761 * 0.00213 ** 0.08792 .</pre>

		10-	-й реги	он:				
	Estimate	Std. Error t value P	Pr(> t)		Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t)
(Intercept)	209.534	4.219 49.662	< 2e-16 ***	(Intercept)	220.302	5.035	43.752	<2e-16 ***
nao6	-6.904	4.819 -1.433 0	. 157881	nao8	-12.900	5.248	-2.458	0.0170 *
nao7	-6.884	4.690 -1.468 0	. 148173	nao6	-12.580	5.333	-2.359	0.0218 *
ea8	-13.504	4.848 -2.785 0	.007441 **	pna8	-9.444	5.181	-1.823	0.0736 .
wp7	9.735	4.735 2.056 0	.044813 *	pna7	7.758	5.354	1.449	0.1528
pna8	-5.793	4.458 -1.299 0	. 199547	eawr8	9.748	5.415	1.800	0.0771 .
eawr6	-6.738	4.650 -1.449 0	. 153271					
eawr7	6.604	4.843 1.364 0	. 178530					
scand8	-12.243	4.947 -2.475 0	.016631 *					
scand6	-18.155	4.653 -3.902 0	.000276 ***					
scand7	-9.919	4.382 -2.264 0	.027801 *					
	1	1-й регион:			12-	й реги	он:	
	Estimate	Std. Error t value P	Pr(> t)		Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t)
(Intercept)	218.142	4.684 46.571 <	: 2e-16 ***	(Intercept)	163.292	4.415	36.987	< 2e-16 ***
nao7	-14.041	4.896 -2.868 0.	005956 **	nao8	-8.991	4.727	-1.902	0.06222 .
ea8	-7.599	5.250 -1.447 0.	153792	ea6	-7.850	4.815	-1.630	0.10854
ea6	-10.837	5.039 -2.151 0.	036158 *	wp6	11.620	4.662	2.492	0.01563 *
wp7	12.925	5.577 2.317 0.	024450 *	pna6	6.427	4.468	1.438	0.15578
eawr8	-6.986	5.266 -1.327 0.	190416	scand7	12.344	4.469	2.762	0.00772 **
eawr6	-12.780	5.232 -2.443 0.	018017 *					
eawr7	-12.334	5.309 -2.323 0.	024102 *					
scand6	-12.023	5.184 -2.319 0.	024349 *					
scand7	-10.435	4.827 -2.162 0.	035271 *					
polar7	-18.846	4.946 -3.810 0.	000369 ***					
	1	3-й регион:						
	Estimate	Std. Error t value P	Pr(> t)					
(Intercept)	193.498	4.825 40.106 <	: 2e-16 ***					
nao8	-11.221	5.389 -2.082 0	.04226 *					
nao6	10.185	5.420 1.879 0	.06584 .					
nao7	-7.469	5.335 -1.400 0	. 16740					
ea6	-13.147	5.593 -2.350 0	.02258 *					
wp6	14.955	5.386 2.776 0	.00762 **					
eawr7	9.073	5.556 1.633 0	.10854					
scand8	-12.111	5.560 -2.178 0	.03394 *					
scand6	-18.294	5.501 -3.325 0	.00162 **					
polar7	-9.051	5.025 -1.801 0	.07744 .					
pna7	-6.958	5.240 -1.328 0	. 19002					

Таблица 3. (окончание)