

**МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ**

На правах рукописи

Суркова Галина Вячеславовна

**Климатические ресурсы
и их ожидаемые изменения в XXI веке в России**

25.00.30 – метеорология, климатология, агрометеорология

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
доктора географических наук

Москва — 2017

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1. Климатические ресурсы и возможность их прогноза на фоне изменений климата.....	14
1.1. Климатические ресурсы, различные подходы к их оценке.....	14
1.2. Климатические модели и их использование для прогноза климатических ресурсов	34
1.3. Сценарии климатических изменений	42
Глава 2. Последствия глобальных изменений климата XX и XXI века на Восточно-Европейской равнине и в Западной Сибири	53
2.1. Материалы и методы. Сопоставление с данными наблюдений	53
2.2. Термические ресурсы	81
2.3. Условия увлажнения	100
2.4. Гидротермические условия	106
2.5. Ветроэнергетические ресурсы	118
2.6. Ветровой режим моря как фактор загрязнения воздуха в нижнем слое атмосферы	121
Глава 3. Климатические ресурсы Арктики	137
3.1. Материалы и методы	139
3.2. Термические ресурсы	142
3.3. Условия увлажнения	148
3.4. Ветроэнергетические ресурсы	151
Глава 4. Синоптические ситуации, сопровождающие штормовое волнение, и их климатический прогноз	157
4.1. О методе прогноза	158
4.2. Черное море	171
4.3. Каспийское море	194
4.4. Балтийское море	208
Глава 5. Экстремально высокие скорости ветра над морями Арктики	219
5.1. Особенности многолетнего ветрового режима в Баренцевом и Карском морях	222
5.2. Синоптические ситуации, способствующие формированию экстремально высоких скоростей ветра	239
5.3. Изменение ветрового режима в Арктике в XXI в.	262
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	268
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	270

Введение

В основу настоящего исследования положена концепция рассмотрения климата, как ресурса, и этот подход развивается в трех основных направлениях. Во-первых, показывается, что в качестве ресурсов должны рассматриваться не только средние климатические показатели, но и экстремумы, и с ресурсных позиций они могут оказывать как положительное, так и отрицательное влияние. Во-вторых, демонстрируется важность региональных оценок климатического потенциала, поскольку практический переход от общих характеристик климата к ресурсным оценкам реализуется в конкретных географических районах. В-третьих, в отличие от описания общего состояния климата с использованием традиционного набора показателей, выбор характеристик состояния климатических ресурсов определяется поставленной задачей, чтобы, в конечном счете, все они могли быть «транслированы» в оценки ресурсные, т.е. социально-значимые и экономические.

Актуальность исследования

Понимание закономерностей функционирования климатической системы (КС) необходимо в целях прогноза экстремальных и иных климатических явлений для разработки и реализации мер по поддержанию оптимальных условий человеческой деятельности. С этой точки зрения климат – один из природных ресурсов, который можно определить как «запасы вещества, энергии и информации в климатической системе ..., которые используются или могут быть использованы для решения конкретной задачи в экономике или социальной сфере» [Энциклопедия климатических ресурсов, 2005]. Соответствующие показатели состояния КС по сути описывают «климатически обусловленные природные ресурсы» [Кислов и др., 2008, Эколого-географические, 2011].

Показатели климатических ресурсов (КР) специализированно расширены по сравнению с традиционными характеристиками климата. Набор показателей КР (ПКР) формируется при решении конкретных задач в зависимости от разных факторов, например, от потребителя информации. Так, оценка биоклиматического потенциала основана на учете тепло- и влагообеспеченности, условий перезимовки, освещенности по фазам развития и т.д. Эти ПКР

включают суммы температур, количество осадков в разных диапазонах температуры, экстремумы температуры и осадков, радиационный баланс, влажность воздуха и др. [Зоидзе, 2002; Сиротенко и др, 2010; Шашко, 1985 и др.], которые также могут быть входными данными для моделей и имитационных систем, как, например, «Климат-почва-урожай» [Павлова и др., 2014, 2016]. Индексы эффективных температур, холодового стресса, суровости климата, комфортности, продолжительность волн тепла и холода и т.д. находят широкое применение в энергетике, экологии, медицине, курортологии, рекреации, спорте, обеспечении безопасности работ и т.п. [Золотокрылин и др., 2012; Исаев, 2001]. Показатели ветрового режима используются в ветроэнергетике [Безруких и др., 2007] при расчете ветровых нагрузок на конструкции, оценке условий формирования ветрового волнения и нагонов [Справочные данные, 2006], востребованы в таких областях, как судоходство, добывающие отрасли, теплоэнергетический комплекс и т.д. Показатели КР используются для построения палеореконструкций [Васильчук, 1992; 2017]. Комплексная оценка климатического ресурсного потенциала может выполняться по системе условных баллов с учетом биологической продуктивности [Гордеев и др., 2006; Колосков, 1971; Шашко, 1985;], экономического эффекта КР [Кобышева и др., 2008, 2014], их социальной значимости [Бабурин и др., 2015] и др.

В последние годы все более актуально исследование климатических экстремальных явлений (ЭЯ), при которых значения метеорологической величины выходят за пределы пороговых значений. Эти явления возглавили список глобальных рисков на 2017 г. [The global risks, 2017]. Отмечается рост их повторяемости и интенсивности, распространение в регионах, где они не наблюдались ранее [Второй оценочный доклад, 2014; IPCC, 2012, 2013].

Необходимым условием эффективного использования КР и минимизации рисков, связанных с ЭЯ является прогноз ПКР. Он может быть выполнен с использованием результатов моделирования климата. Сложности этой задачи связаны с особенностями моделей климата, в том числе с их пространственным разрешением, параметризацией процессов, учетом обратных связей в КС. Вследствие этого климатические величины рассчитываются моделями с разной степенью точности, при этом модели недооценивают величину редких экстремальных метеорологических величин и их повторяемость.

В связи с этим практически необходим и методически важен выбор способа оценки возможных будущих изменений ПКР. Если необходимые для расчета ПКР климатические величины хорошо воспроизводятся моделями, то ПКР могут рассчитываться напрямую в виде индексов. В то же время для ряда ПКР, например, характеризующих ЭЯ, целесообразна разработка методов их непрямого прогноза, в частности, на основе генетических связей ЭЯ с крупномасштабными атмосферными процессами, более точно воспроизводимыми моделями,

чем локальные значения экстремумов. В таком случае прогностическим показателем КР будет повторяемость таких процессов в будущем.

Выбор показателей КР зависит и от региона – ПКР должны давать информацию о наиболее важных аспектах его климатического ресурсного потенциала, а модели должны хорошо отражать современный климат данной местности. Наиболее успешно модели воспроизводят климат над относительно однородными территориями – равнинами, акваториями морей. С увеличением мозаичности подстилающей поверхности (сложный рельеф, береговая линия, разные типы растительности и т.д.) точность моделей уменьшается.

Таким образом, проблема прогноза КР должна решаться в несколько этапов:

- первоначально из большого числа показателей оставляются такие, которые могут быть рассчитаны с наиболее высокой точностью (с учетом точности моделей климата и физико-географических особенностей территории, а также целевого потребительского запроса и актуальности этих показателей для данного региона);

- в зависимости от типа ПКР выбирается метод оценки их величины в будущем;

- на заключительном этапе выполняется расчет ПКР.

Предлагаемый подход реализуется в данной работе на примерах, отвечающих описанным требованиям, для территории Восточно-Европейской равнины (ВЕР), Западной Сибири (ЗС), омывающих их Черного, Балтийского, Каспийского и арктических морей для современного климата и при его возможных изменениях в XXI веке.

Объект исследования – климатическая система и ее ресурсный потенциал.

Предмет исследования – средние и экстремальные показатели климатических ресурсов в условиях меняющегося климата.

Цель и задачи работы

Цель работы – *анализ и прогноз средних и экстремальных показателей климатических ресурсов на основе современного состояния климата и с учетом ожидаемых его изменений в XXI веке.*

В соответствии с целью исследования решались следующие **задачи**.

1. Исследовать особенности современных гидротермических и ветроэнергетических климатических ресурсов (КР) на территории Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин и рассчитать прогноз их изменений к концу XXI в.

2. Изучить гидротермические ресурсы Арктики, в том числе продолжительность периодов с различными диапазонами температуры воздуха, а также количество и тип осадков, им соответствующие, выполнить прогноз изменения этих показателей к концу XXI века.

3. Исследовать современные ветровые ресурсы морей Арктики с учетом особенностей их суточного хода.
4. Оценить возможное изменение средних и экстремальных ветровых ресурсов Арктики к концу XXI века.
5. Разработать подход к анализу и прогнозу климатических ресурсов, определяемых экстремальными климатическими явлениями, на основе их генетической связи с крупномасштабными синоптическими процессами.
6. Выполнить оценку связи экстремальных ветровых климатических ресурсов и соответствующих им синоптических процессов в современных климатических условиях для акваторий Черного, Каспийского, Балтийского морей; рассчитать возможное изменение повторяемости синоптических событий, сопровождающихся сильным ветровым волнением, к концу XXI века.
7. Оценить изменения повторяемости синоптических ситуаций, сопровождающих высокие значения скорости ветра над Баренцевым морем, к концу XXI века

Предметом защиты является решение **фундаментальной научной проблемы** — прогноз среднего состояния климатических ресурсов и экстремальных климатических явлений в XXI веке на основе методологии, учитывающей современный уровень климатического прогнозирования и предоставляющей возможность перехода от прогноза климатических величин к прогнозу состояния окружающей среды, социальных условий и экономики.

Основные защищаемые положения

1. Региональные проявления динамики показателей климатических ресурсов в современном климате и при прогнозируемом в XXI веке потеплении на территории Восточно-Европейской равнины (ВЕР) и Западной Сибири (ЗС) носят как благоприятный, так и неблагоприятный характер. В частности, рост температуры и изменение режима увлажнения на юге умеренной зоны ВЕР и ЗС может привести к увеличению повторяемости их неблагоприятных сочетаний и усугублению гидрометеорологических рисков. Инерция других компонентов КС при реакции на изменения атмосферного режима может служить сдерживающим фактором формирования новых условий – оптимальные в современном климате сочетания КР могут не сохраняться при потеплении.
2. Реакция гидротермических климатических ресурсов Арктики к концу XXI века имеет выраженные региональные особенности. Наиболее заметные изменения КР предполагаются в тех районах, где ожидается существенное уменьшение площади сезонного морского льда к

2100 г. Ожидается смягчение климата Арктики, характеризующее не только ростом абсолютных значений приземной температуры воздуха, но и уменьшением ее годовой амплитуды, увеличением числа дней с положительными значениями температуры воздуха и сумм положительных температур. В некоторых районах может увеличиться повторяемость неблагоприятных погодных условий, в частности, возрастет количество жидких и смешанных осадков при температуре от -5 до $+5$ °С.

3. Прогноз повторяемости климатических экстремальных явлений оптимально реализуется с использованием метода, базирующегося на их генетической связи с крупномасштабными атмосферными процессами и на оценке повторяемости синоптических ситуаций, при которых эти явления формируются.

4. Прогнозируемая тенденция потепления в XXI веке может привести к изменению ветровых ресурсов над акваториями Черного, Каспийского, Балтийского морей и к увеличению повторяемости синоптических ситуаций, которые в современном климате способствуют развитию сильного ветрового волнения.

5. Ожидаемое потепление XXI века может привести к изменению ветрового потенциала Арктики – увеличение средней скорости ветра и ветроэнергетического потенциала предполагается на значительной части акватории арктических морей Российского сектора. Ожидается как рост собственно экстремально высоких значений приземной скорости ветра на большей территории Арктики, так и рост повторяемости синоптических ситуаций, сопровождающихся большими значениями скорости ветра.

Научная новизна работы

Реализована методология оценки климатических ресурсов в современном климате и для ожидаемых в XXI веке климатических изменений с учетом уровня современного климатического прогнозирования как средних, так и экстремальных климатических величин. Новый подход разработан и реализован для прогноза экстремальных климатических явлений на основе их генетической связи с крупномасштабными атмосферными процессами. Реализация этого подхода в сочетании с известными методами оценки КР привела к получению **новых научных результатов**, способствующих решению важной научной проблемы прогноза среднего состояния климатических ресурсов и экстремальных климатических явлений в XXI веке.

1. Получены комплексные региональные оценки изменения климатических ресурсов на фоне наблюдаемого и прогнозируемого существенного потепления климата в XXI в. на территории Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин и в Российской Арктике.

2. Установлено, что при дальнейшем потеплении к концу XXI в. возможно значительное усиление повторяемости и интенсивности современных неблагоприятных гидрометеорологических условий на юге умеренной зоны Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин.

3. Впервые показано, что при реализации максимально неблагоприятного сценария потепления к концу XXI в. ожидается изменение ветровых ресурсов и возрастание повторяемости синоптических ситуаций, способствующих развитию штормового волнения на Черном, Каспийском и Балтийском морях.

4. Впервые получены детальные региональные оценки ветровых ресурсов Арктики, в частности, многолетнего, сезонного и суточного режима экстремально высоких значений скорости ветра в приземном слое.

5. Получены региональные прогностические оценки экстремально высоких значений скорости приземного ветра над Арктикой и показано, что к концу XXI века возможно их увеличение.

6. Для акваторий Баренцева и Карского морей определены типы синоптических ситуаций, сопровождающих экстремально высокие скорости ветра, и впервые рассчитан прогноз их повторяемости при возможном будущем потеплении.

Теоретическая и практическая значимость исследования

Теоретическая значимость исследования заключается в том, что разработана методология оценки КР, учитывающая современный уровень моделирования климата и позволяющая выбрать методы оценки КР для современных условий и при ожидаемых изменениях климата в XXI веке. Для экстремальных климатических явлений предложен генетический физико-статистический подход, основанный на понимании механизмов связи экстремальных явлений (ЭЯ) и крупномасштабных атмосферных процессов. Этот подход может применяться для различных ЭЯ путем нахождения оптимально информативных характеристик состояния атмосферы, при котором они формируются.

На основании выполненных оценок состояния и прогноза климатических ресурсов, полученных с использованием разработанной автором методологии, получены новые представления, результаты и выводы, позволяющие расширить спектр современных знаний о состоянии климатической системы и изменении ее ресурсного потенциала в настоящем и будущем.

Полученные результаты и выводы диссертации могут быть использованы в различных направлениях гидрометеорологии, физической, экономической и социальной географии,

экономики, биологии, в отраслях промышленности, строительства, сельского хозяйства, медицины в учреждениях Росгидромета, институтах РАН, других правительственных и отраслевых организациях:

- для определения современного и прогностического потенциала территории с точки зрения ее климатических ресурсов;
- для понимания взаимосвязи экстремальных гидрометеорологических явлений с крупномасштабными особенностями общей циркуляции атмосферы;
- для выполнения экологических оценок;
- для количественной оценки уязвимости территории с точки зрения ее чувствительности к изменению КР, а также финансовой оценки рисков и ущерба с такими изменениями связанных;
- для выработки стратегии минимизации антропогенного влияния на климатическую систему.

Апробация работы

Основные результаты диссертационной работы доложены на 32 международных и 8 российских конференциях, в том числе на генеральных ассамблеях Европейского геофизического союза (1997, 2001, 2002, 2004, 2007, 2012, 2013, 2016, 2017), конференциях Международного географического союза (2011, 2012, 2013, 2014, 2015), конференциях Фонда Средиземноморской прибрежной зоны MEDCOAST (2009, 2015, 2017), Первой научной конференции Пан-Евразийского научного эксперимента (Хельсинки, Финляндия, 2015), Всемирной конференции по изменению климата (Москва, Россия, 2003), Всероссийской научной конференции (с международным участием) «Методы оценки сельскохозяйственных рисков и технологии смягчения последствий изменения климата в земледелии» (Санкт-Петербург, Россия, 2011), Второй научно-практической конференции «Агрометеорологическое обеспечение устойчивого развития сельского хозяйства в условиях изменения климата» (Обнинск, Россия, 2009), конференции «Комплексные исследования морей России: оперативная океанография и экспедиционные исследования» (Севастополь, Россия, 2016), конференции «Моря России: наука, безопасность, ресурсы» (Севастополь, 2017), Второй международной конференции по исследованию океана (Барселона, Испания, 2014), конференции «Эстуарии и прибрежные зоны в период интенсивных изменений» (Шанхай, Китай, 2013), Третьей международной конференции по моделированию земной системы (Гамбург, Германия, 2012) и других.

Диссертация была доложена на заседании кафедры метеорологии и климатологии географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (май, 2017), на межведомственном

семинаре (МГУ, Росгидромет, РАН) "Суперкомпьютерное моделирование климатической системы" (май, 2017).

Личный вклад автора

Результаты, представленные в работе, получены автором лично, а также в соавторстве с коллегами. Совместно с д.г.н. профессором Кисловым А.В. разрабатывалась постановка задачи оценки показателей КР в современном и будущем климате, а также возможности решения задачи прогноза экстремальных гидрометеорологических явлений. Совместно с к.г.н., доцентом кафедры океанологии МГУ Архипкиным В.С. решалась задача составления календаря волнения для Черного, Каспийского, Балтийского морей в современном климате. Совместно с коллегами с кафедры океанологии географического факультета МГУ проводились натурные гидрометеорологические измерения в прибрежной зоне Черного моря.

Автором проведен комплексный анализ и интерпретация способности моделей климатической системы воспроизводить региональные особенности климата ВЕР и ЗС, а также повторяемость синоптических ситуаций, сопровождающих высокие значения скорости ветра и штормовое волнение в современном климате (1950–2010 гг.).

В задаче исследования динамики климатических ресурсов автором подготовлена методическая база для оценки ПКР, исходные данные, выполнен весь комплекс расчетов ПКР в условиях современного и прогнозируемого климата (до 2100 г.) для Восточно-Европейской равнины, Западной Сибири, Арктики, а также анализ и интерпретация полученных результатов.

Автором выполнены расчеты по оценке динамики ветрового режима морей Арктики в современном климате и при прогнозируемом потеплении, анализ и интерпретация полученных результатов для последних десятилетий.

Разработана методика климатического прогноза экстремальных гидрометеорологических явлений на примере ситуаций высоких скоростей ветра и связанного с ними штормового волнения. Методика реализована для пяти российских морей. Все новые научные результаты и количественные оценки в части прогнозирования повторяемости указанных явлений получены автором лично.

Научные публикации

Автор имеет 105 опубликованных работ. Из них по теме диссертации опубликована **51** работа, в том числе **24** статьи в рецензируемых российских и зарубежных научных изданиях, определенных в п.2.3 «Положения о присуждении ученых степеней в Московском

государственном университете имени М.В. Ломоносова», и 27 статей и разделов в рецензируемых монографиях и сборниках, а также более 30 тезисов в сборниках российских и международных конференций.

Во всех работах, опубликованных в соавторстве, автор принимал непосредственное участие в разработке плана исследований, сборе материалов, выполнении расчетов, анализе результатов, подготовке текстов и их доработке после рецензирования.

Благодарности

Автор выражает искреннюю признательность за многолетнюю и всестороннюю поддержку и сотрудничество д.г.н., профессору Александру Викторовичу Кислову, в соавторстве с которым получен ряд представленных в работе результатов. Автор глубоко благодарен профессору д.г.н. Семенову Е.К., профессору д.ф.-м.н. Ривину Г.С., профессору д.г.н. Гущиной Д.Ю., член-корр. профессору д.г.н. Добролюбову С.А., профессору д.г.-м.н. Васильчуку Ю.К., профессору Колтерманну К.П., д.ф.-м.н. Володину Е.М., доценту к.г.н. Архипкину В.С., доценту к.г.н. Соколихиной Н.Н., доценту к.г.н. Торопову П.А., к.ф.-м.н. Степаненко В.М., к.г.н. Платонову В.С., к.г.н. Гиппиусу Ф.Н., к.г.н. Ильину И.С., коллегам с кафедры метеорологии и климатологии и других кафедр географического факультета МГУ, институтов РАН, соавторам публикаций за плодотворное научное партнерство, полезные консультации и обсуждения результатов работы. Автор глубоко признателен за сотрудничество и поддержку выпускникам и студентам кафедры Крылову А.А., Ревокатовой А.П., Соколовой Л.А., Федорову Г.А., Чичеву А.Р., Салиховой Н.З..

Структура и объем диссертации

Диссертационная работа состоит из введения, 5 глав, заключения, списка литературы. Она изложена на 287 стр. компьютерного текста, включая 167 рисунков, 34 таблицы и список литературы из 307 наименований.

Краткое содержание работы

Основная идея работы связана с решением проблемы оценки климатических ресурсов в настоящем и будущем с учетом существующего уровня наблюдаемых и моделируемых данных о климате, а также с учетом вида климатических ресурсов, для каждого из которых имеются свои показатели. В диссертации изложен подход, предусматривающий эти условия, и

представлены результаты реализации этого подхода на примере различных регионов России. Схема предлагаемой концепции, положенной в основу работы, показана на Рисунке В.1. Она предусматривает два основных варианта оценки КР. Первый основан на прямых расчетах показателей КР на основе наблюдаемых или моделируемых климатических данных. Второй метод подходит для тех показателей КР, которые недостаточно точно воспроизводятся моделями климатической системы, в особенности это касается относительно редких экстремальных климатических явлений – их повторяемости и амплитуды. Но если известно, при каких определенных крупномасштабных особенностях общей циркуляции атмосферы (ОЦА) формируются эти опасные явления, то можно рассматривать климатический прогноз именно таких структур ОЦА. В этом случае предполагается, что генетическая связь ОЯ с ОЦА обусловлена определенными известными механизмами.



Рисунок В.1. Схема концепции оценки климатических ресурсов с учетом различных факторов

Во введении описывается актуальность работы, сформулированы цели и задачи исследований и положения, выносимые на защиту, показаны научная новизна, практическая значимость работы и личный вклад автора, приведены сведения об апробации, дается краткое содержание глав диссертации.

Глава 1 состоит из трех частей. Основная часть материала Главы 1 посвящена обсуждению современного состояния вопроса понимания климата, как ресурса, инструментам его моделирования и сценариям возможных климатических изменений. В первой части обсуждается подход к рассмотрению климата, как ресурса, и зависимость климатических ресурсов (КР) от изменений климата. Приводится краткая информация о климатических изменениях в XX–XXI вв. в глобальном масштабе и на территории России для средних показателей и климатических экстремумов. Показывается, что в современном обществе

атмосферу необходимо рассматривать не только как часть природной системы, но также как один из факторов экологической безопасности. Рассматриваются подходы к оценке КР с различных позиций в зависимости от потребителя информации. Второй раздел главы посвящен возможностям климатического прогноза и описанию современного уровня моделирования климата на глобальном и региональном пространственном масштабе. В третьей части главы описываются принципы построения климатических сценариев для XX–XXI вв., на основе которых в следующих главах работы представлены оценки изменения климатических ресурсов с учетом современного и прогнозируемого глобального потепления.

В главе 2 обсуждаются последствия глобальных изменений климата XX и XXI века на Восточно-Европейской равнине и в Западной Сибири с точки зрения климатических ресурсов. Глава состоит из шести разделов, в первом из них описаны материалы и методы исследования. В остальных разделах последовательно рассматриваются полученные результаты для характеристик термического режима и увлажнения, комплексные оценки, ветровые и энергетические характеристики.

Глава 3 посвящена климатическим ресурсам Арктики и прогнозу их изменений в условиях глобального потепления XXI века. Представлены результаты, полученные на основе ежедневных данных о температуре воздуха, сумме осадков и скорости ветра численных экспериментов ансамбля моделей CMIP5. По этим данным выполнены расчеты КР (более 30 показателей), составлена и проанализирована серия карто-схем прогноза изменений показателей КР в Арктике в середине и конце XXI века.

В главе 4 в первом разделе излагается предлагаемый подход к климатическому прогнозу синоптических ситуаций, сопровождающих экстремальные гидрометеорологические явления. В следующих трех разделах описываются и анализируются результаты применения предложенного метода на примере случаев сильного ветрового волнения в Черном, Каспийском и Балтийском морях, представлены результаты анализа повторяемости таких ситуаций в современном климате и ее прогноз для XXI века при потеплении климата в соответствии со сценариями МГЭИК.

В главе 5 изложены результаты исследования климатического режима высоких скоростей ветра в Арктическом регионе и синоптических ситуаций, их сопровождающих, в современных условиях и для прогностического сценария RCP8.5 с применением предложенного авторского метода. Отдельное внимание уделяется Баренцеву и Карскому морям.

В заключении приведены основные итоги и выводы исследования в соответствии с поставленными задачами и положениями, выносимыми на защиту.

Глава 1. Климатические ресурсы и возможность их прогноза на фоне изменений климата

В первой части главы обсуждается подход к рассмотрению климата, как ресурса, и зависимость климатических ресурсов (КР) от изменений климата. Приводится краткая информация о климатических изменениях в XX–XXI вв. в глобальном масштабе и на территории России для средних показателей и климатических экстремумов. Показывается, что в современном обществе атмосферу необходимо рассматривать не только как часть природной системы, но также как один из факторов экологической безопасности. Рассматриваются подходы к оценке КР с различных позиций в зависимости от потребителя информации. Второй раздел главы посвящен возможностям климатического прогноза и описанию современного уровня моделирования климата на глобальном и региональном пространственном масштабе. В третьей части главы описываются принципы построения климатических сценариев для XX–XXI вв., на основе которых в следующих главах работы представлены оценки изменения климатических ресурсов с учетом современного и прогнозируемого глобального потепления.

1.1. Климатические ресурсы, различные подходы к их оценке

Климатические ресурсы можно рассматривать как один из видов природных ресурсов. В работе специалиста по физиологии растений Сильвана Виттвера [Wittwer, 1995], работавшего над вопросами эффективности сельского хозяйства в зависимости от климатических зон, сказано: «Climate is a resource to be used or a hazard to avoid» (*Климат – это ресурс, который может быть использован или бедствие, которое можно избежать*). Поэтому правильное понимание и интерпретация различных показателей КР – основа для создания оптимальной среды, в которой созданы эффективные условия для существования человечества.

В настоящее время КР рассматриваются в основном с двух точек зрения – экономической и географической [Энциклопедия, 2005]. Рассмотрение климата, как ресурса, с точки зрения экономики предполагает, что он должен удовлетворять определенным требованиям, в том числе, представлять совокупность факторов, обеспечивающих функционирование общественного производства, быть ограниченным по сравнению со спросом, открывать возможности для капиталовложений и применения современных технологий и т.д. Климат

соответствует этим условиям. От него зависит организация и виды производства в конкретном регионе. Разнообразие климатических типов обуславливает привязку разных видов деятельности человечества к климатическим зонам. Воздействие на климат, на уровень загрязненности атмосферы, на повышение комфортности в зависимости от климата, защита от неблагоприятных явлений и т.п. создает поле для финансирования и применения высоких технологий. Ограниченность тех или иных свойств климата (например, освещенности, увлажнения, теплообеспеченности и др.) влияет на ценообразование продуктов производства.

Географический подход к природным ресурсам в целом отражен в определении Н.Ф. Реймерса [Реймерс, 1990], который называет природными ресурсами «природные объекты и явления, используемые в настоящем, прошлом и будущем для прямого и непрямого потребления, способствующие созданию материальных богатств, воспроизводству трудовых ресурсов, поддержанию условий существования человечества и повышающие качество жизни». Применительно к климату это определение было расширено Л.Б. Башалхановой [Башалханова, 1997], которая пишет, что климатические ресурсы представляют собой «интегральную совокупность параметров атмосферы — ее вещества, энергии, информации и пространства, прямое или не прямое потребление которых поддерживает существование и улучшает качество жизни, способствует созданию материальных благ».

Разработка методик оценки климатического ресурсного потенциала, анализ его для территории России и последующее применение полученных оценок для разработки мер адаптации общества к изменениям климата представлен в работах Н.В. Кобышевой с коллегами [Энциклопедия, 2005; Кобышева и др., 2008; Кобышева, 2014; Руководство, 2008], которые определяют КР как «запасы вещества, энергии и информации в климатической системе (прежде всего атмосфере), которые используются или могут быть использованы для решения конкретной задачи в экономике или социальной сфере» [Энциклопедия, 2005].

В настоящей работе будут учитываться эти и другие близкие по смыслу подходы, где, в сущности, под климатическими ресурсами (КР) понимают природный потенциал территории, который определяется состоянием климатической системы, в том числе, условиями тепло- и влагообеспеченности, общей циркуляции атмосферы, ветрового режима и инсоляции [Гордеев и др., 2006; Золотокрылин и др., 2012; Исаев, 2001; Кислов и др., 2008; Колосков, 1962; Энциклопедия, 2005]. Согласно определению Всемирной метеорологической организации [WMO, 1975] климатическую систему планеты образуют следующие компоненты, взаимодействующие между собой: атмосфера, океан, суша, криосфера и биосфера. Сложные нелинейные связи между ними приводят к тому, что климатические ресурсы отличаются значительной пространственно-временной изменчивостью. В силу этого различные виды

хозяйственной и социальной деятельности человека могут быть ограничены с учетом региональных и сезонных различий КР, а также их многолетних изменений.

Климатические ресурсы представляются возобновляемыми и неисчерпаемыми. Но в действительности климатические условия задают конкретный диапазон климатических характеристик, который меняется на разных отрезках времени. Следовательно, при изменении климата климатические ресурсы могут меняться в сторону ухудшения или улучшения с точки зрения функциональных свойств и комфортности климата по отношению к человеку и биосфере. Таким образом, обеспеченность территории климатическими ресурсами тоже изменится. Это придает проблеме исчерпаемости КР экономический аспект, поскольку в случае конечности какого-то свойства, можно ставить вопрос о его цене и о цене, которую надо заплатить за сохранение или восстановление различных сегментов экономики, пострадавших в результате климатических изменений. Эти изменения происходили и происходят, на их фоне меняются и климатические ресурсы, поэтому рассмотрим кратко климатические тенденции в XX—XXI вв.

Глобальные изменения климата. Результаты современных исследований наиболее полно обобщены в оценочных докладах Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК; IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change, *англ.*) [IPCC, 1990, 1996, 2001, 2007, 2013]. В них показано, что режим температуры и осадков характеризуется, с одной стороны, значительной межгодовой и декадной изменчивостью, а с другой стороны, в масштабах последних 100–150 лет отмечаются направленные тенденции изменений этих показателей (Рисунок 1.1), особенно заметные со второй половины 1970-х годов. В докладах МГЭИК также отмечается, что в связи с большой межгодовой и десятилетней изменчивостью сделать однозначные выводы относительно долгосрочных изменений циркуляции атмосферы и режима ветра сложнее, чем для температуры и осадков. Тем не менее, как показано в Техническом резюме МГЭИК [Стоккер и др., 2013; IPCC, 2013], имеются основания утверждать с высокой степенью достоверности, что «усиление западных ветров в средних широтах северного полушария и индекса Североатлантического колебания (САК) с 1950-х по 1990-е годы, а также ослабление Тихоокеанской циркуляции Уолкера с конца XIX века по 1990-е годы в значительной степени компенсировались недавними изменениями». Кроме того, в Техническом резюме МГЭИК отмечается смещение к полюсам основных систем общей циркуляции, в том числе сдвиг в направлении полюсов траекторий внетропических циклонов и струйных течений, уменьшение площади северного циркумполярного вихря. Хотя, например, в [Вязилова, Вязилова, 2014] получено, что за последние 10–15 лет число глубоких циклонов (со скоростью ветра более 24 м/с) в Северной Атлантике увеличилось.

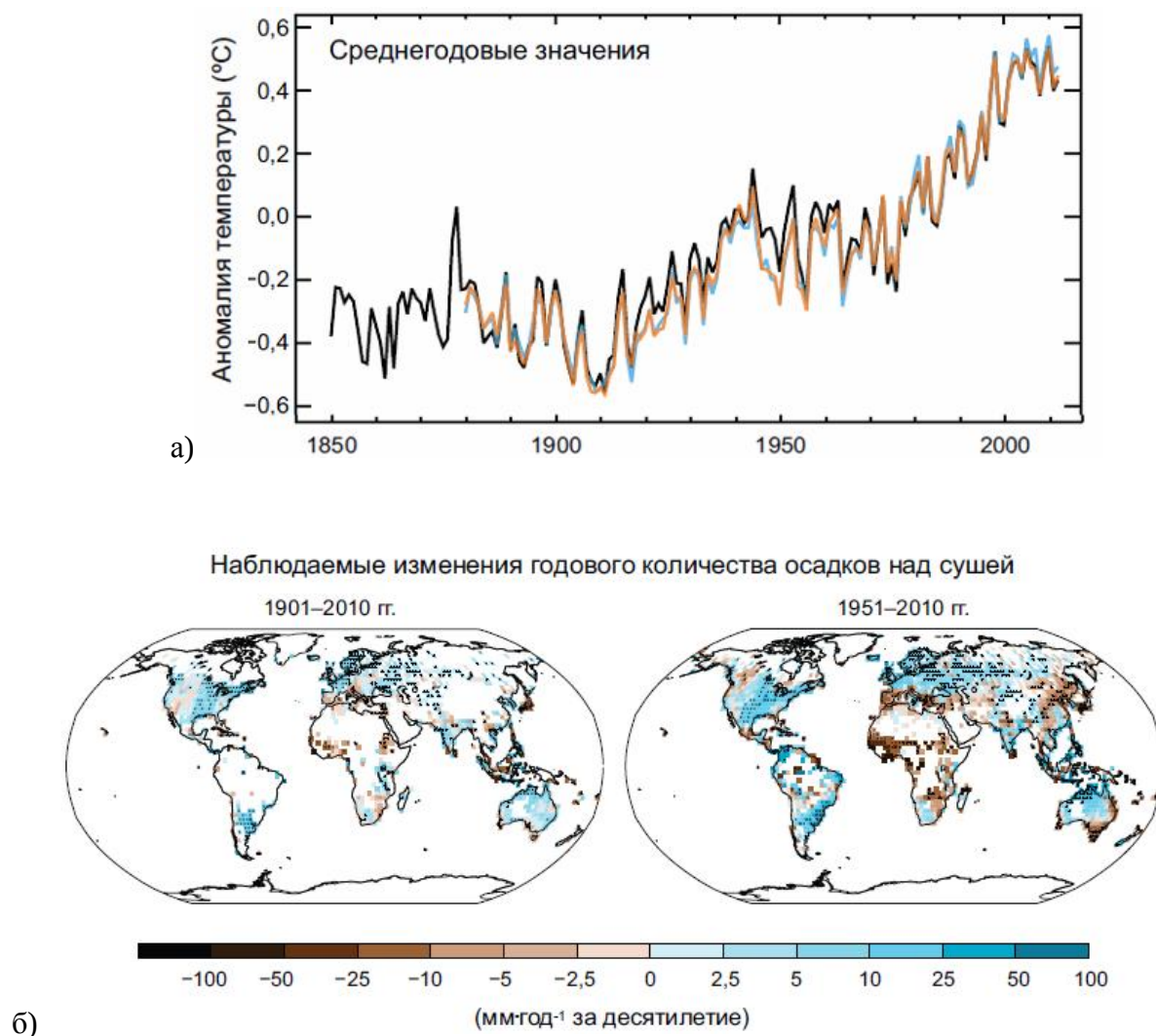


Рисунок 1.1. Наблюдаемые среднегодовые глобальные аномалии средней совокупной температуры поверхности суши и океана относительно средних значений 1961–1990 гг. (а); изменение (тренды годовых сумм) количества осадков с 1901 по 2010 гг. (слева) и 1951–2010 гг. (справа) [IPCC, 2013] (б)

Исследования климатических изменений на территории России активно ведутся в крупнейших научно-исследовательских институтах Российской академии наук (РАН), учреждениях Росгидромета РФ, университетах. Обобщение результатов этих исследований для территории РФ представлено во Втором оценочном докладе Росгидромета об изменениях климата и их последствиях [Второй, 2014]. Согласно этим оценкам, на фоне глобальных климатических изменений, серьезная перестройка климата наблюдаются и на территории России (Рисунок 1.2). В то время, как скорость потепления для земного шара составляет $0.166^{\circ}\text{C}/10$ лет за 1976–2012 гг. и $0.075^{\circ}\text{C}/10$ лет за 1901–2012 гг., в среднем по России коэффициент линейного тренда среднегодовой температуры за 1976–2012 гг. составил $0.43^{\circ}\text{C}/10$ лет (Рисунок 1.2). На фоне общей тенденции потепления имеются региональные и сезонные различия (Рисунок 1.3). В частности, в последние годы отмечается снижение зимней

температуры воздуха на юге Западной Сибири и части Дальнего Востока. Отмечается замедление потепления, например, в работе [Переведенцев и др.2017, 2016] приводятся данные о приостановлении роста низкочастотного компонента среднеянварской температуры.

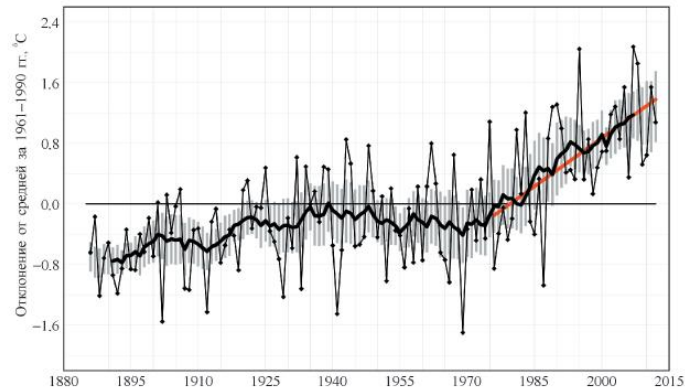


Рисунок 1.2. Изменение аномалий среднегодовой температуры воздуха, осредненных по территории России для периода 1886–2012 гг.. Аномалии рассчитаны как отклонение от средних за 1961–1990 гг. Жирная кривая – 11-летние скользящие средние, вертикальные отрезки – доверительный 95%-й интервал для 11-летних средних, красная линия – тренд 1976–2012 гг. [Второй, 2014]

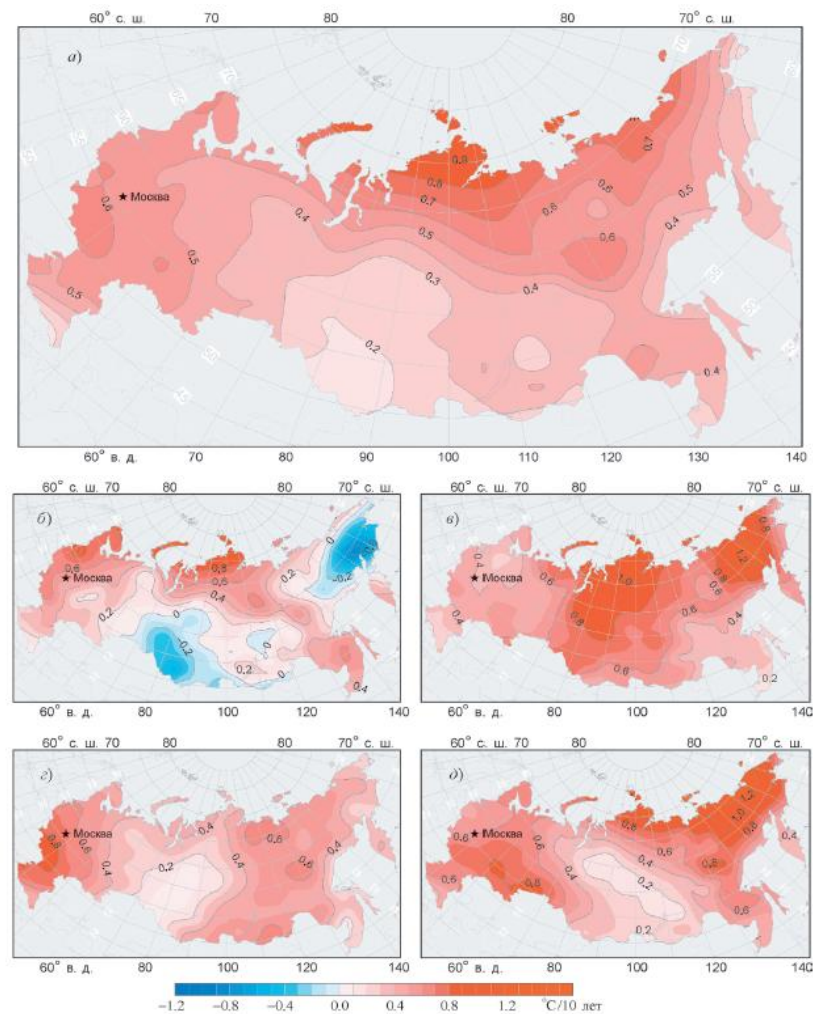


Рисунок 1.3. Географическое распределение коэффициентов линейного тренда среднегодовой (а) и средней сезонной температуры (б–д) на территории России за 1976–2012 гг: (б) зима; (в) лето; (г) весна; (д) осень [Второй, 2014].

На большей части территории России, в особенности в европейской части России и Центральной Сибири, наблюдается увеличение количества атмосферных осадков (Рисунок 1.4, 1.5). Возрастает количество жидких и смешанных осадков, а также продолжительность выпадения интенсивных осадков.

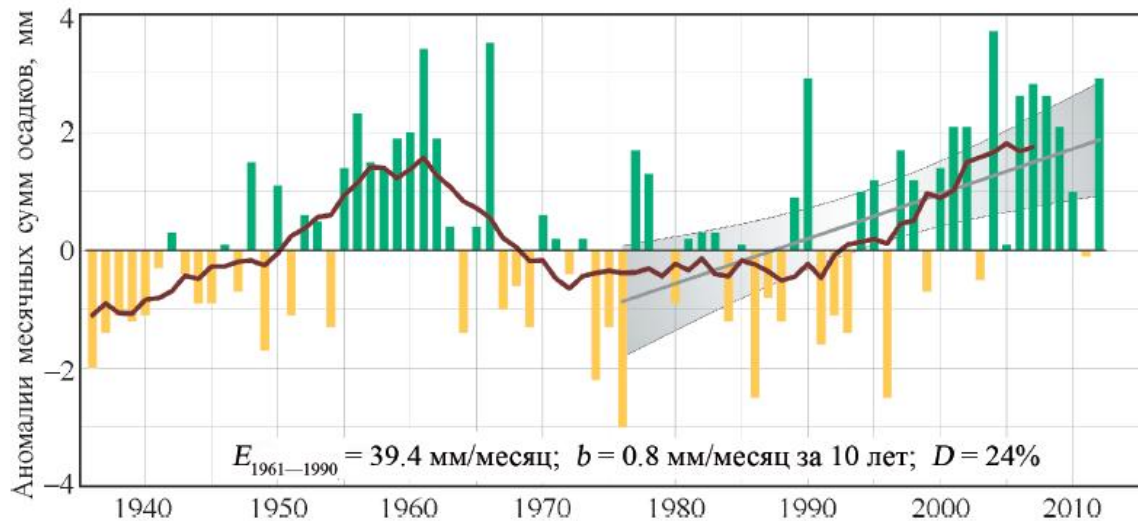


Рисунок 1.4. Среднегодовые аномалии месячных сумм осадков (мм/мес), осредненные по территории РФ, 1936–2012 гг. (данные ИГКЭ). Аномалии рассчитаны как отклонения от среднего за 1961–1990 гг ($E_{1961-1990}$). Сглаженная кривая – 11-летнее скользящее среднее. Линейный тренд и его 95%-й доверительный интервал оценены по данным за 1976–2012 гг; b – коэффициент регрессии тренда, D – вклад в суммарную дисперсию [Второй, 2014].

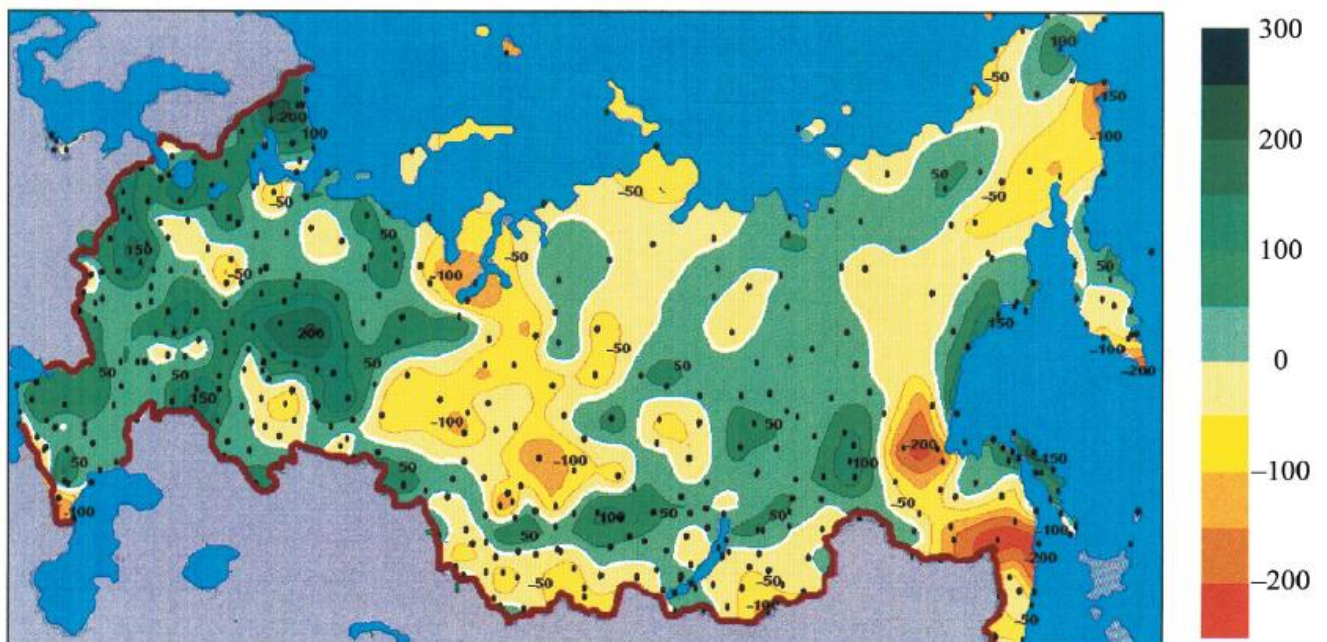


Рисунок 1.5. Временные изменения годового количества осадков (мм за 75 лет) за период с 1936 по 2010 г. Точками обозначены станции, по данным которых построена карта [Второй, 2014].

Изменение климата проявляется и в других компонентах климатической системы. Отмечается [Второй, 2014] сокращение площади и продолжительности залегания снежного

покрова. Наблюдается увеличение доли конвективной облачности и облаков верхнего яруса. На фоне роста температуры и количества осадков растёт и влагосодержание атмосферы, в связи с чем уменьшается аэрозольный вклад в мутность атмосферы, что отражается на изменении радиационного баланса. С точки зрения общей циркуляции атмосферы отмечается ослабление зимней циклоничности, увеличение роли меридиональной циркуляции, в том числе связанной с блокирующими антициклонами. С ними нередко связаны аномальные погодные ситуации, в том числе жара и засухи летом, морозы зимой. Средняя скорость приземного ветра в среднем уменьшается, особенно над европейской частью России (0.3–0.6 м/с за 10 лет). Наиболее заметное уменьшение отмечается для зимы и весны. При этом к северу от 75° с.ш. как в Российской Арктике, так и на остальной территории, скорости ветра возрастают [Второй, 2014; IPCC, 2013].

Помимо средних характеристик состояния климатической системы последние десятилетия пристальное внимание уделяется *экстремальным метеорологическим и климатическим явлениям*. Они наблюдаются относительно редко, но могут быть причиной значительного ущерба в разных сферах человеческой деятельности. Очевидно, что характеристики экстремальной погоды и климата различаются в зависимости от географического положения. Среди основных таких явлений – редкие по интенсивности, продолжительности и масштабу отрицательных последствий засухи, наводнения, сильные осадки, волны тепла и холода, тропические и внетропические шторма, нагоны, штормовое волнение и т.д.

Среди многих определений того, какие *метеорологические* явления следует относить к экстремальным, наиболее часто используются показатели, основанные на функции распределения вероятностей повторяемости данного явления. В случае сохранения режима экстремальной погоды в течение продолжительного времени, например, сезона, его можно рассматривать как экстремальное *климатическое* явление. Во втором оценочном докладе МГЭИК [Второй, 2014] под экстремальными метеорологическими явлениями понимаются те, которые наблюдаются столь же редко или еще реже, чем 10-й или 90-й процентиль функции распределения. С учетом специфики явления и территории выбор порогового значения процентиля для отнесения события к экстремальному может меняться.

Одним из разделов пятого цикла доклада МГЭИК является Специальный доклад МГЭИК по управлению рисками экстремальных явлений и бедствий для содействия адаптации к изменению климата (СДЭБ) [МГЭИК, 2012; IPCC, 2012], который служит основной информационной базой по изменяющимся метеорологическим и климатическим экстремальным явлениям. Известный график оценки повторяемости климатических

экстремумов в зависимости от вида функции распределения температуры воздуха при потеплении климата (Рисунок 1.6) демонстрирует, как может снижаться или возрастать риск повторяемости экстремальных явлений при разных вариантах изменений климата.

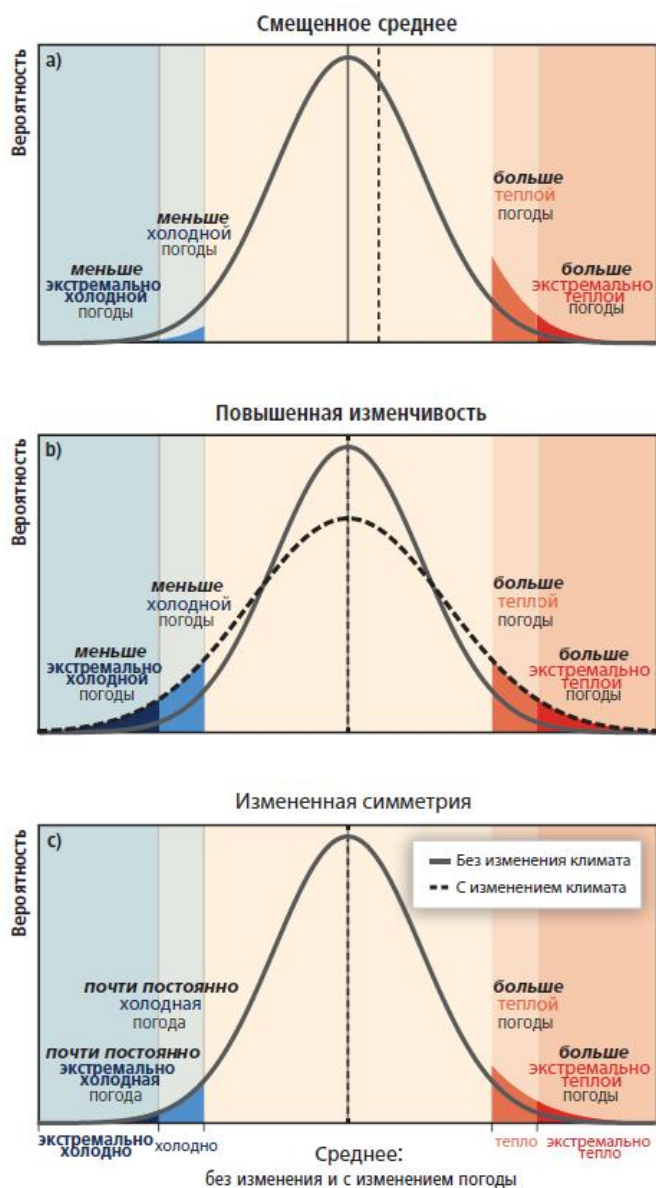


Рисунок 1.6. Воздействие изменений в распределении температуры на экстремальные явления. Различия в распределениях температуры при нынешнем и будущем климате и их воздействия на экстремальные значения: (а) воздействия простого смещения всего распределения в направлении более теплого климата; (б) воздействия повышения изменчивости температуры при нулевом смещении среднего значения; (в) воздействия измененной формы распределения; в данном примере изменение в асимметрии в направлении более теплой части распределения [МГЭИК, 2012].

На основании материалов СДЭБ экспертами МГЭИК в настоящее время отмечаются следующие тенденции (с учетом степени надежности оценок): «Изменения во многих экстремальных метеорологических и климатических явлениях наблюдаются приблизительно с

1950 г. Весьма вероятно, что в глобальном масштабе число холодных дней и ночей снизилось, а число теплых дней и ночей увеличилось. Вероятно, что повторяемость волн тепла возросла на значительной части территории Европы, Азии и Австралии. Вероятно, насчитывается большее число участков суши, где увеличилось количество случаев выпадения сильных осадков, чем участков, где количество таких случаев уменьшилось. Повторяемость и интенсивность сильных осадков, вероятно, увеличились в Северной Америке и Европе. На других континентах степень достоверности изменений, касающихся явлений сильных осадков, в лучшем случае, средняя» [МГЭИК, 2012].

На территории России также отмечается возрастание экстремальности климата, проявляющееся в интенсивности и повторяемости опасных гидрометеорологических явлений (Рисунок 1.7). Отмечен рост числа дней с аномально высокой температурой воздуха, уменьшение безморозного периода [Шмакин, Попова, 2006; МГЭИК, 2012]. В то же время выросла продолжительность и интенсивность волн жары. Зимой увеличивается число суток с аномально большим (≥ 10 мм) количеством осадков, летом наблюдается их уменьшение. Показатели засушливости в сельскохозяйственной зоне России также увеличиваются.

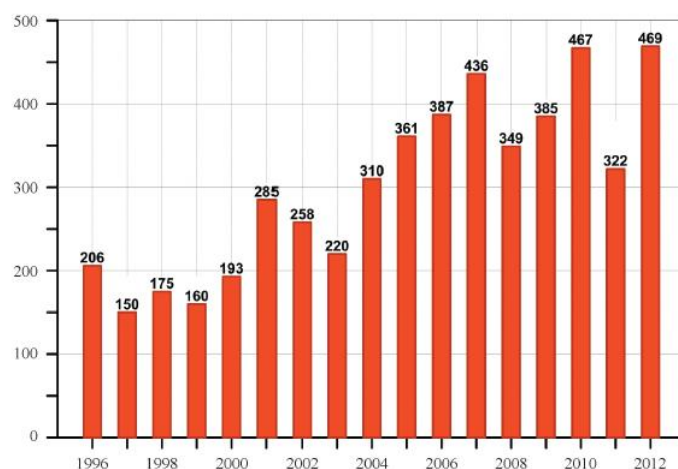


Рисунок 1.7. Суммарное за год число гидрометеорологических опасных явлений на территории России, нанесших значительный ущерб экономике и населению, 1996—2012 гг. [Второй, 2014].

Гидрометеорологическая безопасность. Анализ текущих изменений климата и их экологических и экономических последствий приводит к пониманию того, что атмосферу необходимо рассматривать не только как часть природной системы, но также как один из факторов экологической безопасности [Экологическая, 2002; Катцов и др., 2007; Второй, 2014]. В рекомендациях Росгидромета РФ [Результаты, 2005] по подготовке и реализации Климатической доктрины РФ [Климатическая, 2009] говорится: «Гидрометеорологическая безопасность, в том числе ее климатический аспект, является составной частью национальной безопасности РФ в целом».

Как отмечается в работах [Катцов и др., 2007; Оценка, 2011], значительная часть функций многих федеральных ведомств «чувствительна» к климатическим изменениям. В связи с этим оценка климатических ресурсов в настоящем и в будущем может служить обеспечению выработки политических и экономических решений и принятию мер по смягчению или адаптации к возможным негативным последствиям изменений климата. Современные работы по обоснованию адаптационных мероприятий, связанных с последствиями изменений климата, должны служить обеспечению должного уровня гидрометеорологической безопасности.

С учетом такого подхода в Специальном докладе МГЭИК [МГЭИК, 2012; IPCC, 2012] под адаптацией в антропогенных системах понимается процесс приспособления к существующему или ожидаемому климату и его воздействиям, с тем чтобы смягчить ущерб или воспользоваться выгодными возможностями. Адаптация в естественных системах — процесс приспособления к существующему климату и его воздействиям; вмешательство человека может способствовать приспособлению к ожидаемому климату. В работе Н.В. Кобышевой, посвященной методике экономического обоснования адаптационных мероприятий, связанных с изменениями и изменчивостью климата [Кобышева, 2014] понятие адаптации рассматривается как система управления гидрометеорологическими рисками, возникающими «под влиянием угроз, создаваемых изменениями и изменчивостью климата». Экономические последствия таких рисков могут быть очень велики, например, только аномально жаркое лето 2010 г. привело к потерям, превышающим 1% ВВП [Порфирьев, 2011].

Изменения климата, осознанные в последние десятилетия как объективная реальность современного мира, сделали актуальным изучение изменений тех природных ресурсов, которые определяются климатическими факторами. Эти изменения происходят быстро – со скоростями, сравнимыми с темпами масштабных перестроек экономики. С этой точки зрения они не являются катастрофическими или, наоборот, «фоновыми» или «вековыми». Кроме того, воздействие изменений климата на природную среду, экономику и население может быть не только прямым, но и косвенным (или опосредованным).

Потепление на территории РФ, наблюдаемое и прогнозируемое, приводит, и далее может привести как к положительным, так и отрицательным последствиям. Так, в северных районах возможно расширение зоны комфортного проживания. Сокращение отопительного сезона приведет к снижению потребления электроэнергии. Уменьшение площади морских льдов улучшит условия транспортировки грузов в арктических морях и облегчит освоение шельфов и т.д. Среди основных отрицательных последствий потепления можно назвать увеличение повторяемости опасных явлений, в том числе штормовых скоростей ветра, наводнений, засух, протаивание вечномёрзлых грунтов, изменение видового разнообразия и вытеснение одних

биологических видов другими и т.п. Также в настоящее время климатические изменения рассматривают наравне с другими известными факторами риска здоровью населения – загрязнением окружающей среды, продовольственной проблемой, ухудшением качества питьевой воды и т.п. При этом многие из перечисленных факторов в значительной степени определяются состоянием климата.

Оценка изменений климата с позиций «потребления» их человеком может обеспечить разумное и грамотное использование его характеристик, способствовать увеличению материальных богатств и улучшению качества жизни человечества. Для того чтобы приспособиться к новым природным условиям и смягчить последствия изменений требуется перестройка ряда отраслей экономики. Серьезное значение приобретают и экологические программы. Существование природных угроз, связанных с изменениями климата, требует выработки стратегии по адаптации к ним. Для этого необходимы не только оценки самих климатических изменений, но и степени подверженности различных объектов метеорологическим и климатическим угрозам и их уязвимости.

Обобщенная концепция сложившихся к настоящему времени взглядов современных научно-исследовательских сообществ, занимающихся изучением климата, климатических воздействий, адаптации к изменению климата и вопросов управления рисками стихийных бедствий, представлена на Рисунке 1.8. Очевидно, что смягчение последствий стихийных бедствий и снижение степени их риска возможно за счет принятия управленческих мер, которые будут тем эффективнее, чем лучше будет понимание закономерностей развития климатической системы.



Рисунок 1.8. Схема концепции СДЭБ о взаимосвязи состояния климата и риска стихийных бедствий [МГЭИК, 2012]

Для территории России и отдельных регионов одно из обобщений имеющихся знаний по комплексной оценке влияния климатических изменений на экономику в целом и ее отдельные производственные комплексы и сферы деятельности представлено в работе [Оценка, 2011]. Там же даются обоснования комплексных мер адаптации к последствиям изменений климата, подчеркивается необходимость учета климатического фактора в программах и проектах модернизации производства и сферы услуг.

Как уже говорилось выше, оценки последствий климатических изменений могут быть связаны с понятиями «риск». В разработанной в ГГО методике экономического обоснования адаптационных мероприятий, связанных с изменениями и изменчивостью климата [Кобышева, 2014] под риском, связанным с изменением и изменчивостью климата, предлагается понимать сочетание вероятности и последствий наступления опасного или неблагоприятного метеорологического или климатического события; риск определяется как произведение вероятности конкретной метеорологической опасности на условную вероятность уязвимости объекта воздействия, который может оказаться подверженным этой опасности; выражается в долях единицы или процентах. Под экономическим риском понимается произведение вероятности метеорологической опасности на величину ущерба; выражается в стоимостных единицах. Климатический риск обычно определяют как вероятность негативных последствий или ожидаемых потерь, вытекающую из взаимодействия между метеорологическими опасностями и уязвимостью реципиента, включающую его подверженность [там же]. Среди определений риска также может быть использовано следующее: риск есть функция двух переменных — частоты и последствий нежелательного события [Быков и др., 2004].

В Специальном докладе [МГЭИК, 2012; IPCC, 2012] представлены взаимодополняющие концепции адаптации и управления рисками стихийных бедствий, которые могут уменьшить риски экстремальных климатических явлений и бедствий и повысить сопротивляемость к остающимся рискам, которые меняются с течением времени (Рисунок 1.9). Эти концепции могут частично дублировать друг друга и могут использоваться одновременно.

При выработке мер по повышению устойчивости к климатическим рискам необходимо учитывать не только изменение климата, но и уязвимость подверженных его влиянию сфер деятельности. Среди наиболее известных в мире методов оценки уязвимости используется шкала бедствий DIMAK, разработанная М.А. Клячко [Klyachko, 1996]. В России разработан и используется индекс экстремальности [Бедрицкий и др., 2007], характеризующий одновременно подверженность и уязвимость объекта (или системы объектов) изменениям климата. Дополняет этот индекс, разработанный в ГГО метод конкретно ориентированных оценок уязвимости с учетом подверженности воздействиям отдельных опасных явлений (ОЯ), а также секторальной оценки уязвимости [Кобышева и др., 2008].



Рисунок 1.9. Концепции адаптации и управления рисками стихийных бедствий в целях уменьшения рисков стихийных бедствий в условиях меняющегося климата [МГЭИК, 2012]

Согласно классификации адаптационных мер, разработанных в ГГО им. А. И. Воейкова [Кобышева, 2014], предлагается различать гидрометеорологические и технические виды адаптации, дополнительно можно выделить природно-техногенные меры, например, переход к возобновляемым источникам энергии [Климатические, 2010], использование грозозащитной аппаратуры и т.д. При этом авторы подчеркивают, что *«гидрометеорологические адаптационные меры являются информационными, и их разработка, применение и решение о целесообразности их использования есть функция климатологов ..., главной заботой климатологов является совершенствование климатических прогнозов и методов раннего предупреждения о возможных ОЯ»*. В настоящее время в России разработана система специализированных климатических показателей и выполнены некоторые оценки последствия возможных изменений климата для различных секторов экономики [Энциклопедия, 2005; Руководство, 2008; Оценка, 2011; Методы, 2012]. Среди значительных зарубежных работ, посвященных региональному долгосрочному прогнозу климатических рисков, можно отметить цикл статей Американского метеорологического общества [Vose et al., 2014; Wuebbles et al., 2014; Kunkel et al., 2013; Peterson et al., 2013]. Современные региональные и глобальные прогностические оценки экстремальных климатических явлений обобщены в докладах МГЭИК [МГЭИК, 2012; IPCC, 2012; IPCC, 2013]

Климат как природный ресурс. Описанные выше научные и методические работы в основном рассматривают климат, его изменения и изменчивость с точки зрения оценки «климатических рисков» и выработки адаптационных мер для смягчения их воздействия.

Представляемые далее в настоящей работе результаты соответствуют направленности приведенных выше рекомендаций, продолжая проведенные ранее исследования. Отличие или, скорее, отличительная черта, представляется в том, что климат (включая климатические экстремумы) в меньшей степени обсуждается, как фактор риска, но рассматривается как природный ресурс (включающий и средние и экстремальные показатели)), грамотное использование которого должно способствовать увеличению эффективности человеческой деятельности.

В рамках такого подхода предлагается рассматривать климат, как часть природных ресурсов, в том числе зависящих от состояния климата, то есть климатически-обусловленных природных ресурсов (КоПР) [Кислов и др., 2008]. Как и другие природные ресурсы, КоПР открывают возможности для капиталовложений и применения современных технологий при их использовании. КоПР влияют по-разному на различные отрасли экономики, стимулируя развитие технологий, оптимально соответствующих климатическим условиям.

Количественная оценка большей части климатических ресурсов выполняется на основе сведений о температуре воздуха, осадках, режиме ветра и влажности. Для современного климата эти данные являются результатами наблюдений и реанализа, для сценариев будущего получаются на основе расчетов с использованием математических моделей климата и земной системы.

Для России оценка состояния климатических ресурсов многие годы выполнялась рядом исследователей, и результаты эти регулярно дополняются. Так, в 2005 г. Федеральной службой по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды был подготовлен документ, содержащий прогноз изменений климата Российской Федерации на период до 2010-2015 гг. с описанием воздействия на отрасли экономики России [Стратегический ..., 2005]. Оценка макроэкономических последствий на территории РФ представлена в [Оценка, 2011].

Результаты агроклиматических оценок используются в дальнейших исследованиях, например, в качестве входных данных в моделях продуктивности сельскохозяйственных культур, например, в разработках Всероссийского НИИ сельскохозяйственной метеорологии [Павлова, 2010; Павлова и др., 2012, 2014, 2016]. Коллективом этого института выполнены работы по оценке последствий для сельского хозяйства [Сиротенко, 2011]. В представляемой диссертационной работе полученные результаты расширены по набору агроклиматических характеристик и их прогностических оценок.

Как отмечалось выше, среди различных подходов к анализу и районированию природных и климатических ресурсов можно выделить два основных направления – географическое и экономическое. Для первого характерно рассмотрение климатических ресурсов, их пространственно-временных особенностей и теоретического потенциала в зависимости от

свойств геосистемы с учетом ландшафтной структуры. Во втором случае акцент при анализе климатических ресурсов делается на практическое направление их использования. Классификация климатических ресурсов может быть выполнена различным образом: в зависимости от метеорологических величин, на основе которых ресурсы оцениваются (температуры воздуха, осадков, влажности, ветра и др.); с учетом масштаба климатических процессов (макро-, мезо- и микроклиматические); по функциональному признаку (агроклиматические, биоклиматические, рекреационные, энергетические и др.). Так, в работе [Энциклопедия, 2005] районирование основано на административных единицах. Для получения комплексной оценки климатических ресурсов России применяется так называемый климатический ресурсный потенциал.

В работе [Гордеев и др., 2006] подробно рассматривается накопленный исследовательский опыт комплексного анализа агроклиматических факторов, а также приводят современные результаты по оценке биоклиматического потенциала и составляющих его ресурсов для субъектов Российской Федерации и ряда зарубежных стран. Детально показаны возможности оптимизации размещения сельскохозяйственных культур, представлены новые методы оценки почвенно-климатических ресурсов. Одним из основных выводов этой работы является заключение о том, что сельское хозяйство России имеет большие возможности для развития благодаря возможностям использования своего биоклиматического потенциала. Этот фактор весьма полно учтен в сельскохозяйственном производстве ведущих стран, однако для нашей страны представляет собой нереализованный резерв развития. По приведенным оценкам, уровень неполноты в использовании природных ресурсов меняется от 70% (для Северного Кавказа) до 90% (для Северо-западного экономического района).

Для России выполнены современные оценки региональных агроклиматических ресурсов, например для Приволжского федерального округа [Переведенцев и др., 2017]. Используя климатические и агроклиматические данные [Научно-прикладной справочник, 1989; Зоидзе, Овчаренко, 2000] было рассчитано много разноаспектных показателей, которые затем преобразованы в баллы, просуммированные для всех административно-территориальных единиц (областей, краев и т.п.). Далее, суммы баллов для каждого региона переводились в условные единицы, изменяющиеся в диапазоне от нуля до 1000. На основе полученных результатов территория России рассмотрена с точки зрения благоприятности современных климатических ресурсов для лесного и сельского хозяйства, строительства, транспорта, коммунального хозяйства, энергетики, нефтедобычи и др., выполнена оценка стоимости рассчитанных ресурсов. Данный подход действительно обеспечивает комплексную оценку, но в его рамках нельзя избавиться от априорности результата, обусловленного процедурой назначения баллов и их «весов».

В условиях меняющегося климата эффективное использование КР требует разработки детального прогноза на длительную перспективу. Это серьезная проблема, решение которой должно включать следующие аспекты. Сначала надо отобрать эффективные показатели, характеризующие изменения КР с учетом интересов различных отраслей. Далее, из этого перечня требуется выбрать те, динамика которых может быть оценена, с помощью имеющегося информационного материала, с достаточной для практического применения надежностью. Затем, следует иметь в виду, что расчеты могут быть проведены не для всех регионов, а только там, где качество информации достаточно высокое для обеспечения решения поставленных задач. Таким образом, имеет место определенная лимитированность – то есть далеко не везде, и далеко не все важные ресурсы могут быть достоверно оценены.

Рассмотрим данную проблему подробнее. Информация о современном состоянии КР получается по данным метеорологических, гидрологических и др., наблюдений. Однако, территориальное распределение метеорологических станций крайне неоднородно. Некоторые регионы вообще не покрыты данными наблюдений, а в других местах не освещены трудно доступные районы (например, горные области). На территории России так обстоит дело в Сибири (за исключением некоторых ее южных областей), поэтому пространственное обобщение результатов здесь весьма затруднено. Чтобы получить какую-то разумную информацию, приходится усреднять данные по административным единицам, что, имея в виду их огромные размеры и простираение в разных природных зонах, делает такие оценки весьма приблизительными. Таким образом, с позиций густоты сети метеорологических станций только территория Восточно-Европейской равнины (ВЕР) с прилегающими регионами освещена данными в достаточной степени (за исключением ее северо-восточной части).

Теперь обратимся к самим КР. Не вдаваясь пока что в рассмотрение конкретных показателей, заметим, что для некоторых из них достаточно средних месячных значений температуры и сумм осадков, для других требуются вторые моменты, а в некоторых случаях – и моменты более высоких порядков, если речь идет об индексах КР, базирующихся на экстремальных значениях. Последние определяются с гораздо меньшей надежностью, а их пространственное обобщение вообще затруднительно, так как требует гораздо более густой сети станций, чем имеющаяся в настоящее время.

Кроме того, сами метеорологические элементы определяются с разной степенью надежности. Так, данные о температуре гораздо достовернее, чем данные об осадках, и с этой точки зрения следует опять подчеркнуть, что получение пространственных полей, осуществляемое методами интерполяции, гораздо надежнее для температуры, чем для осадков. Еще хуже обстоит дело с теми КР, которые требуют информации о других метеорологических полях. Например, ряд индексов увлажнения строится на информации о влажности почвы.

Однако сеть станций, где осуществляются измерения этой характеристики, очень невелика. Поэтому получить пространственные поля, охватывающие территории, масштаба крупных географических единиц, невозможно без большой потери точности. Аналогично можно сказать о показателях, использующих радиационные и световые величины.

Обратимся теперь к той информации, которая используется для оценки будущего состояния КР и рассмотрим ее качество (см. также раздел 1.2). Для прогнозирования изменений КР используются данные моделирования, выполненного на глобальных климатических моделях и моделях земной климатической системы. Они представляют собой очень сложные конструкции, в некотором смысле немногим уступающие своим природным аналогам. В рамках моделей воспроизводятся все поля атмосферы, океана, криосферы, деятельного слоя суши. Это происходит из-за того, что модель строится, по возможности, адекватно реальной климатической системе. Пространственная дискретизация моделей, возникающая из-за конечномерной аппроксимации уравнений термогидродинамики, составляет порядка 100–200 км. Последнее обстоятельство сразу ограничивает задачу анализом КР в масштабе крупных регионов. Временное разрешение моделей (шаг численного интегрирования по времени) составляет порядка 10–30 минут. Это позволяет уверенно воспроизводить суточный ход и работать в масштабах среднесуточных и среднемесячных значений.

Учитывая отмеченную выше способность моделей (вытекающую из их устройства) моделировать *все* поля, на первый взгляд представляется, что на основе ее выходных данных могут быть воспроизведены показатели *любых* КР. К сожалению, это далеко не так, поскольку качество модельных полей неодинаково. Это определяется, прежде всего, особенностью самих моделей (исходными уравнениями, их упрощениями, методами решений). Однако даже оставляя в стороне эту проблему, можно с формальной точки зрения констатировать очень простой факт, заключающийся в том, что очень малый набор модельных полей прошел надежное тестирование. Действительно, оно надежно выполнено только для температуры воздуха, атмосферного давления и поля геопотенциала. По этим переменным имеются более-менее надежные «эталонные», основанные на данных наблюдений глобальной системы наблюдений. По другим переменным эмпирические эталоны определены с большой долей сомнения (в этом легко убедиться, сравнивая климатические средние поля осадков, представленные различными архивами данных – см. раздел 1.2). Поэтому гораздо менее надежны модельные данные о планетарном распределении осадков, поле ветра, температуре поверхности суши и морей. Следующая группа полей – это модельные радиационные потоки, турбулентные потоки тепла, скорость испарения, влагосодержание почвы и др., по которым выполнены только региональные фрагментарные тестирования в рамках специальных натурных экспериментов, в течении короткого времени и в пределах небольших территорий.

Все это приводит к тому, что большинство модельных данных не проверено, и поэтому их просто невозможно использовать в практических целях. Поэтому многие важные показатели или требуют развития косвенных методик расчета, или не могут быть рассчитаны совсем, из-за низкой точности модельных полей. Так, в моделях рассчитывается речной сток (как невязка бюджета изменений влажности почвы, испарения и осадков). Однако, поскольку из этого списка известны (протестированы) лишь осадки, доверие к величине модельного стока мало. И прямые оценки его соответствия реальному показали серьезные отличия. В качестве другого примера можно упомянуть агроклиматические индексы, характеризующие светообеспеченность растений, а также дозы ультрафиолетовой радиации, важные для медицинских целей и экологических проблем. Однако, чтобы провести их расчеты, требуется информация об облачности, а этот параметр разные модели воспроизводят очень по-разному (именно с этим связаны, во многом, различия в чувствительности моделей). Поскольку оценка изменений состояния облачности ненадежна, невозможно гарантировать и высокое качество прогнозирования названных показателей.

Следовательно, из обширнейшего списка модельных полей предпочтительно использовать только температуру воздуха в приповерхностном слое, осадки, давление/геопотенциал и, возможно, скорость ветра. Иногда эта информация достаточна для расчета КР. В других случаях приходится развивать косвенные методы, позволяющие параметризовать требующиеся величины в терминах достоверно определяемых переменных.

Проблема этим не исчерпывается. Модельные поля полезно сопоставить с данными наблюдений уже в пределах изучаемой территории. Для этого нужна сеть станций с требуемой густотой. Последняя задача невозможна, например, для большей части Сибири, но может быть решена в пределах Восточно-Европейской равнины.

Таким образом, перечень показателей КР сужается. Однако в него входят важные в практическом отношении показатели, которые могут использоваться в разных секторах экономики для узкоспециализированных расчетов.

Относительная значимость тех или иных показателей, характеризующих климатические ресурсы, может изменяться в зависимости от потребителей информации. В целом с позиций прикладных задач можно выделить следующие виды КР: агроклиматические, лесохозяйственные климатические, климатические ресурсы коммунального хозяйства, биоклиматические, строительно-климатические, энергоклиматические, транспортно-климатические.

Каждый вид ресурсов имеет свой набор показателей, отвечающих требованиям отрасли – потребителя информации. Например, с позиций агроклиматологии важнейшими оценками служат годовые суммы активных температур, продолжительность периодов с температурой

воздуха в различных диапазонах, количество атмосферных осадков, их сочетание с температурными условиями, освещенность, вероятность экстремальных погодных явлений и др. В рекреационной деятельности показатели комфортности учитывают весь комплекс метеорологических и актинометрических характеристик. Оценка канализационных климатических ресурсов включает суточный максимум осадков 1% обеспеченности и среднюю интенсивность дождя продолжительностью 20 мин. Ветровой режим определяет потенциал развития электроэнергетики, определяет степень безопасности в судоходстве, строительстве и разных видах промышленности. Специальные подходы требуются для оценки социально-демографических и медико-экологических последствий изменения климата и т.д.

Например, в сельскохозяйственном производстве важность учета погодноклиматических факторов очевидна и она еще более возросла из-за того, что за счет сокращения числа зернопроизводящих экономических районов в России по сравнению с СССР продовольственная безопасность страны снизилась. В настоящее время центральная часть Восточно-Европейской равнины обладает достаточным агроклиматическим потенциалом для эффективного сельскохозяйственного производства, но ее северная часть на фоне достаточного увлажнения испытывает недостаток освещенности и тепла, а южная часть является зоной рискованного земледелия из-за большой вероятности засух, суховеев и других неблагоприятных явлений. В этом отношении значительная часть ВЕР относится к зоне неустойчивых и умеренно-устойчивых урожаев зерновых по отношению к климатической составляющей изменчивости урожаев (Пасов, 1996). Высокая степень зависимости от погодноклиматических условий свойственна также и урожаям овощных, технических культур, сенокосных трав (Николаев, 1994; Пасов, 1996).

Апробированные в агроклиматологии показатели удобно разделить на термические ресурсы, индексы, характеризующие условия увлажнения и комплексные показатели, интегрально представляющие термовлажностные условия. Это суммы температур в определенных температурных диапазонах, количество дней с определенными температурами, суммы осадков – как полные, так и относящиеся к определенным температурным интервалам (например, осадки теплого сезона, или осадки вегетационного периода). Комплексные показатели представлены гидротермическим коэффициентом и индексом засушливости. Использование результатов моделирования климата в современных условиях и в XXI веке позволяет рассчитать аномалии индексов в будущем. Сопоставление аномалий с известными (по данным наблюдений) современными значениями этих величин дает оценку будущего состояния агроклиматических показателей, что позволяет оценить, хотя бы частично, климатическую компоненту в развитии агропромышленного комплекса в XXI веке, то есть его потенциальные ресурсы и риски.

Исследование КР, оказывается практически востребовано при оценках влияния изменений климата на здоровье человека. Представляется практически очевидным, что происходящее потепление климата усложнит медико-экологическую ситуацию в мире. Необходимость осуществления мер по снижению негативного воздействия на здоровье диктует, на первом этапе, необходимость разработки прогностических моделей для оценки возможных последствий воздействия потепления климата на уровень здоровья населения. Однако медико-экологические эффекты, как правило, многофакторны и нелинейны. В их изменениях трудно уловить проявление климатического сигнала, поэтому невозможно сконструировать надежную простую прогностическую схему, основанную на достоверных предикторах. Создать сложную схему, отражающую реальные физико-химические и физиологические механизмы часто невозможно именно из-за колоссальной сложности задачи. Кроме того, из-за обилия неизвестных параметров такие сверхсложные системы не могут быть практически эффективны.

Важным исключением при оценке медико-экологических последствий климатических изменений является ситуация с малярией, которая по мнению экспертов Всемирной организации здравоохранения представляет собой самый большой риск для жизнедеятельности населения в связи с глобальным потеплением. Оказалось, что заболеваемость малярией практически однозначно связана с термическим режимом. Другие факторы, в том числе и не только природные, но и социально-экономические, также важны, но климатическое воздействие является определяющим. Связь с температурными особенностями делает реальным прогноз маляриологической ситуации в XXI веке, как это было показано, например, для территории Восточно-Европейской равнины [Кислов и др., 2008].

Климат, как природный ресурс, важен также с точки зрения развития лечебно-курортной и туристической индустрии. Различные виды зимнего и летнего туризма, например, экскурсионный туризм (в том числе сельскохозяйственные туры), спортивный туризм (лыжный, водный, горный, пешие походы, охота, рыбная ловля, и пр.) зависят от физико-географических и климатических условий. Как и другие сферы человеческой деятельности, они уязвимы по отношению к изменениям климата. Последние влияют не только на изменение продолжительности туристических сезонов и степени привлекательности рекреационных зон через изменение средних климатических показателей. Увеличение числа экстремальных метеорологических и климатических событий повышает уровень риска многих видов отдыха. Это может способствовать уменьшению интереса к ним в ранее комфортных регионах, а также потребовать перераспределения географического местоположения туристических и рекреационных зон, перемещения инфраструктуры и новых капиталовложений.

1.2. Климатические модели и их использование для прогноза климатических ресурсов

Исходной информацией для количественной оценки климатических ресурсов являются традиционные показатели состояния климата: температура, осадки, скорость ветра, поле давления, радиационный баланс и др. В тех временных пределах, в которых есть данные наблюдений, достаточно ими воспользоваться, чтобы оценить КР. Есть ограничение и в пространстве – далеко не все территории суши, не говоря об океане, охвачены репрезентативной сетью наблюдений, но все же в последние десятилетия они могут дополняться данными дистанционного зондирования. Однако стоит выйти за временные или пространственные пределы наблюдений, возникает потребность в инструментах, которые восполняют пространственные пробелы и продляют ряды в прошлое или в будущее. Так как обратные связи компонентов климатической системы обладают свойством нелинейности, невозможно прогнозировать состояние КС просто как продолжение текущих тенденций. Требуются сложные схемы, имитирующие поведение КС с учетом ее внутренних процессов.

На сегодняшний день наибольшие возможности для исследования климатической системы и оценки изменений климата в настоящем, прошлом и будущем дает проведение численных экспериментов с использованием моделей разной степени сложности – от простых моделей до моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАиО) промежуточной степени сложности и полных МОЦАиО и, наконец, до наиболее сложных моделей земной системы.

Первая зарубежная модель совместной циркуляции атмосферы и океана была создана Манабе и Брайаном [Manabe, Bryan, 1969]. В СССР в 1970-е годы также активно приступили к разработке моделей. Уже в 1980 г. в работе [Дымников и др., 1980] с помощью зонально-осредненной модели общей циркуляции атмосферы была рассчитана реакция климата на удвоение CO_2 . Среди первых можно назвать модель общей циркуляции атмосферы и верхнего слоя океана [Монин, 1982], модель общей циркуляции атмосферы и глобального океана [Марчук и др., 1979, 1980].

В настоящее время в России разработаны глобальные модели разной степени сложности, которые активно используются при климатических исследованиях, в том числе для оценки реакции климатической системы на рост концентрации парниковых газов и их влияния на наблюдаемое потепление климата. Среди них модель земной климатической системы Института вычислительной математики РАН [Володин и др., 2013], модель климатической системы промежуточной сложности Института физики атмосферы РАН [Мохов и др., 2005], модель Главной геофизической обсерватории [Мелешко и др., 2014].

С учетом сложности процессов, связывающих компоненты климатической системы, для получения более точных результатов требуются модели с более детальным описанием этих процессов. Среди российских моделей наиболее подробное описание КС представлено в модели ИВМ РАН. Эта модель много лет входит в группу моделей Всемирной программы исследований климата (WCRP, World Climate Research Programme) и участвует в Международных проектах сравнения объединенных моделей CMIP (Coupled Model Intercomparison Project), в том числе в пятой фазе CMIP5 [Taylor et al., 2012], результаты которой легли в основу Пятого оценочного доклада МГЭИК [IPCC, 2013]. Результаты моделирования модели ИВМ РАН, а также других моделей, входящих в CMIP, использованы и в настоящей работе.

Прежде чем воспользоваться результатами моделирования, рассмотрим современный уровень качества воспроизведения моделями климата XX–XXI вв. Успешность моделей в первую очередь определяется их способностью воспроизводить состояние современного климата, которое может быть описано по данным инструментальных наблюдений и результатам реанализа. Как отмечается в работе В.П. Дымникова [Дымников, 2014], проблему моделирования климата и его изменений можно структурировать в рамках трех ключевых задач:

- 1) воспроизведение климата;
- 2) чувствительность климата к малым внешним воздействиям;
- 3) прогноз изменений климата.

Решению каждой из перечисленных задач посвящено большое количество исследований. Тем не менее, остается много вопросов, полные ответы на которые не получены до сих пор, но от которых зависит успешность моделирования климатической системы. Среди них – механизмы дальних связей тропических и высоких широт, роль компонентов климатической системы на разных временных масштабах климатических изменений, отклик на малые возмущения, надежность результатов моделирования за пределами ограниченных во времени наблюдений и другие.

Оценка качества результатов моделей, участвовавших в CMIP, выполнялась неоднократно. Результаты представлены в большом числе публикаций, обобщение которых для CMIP3 и CMIP5, используемых в настоящей работе, дается в Четвертом и Пятом оценочных докладах [IPCC, 2007; IPCC, 2013], см. также раздел 2.1. При этом использовались разные методы, от прямых сопоставлений индивидуальных результатов каждой модели с наблюдениями для моментов первых и вторых порядков до подходов, разработанных специально для мультимодельного ансамблевого сравнения, а проверка производилась для разных пространственных и временных масштабов. Результаты свидетельствуют, что увеличение пространственного разрешения моделей и углубление описания обратных связей в

КС способствовало улучшению качества моделирования в моделях CMIP5, как показано, например, в работах [Kusunoki, Arakawa, 2015; Sperber et al., 2013; Stocker et al., 2013, Ogata et al., 2014; Song and Zhou, 2014a, 2014b] и других для режима осадков, температуры, циркуляционных особенностей в различных регионах земного шара.

Совершенствование в области моделирования климата, тем не менее, не привело к созданию одной универсальной модели земной климатической системы, которая могла бы считаться лучшей из лучших. Этот неизбежный факт обусловлен не только неполнотой нашего понимания процессов в КС. С одной стороны, источник неопределенности модельных результатов остается следствием структуры самой модели (аппарата численного моделирования, параметризации процессов, недостаточным объемом данных наблюдений) [Hawkins, Sutton, 2009], но также стохастическим характером самих процессов [Демченко, Кислов, 2010]. Поэтому отдельно отметим, что важным этапом в развитии методов оценки результатов моделирования стал ансамблевый подход [Knutti et al., 2006; Murphy et al., 2004; Piani et al., 2005; Reichler, Kim, 2008; Shukla et al., 2006 и др.]. Исследования показали, что при осреднении результатов эксперимента по ансамблю моделей (или по ансамблю численных реализаций одной и той же модели с внесением малых возмущений в начальные поля) качество результатов, как правило, существенно лучше, чем для любой отдельной модели, даже самой лучшей из них. Это свидетельствовало о том, что ошибки каждой модели были статистически независимы. В таком случае средняя по ансамблю моделей величина оказывается предпочтительнее при решении климатических и связанных с ними задач, чем использование результатов одной, пусть очень хорошей модели.

В Оценочных докладах CMIP отдельные главы обязательно посвящаются анализу качества воспроизведения моделями современного климата. Как подчеркивают организаторы CMIP, одна из целей обеспечения свободного доступа к результатам моделирования – предоставление научному сообществу как можно более широких возможностей для тщательной всесторонней проверки модельных результатов и совершенствования методов решения этой задачи. Эти данные доступны на нескольких Интернет-порталах, например, на <http://pcmdi9.llnl.gov/>.

Успешность моделей, участвовавших в CMIP3 (всего 23 модели общей циркуляции атмосферы и океана, МОЦАиО), подробно анализируется в восьмой главе Четвертого оценочного доклада МГЭИК [Randall et al., 2007]. Составители отчета подчеркивают, что за годы, предшествовавшие выходу Оценочного доклада, существенно выросло качество моделирования. Этому способствовало увеличение пространственного разрешения, улучшение динамических процессов, включение и усложнение блоков моделирования аэрозолей, морского льда, процессов в деятельном слое суши. Такой прогресс повысил доверие к модельным

результатам. В докладе отмечается адекватное воспроизведение моделям основополагающих ключевых процессов и дальних связей в климатической системе. Обсуждаются также проблемы, связанные с моделированием процессов, регулирующих радиационный и тепловой баланс, и достоинства и недостатки параметризаций процессов подсеточного масштаба.

Сводные результаты по оценке качества глобальных климатических моделей CMIP5 (более сорока моделей) представлены в девятой главе Пятого оценочного доклада МГЭИК [Flato et al., 2013]. По сравнению с CMIP3, где численные эксперименты выполнялись объединенными моделями общей циркуляции атмосферы и океана, в CMIP5 участвовали модели еще более сложные. Это не только усовершенствованные МОЦАиО, но также модели земной климатической системы, в которых учитываются атмосферная химия, процессы с аэрозолями, углеродный цикл, биогеохимические процессы в океане. Значительному усложнению подверглись параметризации, необходимые для описания тех процессов, что не могут в силу своих пространственных или временных масштабов описываться через решение конечно-разностных модельных уравнений (например, процессы облако- и осадкообразования, турбулентность, углеродный цикл, биохимические процессы в растительности и др.). Некоторые характеристики (например, влагосодержание почвы, землепользование, свойства растительности) в CMIP5 уже не задавались в качестве внешних параметров, как это было ранее, а стали рассчитываться в ходе численных экспериментов. Углубление параметризаций позволило более реалистично представлять в моделях обратные связи между компонентами климатической системы, например, между влагосодержанием почвы и температурой воздуха, температурой воздуха и звеньями углеродного цикла (химические и биогеохимические процессы), подкислением вод Мирового океана и концентрацией CO_2 в атмосфере и т.д.

Согласно оценкам IPCC [Flato et al., 2013] модели CMIP5 хорошо воспроизводят современную приземную температуру воздуха (качество несколько снижается для высокогорных районов в Гималаях и некоторых областей Гренландии и Антарктиды). Для количества атмосферных осадков и пространственного распределения зон их выпадения общий уровень модельных результатов признается удовлетворительным. Расхождения с наблюдениями наиболее заметны в тропиках. Там же показано, что основная часть моделей CMIP5 с хорошей степенью надежности воспроизводит потоки коротковолновой и длинноволновой радиации на верхней границе атмосферы (ВГА) и у земной поверхности. Так, отличия от наблюдений для средних глобальных величин потоков длинноволновой и коротковолновой радиации на ВГА у части моделей CMIP5 не превышают $\pm 2.5 \text{ Вт/м}^2$. У земной поверхности мультимодельная средняя глобальная величина потока коротковолновой радиации несколько завышена (на $1 \pm 3\%$), а потока длинноволновой радиации – занижена (на $1 \pm 3\%$).

По оценке МГЭИК, которой присвоен очень высокий уровень достоверности, модели CMIP5 на масштабах континентов воспроизводят наблюдаемые декадные тренды и структуру изменений приземной температуры, в частности, более быстрое потепление, отмечаемое с середины XX века, и похолодания, следующие за крупными извержениями вулканов.

Сопоставление результатов моделирования приземной температуры в CMIP3 и CMIP5 представлено на Рисунке 1.10 для последних 150 лет и последнего тысячелетия. Палеоклиматические оценки показывают (Рисунок 1.10б), что модельные декадные и вековые колебания температуры согласуются по величине и времени с данными реконструкций в рамках их диапазона неопределенности. Для второй половины XX века и начала XXI века долгосрочные расчеты по климатическим моделям, как и данные наблюдений, уверенно показывают тренд средней глобальной приземной температуры (очень высокий уровень достоверности) (Рисунок 1.10а). Однако на коротких интервалах (10—15 лет) отмечаются различия между модельными и наблюдаемыми трендами (например, с 1998 г. по 2012 г.).

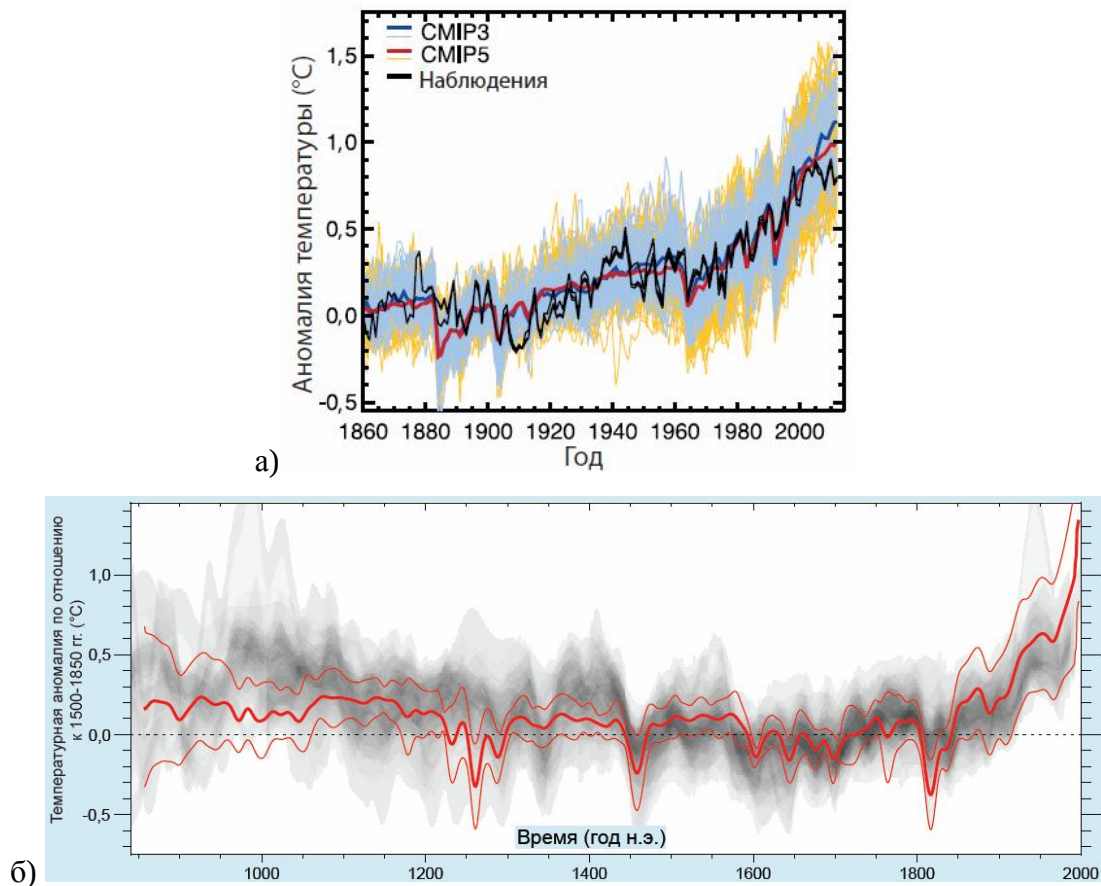


Рисунок 1.10. Сопоставление результатов моделирования CMIP3 и CMIP5 (ансамбли моделей) с данным наблюдений (а); реконструированная (серый цвет) и рассчитанная моделями (красный цвет) температура Северного полушария, RMIР3/CMIP5 (б) [IPCC, 2013]

Уверенность в способности моделей воспроизводить приземную температуру на региональном уровне ниже, чем в более крупном масштабе. Однако с высокой достоверностью констатируется более высокое качество моделирования региональной приземной температуры

моделями CMIP5, нежели CMIP3. Эксперты МГЭИК также отмечают значительный прогресс в моделировании экстремальных погодных и климатических явлений. Модельные средние глобальные тренды частоты экстремально жарких и экстремально холодных дней и ночей во второй половине XX века, как правило, совпадают с данными наблюдений.

Как видно на Рисунке 1.10, современный климат воспроизводится моделями с гораздо меньшим разбросом, чем климат прошлых эпох. Тем не менее, как было показано, например, для 17 моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) в работах [Суркова, Гущина, 2002; Суркова, 2003], они относительно успешно воспроизводят средние циркуляционные характеристики современного климата и применимы к анализу климатов прошлого. Позднее эти атмосферные модели в усовершенствованном варианте легли в основу МОЦАО, а также моделей земной системы, участвовавших в CMIP3 и CMIP5.

Подробный сравнительный анализ результатов моделей CMIP5, где особое внимание уделяется климату Российской Федерации, выполнен в ГГО [Павлова и др., 2014]. В этой работе для 8 федеральных округов РФ подобран ансамбль из 17 климатических моделей, на основе результатов которых получены оценки современного климата и его будущих изменений. Оценка того, насколько изменилась успешность расчета приземной температуры воздуха, осадков и давления на уровне моря в Северном полушарии, на территории России и в Арктике по моделям CMIP5 по сравнению с моделями предыдущего поколения CMIP3 представлена в [Мелешко, Говоркова, 2013]. Авторы отмечают уменьшение межмодельного разброса результатов моделей CMIP5 и, в частности, улучшение результатов моделирования в полярных областях.

В работе [Анисимов, Кокорев, 2013] предлагается оптимизация выбора ансамбля моделей для данных по температуре и осадкам с месячным разрешением на основе исключения (деноминации) моделей, дающих крупные ошибки на региональном уровне. Тестирование выполнялось для моделей CMIP3 (21 модель) и CMIP5 (39 моделей) с региональным осреднением, а выбор регионов (14 регионов на территории РФ) производился с учетом максимальной согласованности рядов наблюдаемой современной температуры внутри каждого региона при значимых различиях между регионами. В целом авторами отмечается улучшение предсказуемости регионального климата в случае использования ансамблевого подхода. При этом оптимальный набор моделей выбирался на основе способности моделей воспроизводить регионально осреднённые изменения сезонной и среднегодовой температуры воздуха и суммы атмосферных осадков, а также трёх индексов: 1) суммы температур выше 0°C – характеризует условия теплообеспеченности периода таяния; 2) суммы осадков холодного периода – характеризует снеготаяние и положительную составляющую баланса ледников; 3) сухости – равен отношению суммы температур выше 0 °C к годовому количеству осадков.

Несмотря на оптимизм, внушаемый использованием ансамблевого подхода, некоторые исследования показывают, что применение ансамблевого среднего не всегда ведет к улучшению результата. В некоторых случаях межмодельный разброс может превышать величину межгодовой изменчивости величины. Одной из причин такого разброса может быть то, что модельные результаты демонстрируют правильный тренд, но имеют постоянную ошибку, причем свою у каждой модели. Уход от смещенности модельных результатов возможен, если использовать не абсолютные значения, полученные при моделировании, а их аномалии (отклонения) от некоторого базисного периода. Можно снимать такие ошибки путем фильтрации рядов за счет скользящего осреднения. Эффективным может оказаться ранжирование моделей и придание каждой модели конкретных весов путем сравнения результатов моделирования с данными наблюдений и выбора оптимального ансамбля моделей [Генихович и др., 2010; Елисеев, Семенов, 2016].

Оценка качества модельных результатов может зависеть от степени пространственного и временного осреднения – при различных масштабах состав ансамбля моделей может меняться [Кислов и др., 2008; Эколого-географические, 2011]. Модели, хорошо описывающие одни процессы, могут оказаться непригодными для других. Например, удовлетворительное воспроизведение моделью поля осадков над Восточно-Европейской равниной не гарантирует успешности модельных расчетов для Восточной Сибири, а хорошие результаты моделирования атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой еще не свидетельствуют о способности модели воспроизводить явление Эль-Ниньо — Южное колебание. Таким образом, в зависимости от поставленной задачи, дискриминация моделей, т.е. исключение их из первоначального набора, требует выбора одной или нескольких характеристик, по которым определяется качество моделирования [Бекряев, 2010].

Дополнительные сложности с точки зрения интерпретации полученных ансамблевых статистик возникают, если в ансамбль включены модификации одной и той же модели, или разные модели используют одинаковые расчетные схемы для определенных блоков модели, например, развитые зарекомендовавшие себя параметризации пограничного слоя или радиационных процессов. Таким образом, члены выборки, созданной из таких моделей перестают быть независимыми, а ошибка среднего по ансамблю может возрасти за счет увеличения вклада однотипных моделей, как показано, например, в работах [Jun et al., 2008; Knutti et al., 2010; Reichler, Kim, 2008]. Показательный пример оценки степени независимости моделей по 35 климатическим показателям представлен в статье [Pennell, Reichler, 2010] для набора моделей CMIP3 (Рисунок 1.11). Авторы показывают, что в силу несостоятельности гипотезы о независимости членов выборки нет необходимости использовать весь большой

набор моделей, а достаточно выбрать лишь его часть, например, из ансамбля 24 моделей можно оставить эффективный набор из 7–9 членов.

В целом дискриминация моделей в настоящее время представляет предмет активных дискуссий (например, [Павлова и др., 2014]). Единой метрики, позволяющей универсальным образом выбирать модели для составления ансамбля, пока не выработано. В связи с этим многие авторы приходят к выводу, что на современном этапе исключение моделей из ансамбля определяется их пригодностью для решения конкретной задачи. Возможно исключение моделей одного класса, превышающих «оптимальный» размер ансамбля [Генихович и др., 2010]. Решающим фактором в региональных задачах становится успешность модели в воспроизведении климата конкретной территории. Также отсутствуют веские основания выбора универсальных весовых коэффициентов для результатов каждой модели. Подбор таких коэффициентов может быть уместен при решении каждой отдельной задачи применительно к конкретным переменным. Методические сложности возникают и при сравнении вероятностных функций распределения результатов моделирования и данных наблюдений, в частности, поскольку ряд по наблюдениям представляет только одну из возможных реализаций, а результаты моделей – множество реализаций при равных внешних условиях.

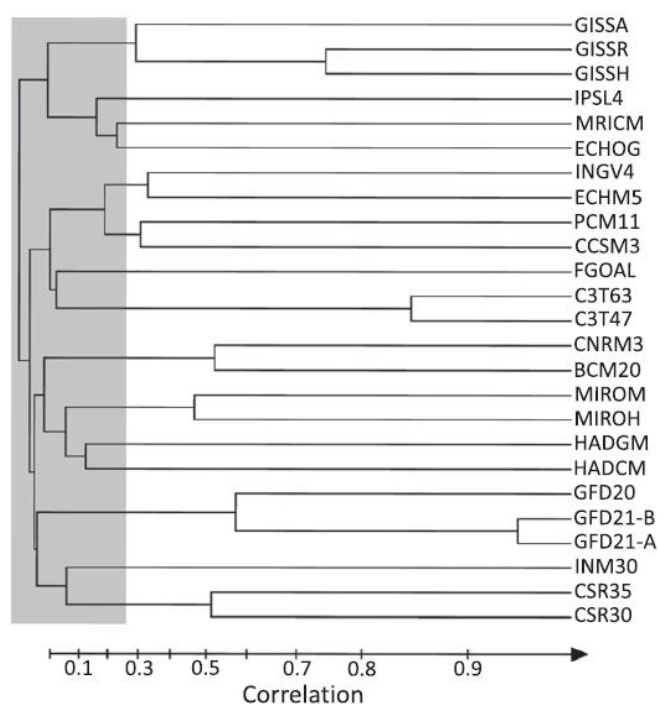


Рисунок 1.11. Результаты группировки климатических моделей методом кластерного анализа в зависимости от степени близости их ошибок (по данным для внетропических широт северного полушария). Внизу по горизонтальной оси отложено евклидово расстояние, пересчитанное в коэффициент корреляции [Pennell, Reichler, 2010].

Опираясь на вышеупомянутые и другие исследования, а также по результатам проведенного регионального тестирования для исследуемых и описываемых далее территорий, при выполнении настоящей работы были сформированы ансамбли модельных результатов, отвечающие поставленным задачам по оценке климатических ресурсов. Дискриминация моделей осуществлялась в несколько этапов. На первом этапе, техническом, были оставлены те модели, для которых существуют открытые данные на портале МГЭИК с ежедневным разрешением как для современного климата, так и для климата XXI в. Далее проверялось техническое качество данных, т.е. ненарушенность файлов и полнота данных, контроль реалистичности значений. Затем проводилось тестирование моделей по исследуемой территории.

1.3. Сценарии климатических изменений

Цель настоящей работы – прогноз средних и экстремальных показателей климатических ресурсов в условиях глобального потепления. Этот прогноз основывается на базе результатов моделирования климата XXI в. В русскоязычной научной литературе в отношении расчетов возможного поведения климатической системы в будущем, как правило, используется единый термин «прогноз». В англоязычной терминологии, касающейся расчетов будущего состояния климата, в последние годы сформировались два термина: «климатический прогноз» (climate prediction/forecast) и «проекция климата» (climate projection). Согласно определениям МГЭИК (см. Глоссарий [IPCC, 2007; IPCC 2013]) под климатическим прогнозом понимается результат расчетов эволюции климата в будущем в масштабе сезонной, межгодовой и вековой изменчивости. Там же уточняется, что, поскольку эволюция климатической системы в будущем может оказаться высокочувствительной к начальным условиям, подобный прогноз обычно носит вероятностный характер. Под проекцией будущего климата экспертами МГЭИК понимается модельная оценка реакции климатической системы на возможные сценарии внешнего воздействия (в частности, сценарии выбросов парниковых газов и аэрозолей и изменения их дальнейшей концентрации в атмосфере, радиационный форсинг). В докладах МГЭИК отмечается, что терминологическое различие климатических проекций и прогнозов призвано подчеркнуть зависимость проекций от предварительно выработанных сценариев, которые, что принципиально, базируются на предположениях о будущем социальном, экономическом и технологическом развитии общества и, таким образом, имеют существенную степень неопределенности. Именно такого рода численные эксперименты проводились в рамках CMIP3 и CMIP5. Они базировались на описываемых далее сценариях выбросов парниковых газов при различных вариантах развития общества.

Далее в работе будет продолжаться использоваться термин «климатический прогноз». Но, с учетом вышесказанного по смыслу он эквивалентен термину МГЭИК «проекция».

В Четвертом и Пятом оценочных докладах МГЭИК [IPCC, 2007, 2013] отмечается, что наблюдаемое глобальное потепление XX–XXI вв. не может быть результатом воздействия только естественных внешних факторов и внутренней изменчивости климатической системы. В отчетах показывается, что, наряду с природными причинами, антропогенные эмиссии парниковых газов вносят значимый вклад в современные изменения климата. Поэтому прогноз развития климатической системы должен учитывать возможные изменения этих выбросов. Признание факта влияния человечества на климат Земли отразилось в выработке стратегий по уменьшению антропогенного воздействия на состояние атмосферы и климата и подписанию крупных международных соглашений, в том числе таких, как Монреальский протокол по веществам, разрушающим озоновый слой (1987 г.), Киотское соглашение по выбросам парниковых газов (1997 г.), Парижская конвенция по замедлению и стабилизации роста средней температуры планеты к 2100 г. до уровня не более 2°C относительно современного (2016 г.).

Многочисленные исследования в XX и XXI вв. продемонстрировали, что на фоне естественной изменчивости климата влияние антропогенных факторов стало значимым, особенно с точки зрения влияния на энергетический баланс климатической системы за счет выбросов в атмосферу парниковых газов и аэрозолей. Принимая антропогенно-обусловленную концепцию изменений климата нельзя забывать, что глобальные изменения климата разного временного масштаба и амплитуды всегда имели место в истории Земли. Один из последних примеров – флуктуация «Средневековое потепление – Малая ледниковая эпоха». Необходимо также помнить, что, несмотря на высокий уровень сложности современных климатических моделей, пока лучше всего воспроизводятся поля температуры воздуха и атмосферного давления. Остальные показатели моделируются с заметной погрешностью, как по абсолютной величине, так и с точки зрения их географии. Поэтому для совершенствования моделей остается большое пространство, в том числе в части воспроизведения обратных связей в климатической системе и параметризации процессов, не описываемых моделями явно. Кроме того, относительно короткий ряд инструментальных наблюдений (100–150 лет) может быть недостаточен для диагностирования глобального тренда – тот участок графика изменения глобальной приземной температуры воздуха в XX веке, где рост наиболее ярко выражен (Рисунок 1.1), на временном масштабе порядка нескольких столетий может быть интерпретирован как часть долговременных естественных флуктуаций.

Эти обстоятельства не снижают значимости концепции антропогенного влияния на глобальное потепление, но увеличивают неопределенность прогнозов изменения климата, ориентированных на возможные сценарии развития общества и связанные с ним выбросы

загрязняющих веществ. Несмотря на то, что эти сценарии опирались на определенные модели развития человеческого общества с учетом изменения технологий, некоторые исследователи полагают, что в них недоучтены возможные направления развития мировой энергетики [Клименко, Терешин, 2012], что также увеличивает неопределенность прогноза.

При подготовке оценочных докладов МГЭИК были разработаны специальные сценарии эмиссии парниковых газов и аэрозоля в XX–XXI вв., на основе которых в рамках проекта СМIP3 и затем СМIP5 моделями климата были выполнены прогностические расчеты изменений климатической системы.

Рассмотрим сценарии изменений климата в XX и XXI вв., предлагаемые в СМIP, которые далее будут использованы в работе.

В Четвертом оценочном докладе МГЭИК [IPCC, 2007] для построения климатического прогноза использовались результаты модельных расчетов проекта СМIP3 [Meehl et al., 2007]. Сценарии эмиссий для численных экспериментов опубликованы в Специальном докладе о сценариях выбросов (СДСВ) [Nakićenović et al., 2000; Сценарии выбросов, 2000] (Рисунок 1.12).

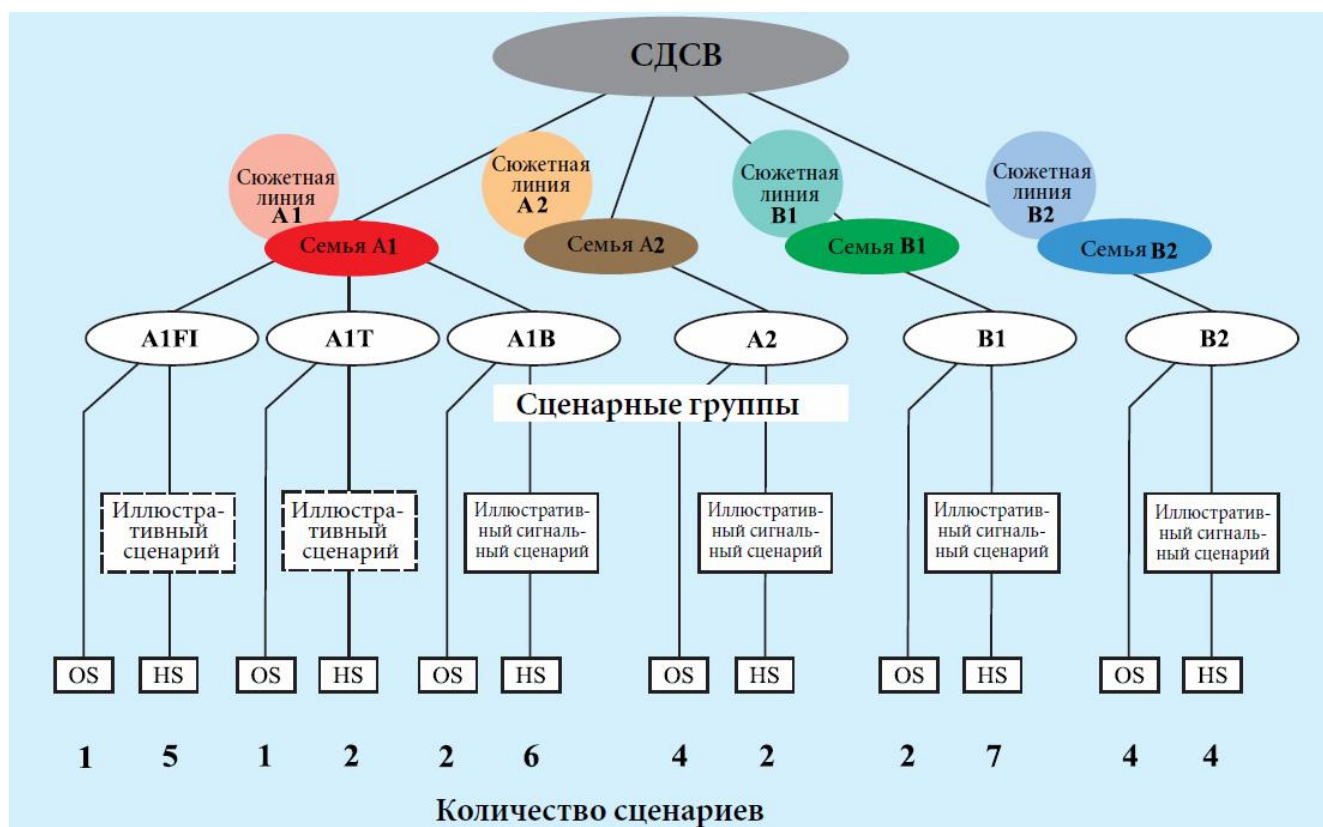


Рисунок 1.12. Основные характеристики четырех сюжетных линий СДСВ, сценарные семьи и группы [Nakićenović et al., 2000; Сценарии выбросов, 2000].

В сценариях СДСВ сформулированы четыре качественные сюжетные линии, которые дают четыре набора сценариев, именуемых «семьями»: A1, A2, B1 и B2. Всего в рамках СДСВ были разработаны 40 равнозначных (без установления вероятности) сценариев. Набор

сценариев состоит из шести сценарных групп, полученных из четырех семей: по одному сценарию в семьях A2, B1, B2, и трех групп в рамках семьи A1, характеризующие альтернативные виды развития энергетических технологий: A1FI (значительная доля ископаемых видов топлива), A1B (сбалансированный вариант) и A1T (главным образом неископаемые виды топлива). Сценарии базируются на предположениях об изменениях численности глобального населения, о росте мировой продукции и о выработке/потреблении энергии с учетом воздействия человека на окружающую среду.

Варианты, где изменение этих параметров развития общества согласовано, помечены «HS» (Рисунок 1.12). «OS» означает сценарии, в которых рассматриваются неопределенности в отношении определяющих факторов помимо тех, которые содержатся в согласованных сценариях. Числа в нижней части рисунка показывают количество сценариев, разработанных в рамках каждой категории. Для каждой из шести сценарных групп дается иллюстративный сценарий (который всегда является согласованным).

Согласно концепции СДСВ при доминировании развития экономики в ущерб природно-охранным мероприятиям сценарии обозначены буквой «А», если же наоборот – «В». Цифра «1» используется в случае подчинения региональных интересов общепланетарным целям, в противном случае используется цифра «2». Таким образом, наиболее «жестким» из перечисленных является сценарий A2, в котором мир будущего представляется разобщенным, в котором каждая страна и каждый регион заботится только о себе, без какой-либо общей концепции. Происходит рост народонаселения планеты. Экономическое развитие в основном регионально ориентированно, и технологические изменения предполагаются менее эффективными, чем в других сценариях. B1 – это, наоборот, мягкий сценарий, в котором мир представляется ориентированным на устойчивое развитие, разработку и внедрение новых чистых технологий, вносящих минимальные возмущения в окружающую среду. Существуют и некоторые модификации рассмотренных случаев. Важно отметить, что все сценарии ориентируются на идею о принципиальной геополитической неизменности мира. Это условие сильно ограничивает надежность оценок, но, на самом деле, является естественным условием строгого научного познания, так как за пределами известного нам мира (если предположить его прекращение, то есть «конец света») предугадать состояние и свойства мира на основе рационального познания в принципе невозможно.

В настоящей работе для исследования климата XXI в. по результатам CMIP3 был выбран сценарий A2, для современного климата – сценарий 20C3M.

Особенностью эксперимента 20C3M явилось то, что внешние климатообразующие факторы природного и антропогенного характера (концентрация углекислого газа, других парниковых газов, сульфатных аэрозолей, учет вулканических извержений, изменения

инсоляции и т.п.) не были заданы одинаковыми для всех моделей (в предыдущих экспериментах СМIP все модели использовали единые значения этих параметров). В 20С3М была поставлена задача подобрать оптимальное для каждой модели сочетание внешних факторов, отражающее реальную ситуацию в XX веке и дающее наилучшее соответствие данных моделирования результатам метеорологических наблюдений.

Выбор наиболее неблагоприятного сценария А2 обусловлен тем, что реакция модельного климата на резкое внешнее воздействие более ярко выражена и статистически достоверна. В этом случае модельные результаты с наибольшей отчетливостью демонстрируют направленность процесса в случае неблагоприятного развития системы «природа–общество». Это дает возможность оценивать не только изменения в климатической системе, но также экономический ущерб и риски, связанные с таким сценарием. Такая информация должна заставлять задуматься о будущем планеты не только ученых, но и политиков, и стать основой для выработки национальных и международных стратегий по смягчению воздействия человечества на климат, а также по адаптации к возможным климатическим изменениям.

При проведении прогностических численных экспериментов в СМIP3 в качестве начального значения для 1850 г. использовалась эквивалентная концентрация CO_2 равная 330 млн^{-1} (по объему). Дальнейшие изменения показаны на Рисунке 1.13 – видно, что к 2100 г концентрация возрастает в 4 раза. Как следует далее из Рисунка 1.14 (b), рост антропогенных выбросов углекислого газа в атмосферу наиболее устойчив при сценарии А2. В сценарных группах, обозначенных цифрой «1» количество выбросов в течение XXI в. стабилизируется или даже идет на снижение. Рост выбросов по сценарию В1 намного слабее, чем по А2.

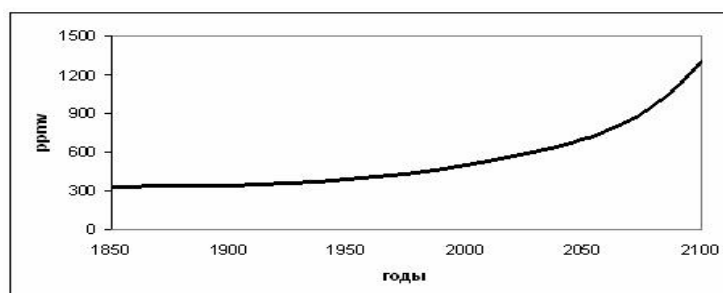


Рисунок 1.13. Рост в XXI веке эквивалентного содержания углекислого газа, согласно сценарию А2 [Nakićenović et al., 2000; Сценарии выбросов, 2000].

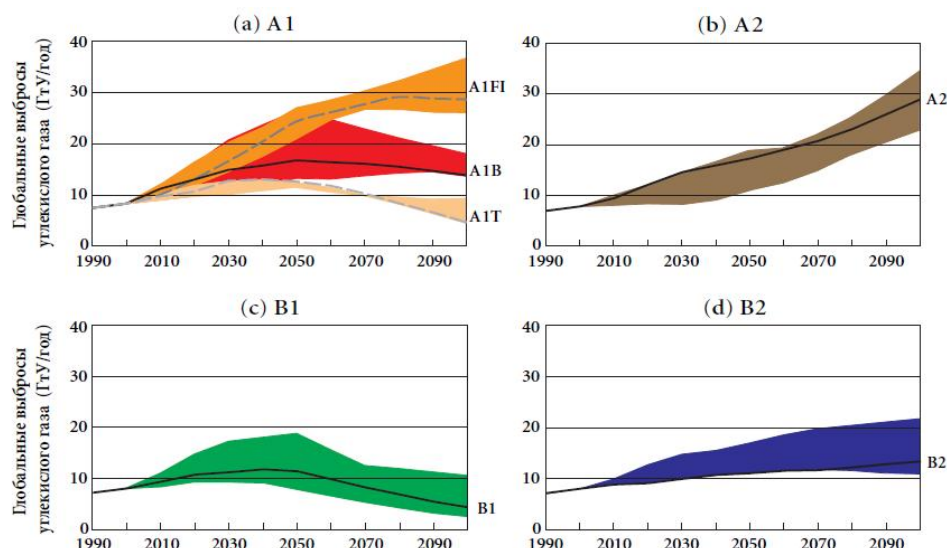


Рисунок 1.14. Общие ежегодные глобальные выбросы CO_2 из всех источников (энергетика, промышленность и изменение землепользования) с 1990 по 2100 гг. (в гигатоннах углерода (ГтУ/год)) для семьи из шести сценарных групп [Nakićenović et al., 2000; Сценарии выбросов, 2000].

Результаты изменения средней глобальной приземной температуры воздуха по ансамблю моделей для основных сценариев СДСВ показаны на Рисунке 1.15, из которого видно, что, во-первых, различия роста температуры к концу XXI в. значимы для разных сценариев, даже несмотря на разброс значений между разными моделями, во-вторых, наиболее сильное потепление предполагается при сценарии A2.

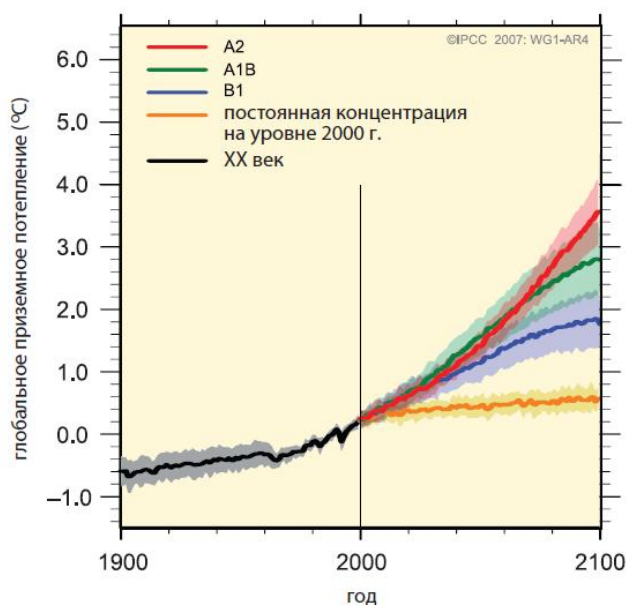


Рисунок 1.15. Проекция глобального потепления (относительно 1980-1999 гг.) для сценариев A2, A1B и B1 (сплошные линии) по ансамблю моделей CMIP3. Цветное затенение – диапазон межмодельного разброса значений [IPCC, 2007].

Обратимся к сценариям CMIP5. По сравнению с этапом CMIP3 в экспериментах CMIP5 сценарии современного климата и климатического прогноза были переформулированы,

увеличилось их число (Рисунок 1.16), как и число участвующих моделей (более 50). Согласно общей концепции CMIP5, эксперименты были сгруппированы в три крупных блока. В первом блоке оценивалась успешность моделей в воспроизведении современного климата, а также отдельных срезов палеоклимата с различными вариантами форсинга со стороны парниковых газов и аэрозолей. Результаты сравнения моделирования и наблюдений обсуждаются выше в Разделе 1.2. Эксперименты второго блока (самого крупного) были нацелены на лучшее понимание степени чувствительности КС к изменению климатических факторов, их интенсивности и продолжительности, возможных обратных связей в КС. Третий блок – прогностический, в нем предлагалось выполнить расчеты состояния КС до 2100 г. и далее при различных сценариях изменения концентрации парниковых газов в атмосфере. Эту группу сценариев называют «репрезентативные траектории концентраций». Рассмотрим их.

Согласно определению МГЭИК [IPCC, 2013], репрезентативная траектория концентраций (РТК) – это сценарий, который включает временной ряд выбросов и концентраций парниковых газов, аэрозолей и химически активных газов, а также землепользования/наземного покрова [Moss et al., 2008]. Основная идея концепции РТК состоит в том, что изначально задается итоговое радиационное воздействие, которое должно состояться в заданный момент времени (например, в 2100 г.). Путь, который проходит климатическая система до этого момента, и понимается, как траектория. Под термином «репрезентативный» подразумевается, что каждая РТК показывает лишь один из возможных сценариев, которые привели бы к получению конкретной величины радиационного воздействия. Термин «траектория» подчеркивает, что интерес представляют не только конечные уровни долгосрочных концентраций, но также и промежуточные изменения состояния КС на пути к конечному результату [Moss et al., 2010].

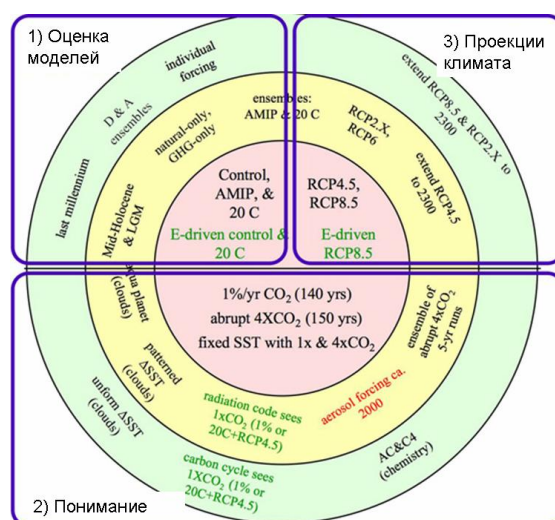


Рисунок 1.16. Сценарии численных экспериментов CMIP5 [Taylor et al., 2012]

Климатический прогноз, представленный в последних оценках МГЭИК [IPCC, 2013], основан на результатах CMIP5 по четырем основным сценариям РТК. Число в названии сценария подразумевает рост радиационного воздействия (изменения радиационного баланса на верхней границе атмосферы, Вт/м²) в 2100 г. по сравнению с 1750 г.

РТК2.6. Низкий уровень радиационного воздействия. Величина радиационного воздействия достигает пиковых значений приблизительно 3 Вт/м² до 2100 г. и затем снижается.

РТК4.5 и РТК6.0 Промежуточные траектории, по которым происходит стабилизация радиационного воздействия после 2010 г. на уровне приблизительно 4.5 Вт/м² и 6.0 Вт/м².

РТК8.5 Траектория интенсивного радиационного воздействия, которое достигает >8,5 Вт/м² к 2100 г. и далее продолжает усиливаться.

Согласно сценариям уровень концентрации CO₂ к 2100 г. составляет 421 млн⁻¹ (РТК2.6), 538 млн⁻¹ (РТК4.5), 670 млн⁻¹ (РТК6.0) и 936 млн⁻¹ (РТК8.5). С учетом также заданных концентраций CH₄ и N₂O суммарные концентрации в эквиваленте CO₂ составляют 475 млн⁻¹ (РТК2.6), 630 млн⁻¹ (РТК4.5), 800 млн⁻¹ (РТК6.0) и 1313 млн⁻¹ (РТК8.5).

Перечисленные сценарии РТК не учитывают возможные изменения природных факторов в XXI в., например, вулканической деятельности, солнечной активности, природных эмиссий парниковых газов. Они учитывают эмиссии антропогенного происхождения, которые могут быть результатом тех или иных политических и экономических мер в области воздействия на климат. Таким образом, сценарии РТК косвенно отражают варианты общественного развития и его влияния на состояние окружающей среды.

На Рисунке 1.17 показаны глобальные выбросы CO₂ и соответствующее им изменение средней глобальной приземной температуры согласно перечисленным сценариям РТК. Видно, что эффект потепления от реализации РТК8.5 существенно превосходит результат для остальных сценариев, что эквивалентно тому, что к 2100 г. совокупные суммарные выбросы CO₂ с 1870 г. в случае РТК8.5 превысят 7500 Гт. При этом прогнозируемое повышение средней глобальной приземной температуры воздуха в 2081–2100 гг. по сравнению с периодом 1986–2005 гг. по результатам ансамбля моделей CMIP5 составляет 0,3–1,7 °C (РТК2.6), 1,1–2,6 °C (РТК4.5), 1,4–3,1 °C (РТК6.0), 2,6–4,8 °C (РТК8.5). Моделирование также показывает, что потепление в Арктическом регионе будет происходить более быстрыми темпами, чем в среднем на планете, а над сушей оно будет более значительным, чем над океанами. При развитии климатической системы по сценарию РТК8.5 во второй половине XXI в. предполагается круглогодичное сокращение площади морского льда в Арктике в диапазоне от 43 % для РТК2.6 до 94 % для РТК8.5 в сентябре и от 8 % для РТК2.6 до 34 % для РТК8.5 в феврале [IPCC, 2013].

Эти и другие результаты свидетельствуют о том, что практически во всех компонентах климатической системы моделируемый отклик наиболее выражен для жесткого сценария

РТК8.5. Поэтому для настоящего исследования так же, как и в случае СМIP3, из прогностических сценариев СМIP5 был выбран наиболее неблагоприятный РТК8.5. Подготовка данных СМIP3 и СМIP5 и их обработка описывается далее в следующих главах с учетом поставленных задач.

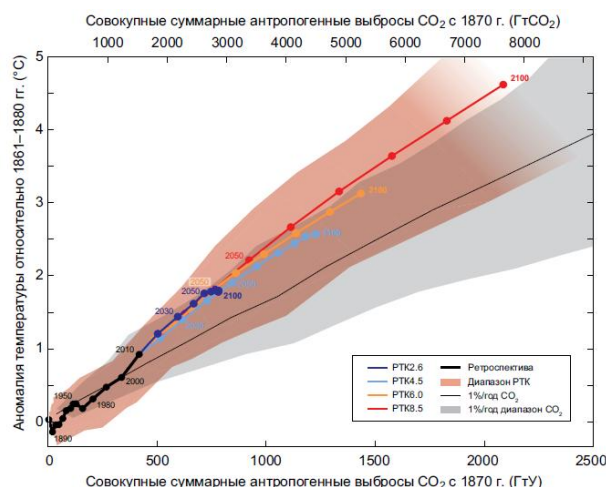


Рисунок 1.17. Повышение средней глобальной приземной температуры как функция совокупных глобальных выбросов CO₂. Результаты, полученные по ансамблю моделей класса «климат-углеродный цикл» для каждого сценария РТК до 2100 г., показаны цветными линиями и средними десятилетними значениями (точки). Результаты, полученные моделями за исторический период (1860–2010 гг.), показаны черным цветом. Цветной шлейф иллюстрирует межмодельный разброс по четырем сценариям РТК, а его меньшая яркость показывает уменьшение количества моделей в сценарии РТК 8.5. Среднее значение и диапазон, рассчитанные по моделям СМIP5, с учетом роста CO₂ на 1 % в год, показаны тонкой черной линией и серым цветом. Значения температуры приводятся относительно базового периода 1861–1880 гг., а выбросы – относительно 1870 г. [IPCC, 2013]

Выводы по материалу Главы 1 можно сформулировать следующим образом.

Анализ современных достижений и подходов в задаче исследования климатических ресурсов свидетельствует о наличии предпосылок для дальнейших работ в этой области. Основанием для такого вывода служат следующие причины.

Во-первых, показано, что климат может рассматриваться, как ресурс, и, следовательно, результаты оценки состояния климатической системы могут трактоваться с ресурсных позиций.

Во-вторых, неопределенность сценариев климата будущего и несовершенство моделей климатической системы предполагают необходимость дополнительной их проверки и выбора тех из них, что наилучшим образом соответствуют конкретным научным и практическим задачам, в том числе с учетом точности воспроизведения климата отдельных регионов, возможности детализации крупномасштабных прогнозов на региональном уровне, ансамблевого подхода и т.д.

В-третьих, поскольку модельные прогнозы содержат общие показатели состояния атмосферы и климатической системы, требуется их дальнейшая конкретизация и интерпретация, расчет на их основе нового ряда показателей в зависимости от определенной задачи и потребителя информации. Это могут быть комплексные индексы, отражающие состояние различных компонентов КС. Это может быть вероятностная оценка повторяемости определенных климатических событий, например, экстремальных атмосферных явлений.

С учетом возможного рассмотрения климатических ресурсов с экономической и географической позиций, необходимо отметить, что в настоящем исследовании реализован подход в большей степени географический, на основе которого далее могут выполняться оценки экономического характера.

Результаты Главы 1 опубликованы в следующих работах:

Кислов А.В., Гребенец В.И., Евстигнеев В.М., Конищев В.Н., Сидорова М.В., *Суркова Г.В.*, Тумель Н.В. Последствия возможного потепления климата в XXI веке на севере Евразии // Вестн. Моск.ун-та. Сер.5. География. 2011. № 3. С. 3–8.

Кислов А., Гребенец В., Евстигнеев В., Малхазова С., Румянцев В., Сидорова М., Солдатов М., *Суркова Г.*, Шартова Н. Комплексная оценка последствий потепления климата XXI века на севере Евразии // Изменение климата. Европа, Северная Азия, Северная Америка. – 4-ые Европейские Диалоги в Эвиане / ред. М. Табо и А. Кислова. Eurcasia: Copy-Media, Eurcasia: Copy-Media. 2011. С. 83-96.

Кислов А.В., Евстигнеев В.М., *Суркова Г.В.* Прогноз климатических ресурсов // Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-Европейской равнины в условиях потепления XXI века. М.: Макс Пресс. 2008. С. 11–49.

Кислов А.В., *Суркова Г.В.* Последствия климатических изменений в 21 в. для сельского хозяйства по данным ансамбля моделей общей циркуляции атмосферы и океана // Материалы всероссийской научно-исследовательской конференции (с международным участием) «Методы оценки сельскохозяйственных рисков и технологии смягчения последствий изменений климата в земледелии». СПб.: 2011. С. 83–87.

Суркова Г.В. Особенности глобальной циркуляции в период оптимума голоцена и позднелейстоценового криохрона по данным моделей общей циркуляции атмосферы // Метеорология и гидрология. 2003. № 6. С. 18-31.

Суркова Г.В. Термические ресурсы // Кислов А.В. и др. Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-Европейской равнины в условиях потепления XXI века. М.: Макс Пресс. 2008. С. 114–136.

Суркова Г.В. Гидротермические ресурсы Восточно-Европейской равнины при потеплении XXI века // Кислов А.В. и др. Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-Европейской равнины в условиях потепления XXI века. М.: Макс Пресс. 2008. С. 137–166.

Суркова Г.В. Прогноз изменений ветроэнергетических ресурсов // Кислов А.В. и др. Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-Европейской равнины в условиях потепления XXI века. М.: Макс Пресс. 2008. С. 208–213.

Суркова Г.В. Климатические ресурсы Европейской России и Западной Сибири в первой половине XXI века // Эколого-географические последствия глобального потепления климата XXI века на Восточно-Европейской равнине и в Западной Сибири / ред. Н.С. Касимова, А.В. Кислова. М: МАКС Пресс. 2011. С.118-166.

Суркова Г.В., Гущина Д.Ю. Воспроизведение циркуляционных особенностей современного климата моделями общей циркуляции атмосферы // Метеорология и гидрология. 2002. № 8. С. 36-52.

Kislov A.V., Evstigneev V.M., **Surkova G.V.** Experience of the forecast of water and power resources changes at warming of the 21st century // Sci.China Ser E-Tech Sci. 2009. Vol. 52. № 11. С. 3224–3233.

Kislov A., Grebenets V., Evstigneev V., Malkhazova S., Rumiantsev V., Sidorova M., Soldatov M., **Surkova G.**, Shartova N. Estimation systemique des consequences du rechauffement climatique au XXI siecle dans le Nord Eurasien // Le Changement Climatique. Europe, Asie Septentrionale, Amerique du Nord. – Quatriemes Dialogues Europeens d’Evian / ed. per M. Tabeaud et A. Kislov. Eurcasia: Copy-Media. 2011. P. 75–88.

Глава 2. Последствия глобальных изменений климата XX и XXI века на Восточно-Европейской равнине и в Западной Сибири

В настоящей главе условия современного климата и возможные последствия климатических изменений в XXI веке рассмотрены с точки зрения климатических ресурсов (КР), как природного потенциала территории, определяемого увлажнением территории, ее термическим и ветровым режимом. Для оценки КР использованы показатели, характеризующие средние многолетние значения и их межгодовую изменчивость, комплексные гидротермические характеристики, ветроэнергетический потенциал, характеристики отопительного периода и индекс потребления топлива. Современное состояние этих ресурсов и предполагаемые их изменения в середине и конце XXI в. оценивались для двух крупнейших, преимущественно равнинных, территорий Евразии: Восточно-Европейской равнины (ВЕР) и Западной Сибири (ЗС).

2.1. Материалы и методы. Сопоставление с данными наблюдений

Выбор исследования ВЕР и ЗС обусловлен следующими причинами. Во-первых, они занимают значительную часть площади России, на них сосредоточена большая часть населения, промышленные и сельскохозяйственные объекты. Во-вторых, надежность расчетов климатических моделей выше для регионов с относительно однородной подстилающей поверхностью, как показано, например, в работах [Кислов и др., 2008; Торопов, 2005; Эколого-географические, 2011].

В качестве исходных данных для оценки КР Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири использовались результаты моделирования, выполненного научными коллективами разных стран в рамках международного проекта CMIP3 (Coupled Model Intercomparison Project) [Meehl et al., 2007] под эгидой Всемирной программы исследования климата WCRP (World Climate Research Programme) в Программе по сравнению результатов моделей общей циркуляции атмосферы и океана PCMDI (Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison). Данные проекта CMIP3 размещены на интернет-ресурсе программы PCMDI [http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/about_ipcc.php]. Особенности сценариев развития климатической

системы с учетом антропогенного влияния, используемых в СМIP3 рассмотрены в Главе 1. Использовались следующие ежедневные данные: средняя суточная приземная температура воздуха, суточные суммы осадков, средняя суточная скорость ветра. Оценки современных климатических ресурсов были рассчитаны по результатам эксперимента 20C3M, прогноз КР выполнялся на основе результатов моделирования по сценарию выбросов A2, наиболее неблагоприятного с точки зрения влияния на климатическую систему (см. раздел 1.3)

Региональное тестирование моделей было выполнено путем сравнения их результатов и данных наблюдений, а также реанализов. Эта работа выполнялась научным коллективом с участием автора, результаты опубликованы в коллективных монографиях [Кислов и др., 2008; Эколого-географические, 2011]. В том числе разделы, посвященные тестированию моделей, готовились совместно с сотрудниками кафедры метеорологии и климатологии географического ф-та МГУ Н.Н. Соколихиной и П.А. Тороповым, дополнительный анализ по сравнению данных моделирования с наблюдениями и реанализом был выполнен с участием студентки кафедры А.П. Ревокатовой.

Как известно, в настоящее время существуют архивы, содержащих климатическую информацию, которые условно можно разделить на «сеточные» и «станционные». Сеточные архивы, как правило, являются результатом объективного анализа станционных данных, либо одним из видов их интерполяции в узлы регулярной или гауссовой координатной сетки. Помимо станционных данных при создании сеточных климатических архивов используются дополнительные источники метеорологической информации. Главным образом, это спутниковые и радиолокационные данные, необходимые для уточнения полей метеорологических величин в регионах с редкой сетью наблюдений. В первую очередь, это касается архивов осадков, поскольку этот метеорологический элемент отличается значительной статистической неоднородностью, и для адекватного объективного анализа осадков расстояния между метеорологическими станциями не должно превышать 50 км [Гандин, Каган 1979; Исаев, 2002]. Такой густой метеорологической сети не существует практически нигде в мире (за исключением отдельных регионов Европы, Северной Америки, Японии и Кореи). Поэтому в большей части сеточных архивов осадков станционные данные дополняются результатами дистанционных измерений.

Наиболее сложным продуктом технологии создания климатических архивов на регулярной сетке являются реанализы. Для создания таких массивов (пространственное разрешение некоторых из них уже достигает $0,1 \times 0,1$ градуса и менее по широте и долготе) используются модели прогноза погоды в режиме *hind-casting*, т.е. расчет ретроспективного прогноза с усвоением всех возможных данных наблюдений, которые к моменту актуального прогноза используются лишь частично. Результаты реанализов имеют значительную, порядка

нескольких десятилетий, протяженность по времени и в настоящее время активно используются в климатических исследованиях.

Климатические архивы, где данные расположены в узлах регулярной сетки, имеют ряд преимуществ перед станционными. Во-первых, это наличие метеорологической информации во всех регионах суши и над океанами. Во-вторых, форма архивов удобна для практического использования данных, в частности, для тестирования результатов моделирования. В-третьих, в сеточных климатических архивах, как правило, отфильтрованы ошибки, нет пропусков в данных. Вместе с тем, существует существенный недостаток – это точность метеорологической информации.

Сравнению реанализов между собой и с данными наблюдений посвящено очень большое количество работ в России и за рубежом – например, [Chernokulsky, Mokhov, 2012; Lindsay et al., 2014; Wang et al., 2016] и многие другие. Для территории России, в частности, европейской части и Западной Сибири подробный анализ сопоставления данных наблюдений и реанализов, а также выбора оптимальных методов этого сравнения представлен, например, в работах [Груза и др., 2013; Жильцова, Анисимов, 2009; Торопов, 2005]. Различные ресурсы для сравнения реанализов и данных наблюдений размещены и в Интернете, среди них, например, большое количество открытых данных и информации предлагается на странице <https://reanalyses.org> (Advancing Reanalysis, совместный проект научных организаций США), инструменты для онлайн сопоставления данных разных реанализов и наблюдений можно найти на сайте NOAA - <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/writ/> (Web-based Reanalyses Intercomparison Tools – WRIT). Эти и другие ресурсы позволяют отдельно рассматриваются глобальные и региональные черты климата, конкретные показатели, специальное внимание уделяется методам сопоставления.

В Таблице 2.1 приведены значения среднегодовой температуры, а также годовых сумм осадков и испарения, осредненные по ВЕР, вычисленные на основе нескольких архивов климатической информации. В последней строке приведены аналогичные величины, полученные путем осреднения станционных данных. Хорошо видно, что средняя годовая температура реанализов, осредненная по всей ВЕР отличается от таковой, полученной по станционным данным, на 0.4 градуса. Разброс между архивами осадков составляет, в среднем, 55 мм (10% годовой суммы), что сопоставимо с межгодовыми аномалиями осадков. Ближе всего к реальности оказался архив GPCP – отклонение от станционных данных здесь не превышает 2 %.

Как было отмечено в Главе 1, в задаче климатического прогноза важным этапом является оценка того, насколько хорошо гидродинамические модели воспроизводят современный климат. Вскоре после получения результатов CMIP3 и предоставления открытого доступа к ним начали проводиться активные исследования качества модельных результатов. Выводы и

обобщения по результатам таких работ были представлены в Четвертом оценочном докладе МГЭИК [IPCC, 2007]. Для территории России и отдельных ее регионов подробные оценки качества моделирования в СМIP3 представлены в работах [Груза, Ранькова, 2009; Груза и др., 2006; Говоркова и др., 2008; Мелешко и др., 2008], в том числе с участием автора [Кислов и др., 2008]. Общий вывод заключается в том, что ансамблевый подход показал более качественные результаты, чем индивидуальные модели, и прогноз климатических изменений при таком подходе статистически оправдан.

Таблица 2.1.

Среднегодовые значения температуры, осадков и испарения по станционным наблюдениям и данным некоторых сеточных архивов, осредненные по Восточно-Европейской равнине за период 1961-1989 гг. [Кислов и др., 2008]

Архив	ТЕМПЕ- РАТУРА, °C	ОСАДКИ, ММ	ИСПАРЕНИ Е, ММ
NCEP	5.1	608	588
ECMW	5.8	577	431
GPCP	--	563	-
JAEGER	--	677	-
LEEMENS	--	494	437
LEGATES	--	598	-
Станционные наблюдения	5.4	556	370

Далее рассмотрим некоторые оценки для территории ВЕР и Западной Сибири, частично опубликованные в [Кислов и др., 2008]. В данной работе для тестирования климатических моделей по ВЕР использовались ежесуточные станционные данные о температуре, осадках и скорости ветра за период с 1961 по 1989 год, выбранных по координатной области 43–69° с.ш. и 29–61° в.д. В этот регион попадают 667 метеорологических станций, работающих в системе международного обмена информацией. Плотность станций очень разная. Например, если сравнить две области: 30–40° в.д. ÷ 43–53° с.ш. (площадь такой области составляет примерно 559 тыс. км²) и 50–60° в.д. ÷ 58–68° с.ш. (ее площадь составляет примерно 814 тыс. км²) В первую область попадает 171 станция, во вторую – только 27. Таким образом, получается, что в пределах первой области среднее расстояние между станциями составляет примерно 70 км, а в пределах второй – более 150 км. Отметим, что это средние значения расстояний – на северо-востоке европейской части России есть участки, где расстояния между станциями превышают 200 км.

Данные климатических моделей у подстилающей поверхности имеют (независимо от того, является ли модель конечно-разностной или спектральной) сеточную структуру, то есть каждое значение моделируемой метеорологической величины «привязано» к элементу площади

земной поверхности – модельной ячейке (как правило, площадью от 10 000 до 40 000 км²). Принимается, что оно является средним значением этой величины в пределах данной территории. У каждой модели координатная сетка индивидуальна, поэтому для сопоставимости результаты численного моделирования были интерполированы в одинаковые узлы регулярной сетки внутри области 44–68° с.ш. и 30–60° в.д. Был использован метод билинейной интерполяции. Шаг сетки по широте и долготе составляет 2 градуса, то есть размеры элементарной ячейки – 2х2°. Процедура интерполяции не вносит существенных погрешностей в изучаемые поля, поскольку выходные модельные данные имеют примерно такое же разрешение.

Для удобства сопоставления результатов моделирования и наблюдений, стационарные данные усреднялись (с учетом «взвешивания» по широте) по тем же ячейкам, центральными точками которых были координатные узлы 2-х градусной сетки в области 44–68° с.ш. и 30–60° в.д. Как показано, например, для температуры воздуха в работе [Груза и др., 2013] различия между методами осреднения по пространству при использовании данных, равномерно и достаточно плотно размещенных на территории региона не выходят за пределы точности измерений.

Если внутри ячейки не попадала ни одна станция (такие случаи имеются на северо-востоке ВЕР), то для нее бралось значение метеорологической величины, полученной в соседней ячейке. Учитывая то, что ландшафт республики Коми и восточных районов Архангельской области на масштабах десятков километров (размеры модельных ячеек) можно рассматривать, как однородный, в результате такого заполнения «пустой» ячейки не может возникать значительных ошибок. Тем не менее, следует помнить, что качество переведенных на регулярную сетку данных наблюдений на севере ВЕР, где реже сеть станций, ниже, чем на остальной части ВЕР.

Далее проводилась оценка того, насколько успешно климатические модели CMIP3 воспроизводят современный климат. Общая идея данного подхода, применяемого многими исследователями, заключается в следующем. Считается, что если модель в состоянии правильно воспроизвести климат любого этапа истории климата, то она адекватна реальности и, следовательно, может быть применена для моделирования любого другого этапа, в том числе для воспроизведения будущего состояния климата. Очевидно, что такая методология справедлива лишь для случая идеально-совершенной модели, не несущей «отпечатка» современной эпохи, то есть построенной исключительно на основе фундаментальных законов физики. Современные модели общей циркуляции атмосферы и океана, постоянно совершенствуясь, стремятся к этому, однако в настоящее время в них заложено много параметризаций, «подгоняющих» решение под заданный эталон, в качестве которого выступает

как раз современный климат. Это создает априорность высокого качества результатов при моделировании современного климата, а за его пределами снижает доверие к модельным данным. Однако другого пути выработки прогнозов не существует, поэтому этот подход принимается, хотя и с обозначенными оговорками.

Исправить ситуацию можно, используя вместо одного эталона (современного климата) нескольких эталонов для проверки результатов моделирования. В таком качестве могли бы выступать палеореконструкции некоторых ярких событий климатической истории. Работа в этом направлении активно ведется, и многие из моделей CMIP3 и CMIP5 используются для моделирования климатов прошлого, в частности, в рамках Проекта сопоставления моделирования палеоклиматов (PMIP; <http://pmip3.lsce.ipsl.fr/>; см. также [Braconnot et al. 2011])

В рамках подготовки данных для оценки КР модельный климат XX века (1961-1989 гг.) по CMIP3 оценивался по результатам эксперимента 20C3M (20th Century Climate in Coupled Models, описание сценариев CMIP см. раздел 1.3).

Первым этапом тестирования результатов климатического моделирования явилась прямая оценка отклонений «модельного» климата от «реального» как в каждом узле регулярной сетки, так и в среднем по «тестовой» территории, вычисление межмодельного разброса, а также оценка зависимости ошибок от площади осреднения. Ошибка вычислялась в каждом узле регулярной сетки как $\Delta T = T_m - T_{кл}$ для температуры, и как $\Delta P = \left(\frac{P_m - P_{кл}}{P_{кл}} \right) \cdot 100\%$ для осадков.

Индексы «кл» относятся к климатическим величинам, полученным на основе станционных данных, а индекс «м» - характеризует результаты моделирования.

Помимо разности «модель минус климат», вычислялось стандартное отклонение, показывающее межмодельный разброс оцениваемых величин:

$$\sigma_m = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_n (X_m - \bar{X})^2},$$

где X_m - среднемесячное значение метеорологической величины в элементарной ячейке для каждой модели, $\bar{X}$ - та же величина, осредненная между используемыми моделями.

Верификация модельных результатов проводилась в пределах области, покрывающей территорию Восточно-Европейской равнины, поскольку плотность сети наблюдений в Западной Сибири очень мала. Каждой ячейке приписывалось значение среднемесячной температуры, месячная сумма осадков и испарения. И в каждой ячейке вычислялись разности между модельными и наблюдаемыми значениями температуры, осадков и испарения. Модели

были ранжированы в зависимости от успешности воспроизведения показателей. В результате на этом этапе для дальнейшей работы были оставлены 15 моделей из 23 (Таблица 2.2). Остальные модели были отбракованы или по техническим причинам, или результаты моделей, представленные на портале CMIP3, не давали полную информацию для требуемых отрезков времени современного климата и прогноза климата в XXI веке.

В данной таблице сведены все характеристики оценок, осредненные по ВЕР. Видно, модель MIUB-ECHO недостаточно хорошо воспроизвела поле осадков. Модель GISS-ER продемонстрировала существенные отклонения от реальности при моделировании поведения во времени осадков. Ряд моделей не надежно воссоздал поле температуры – у нескольких моделей погрешность составляет 2–4⁰С.

Таблица 2.2.
Оценки воспроизведения метеорологических характеристик современного климатического режима моделями CMIP3 по ВЕР.

модель	Ошибка		Временная изменчивость	
	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	$\Delta P, \%$	$\sigma T, ^\circ\text{C}$	$\sigma P, \%$
BCCR-BCM2.0	1.7	-8	2.1	17
CGCM3.1	-0.6	18	1.9	36
CNRM-CM3	-0.2	32	1.5	19
CSIRO-Mk3.0	-2.9	30	1.0	18
ECHAM5/MPI-OM	-1.5	31	1.5	21
GFDL-CM2.0	-4.2	8	1.6	20
GFDL-CM2.1	-1.6	-10	1.7	25
GISS-ER	3.1	68	1.7	133
INM-CM3.0	-4.3	47	1.2	28
MIROC3.2 (medres)	0.0	20	1.3	19
MIUB-ECHO	1.7	-56	1.1	28
IPSL_CM4	1.6	8	1.2	30
MRI-CGCM2.3.2A	-3.3	40	1.5	19
CCSM3	-1.5	24	0.8	28
PCM	0.1	61	0.8	29
Ансамбль моделей	-0.8	21	1.4	31
климат	-	-	1.5	30

Примечание: средняя температура – 19,5⁰С, сумма осадков - 47 мм.

Дальнейший анализ результатов моделирования, как будет показано ниже, привел к необходимости оставить десять моделей, они будут далее перечислены.

Как показывает оценка связи между модельными результатами и наблюдениями для средней многолетней температуры и суммы осадков июля на ВЕР [Кислов и др., 2008], отклонения по температуре составляют примерно 2⁰С, хотя модуль максимальных значений достигает 8⁰С. Межмодельный разброс температуры воздуха варьирует между 3,5 и 4,5⁰С, максимален он на юго-востоке региона, однако на большей части территории составляет 4⁰С.

Ошибка модельных осадков составляет порядка 20%, хотя в отдельных случаях ошибка превышает 50 мм (или 100%).

То, что ансамбль МОЦА, как и результаты отдельных моделей, а также реанализов и других «сеточных» данных, неточно воспроизводит метеорологические величины на масштабах одной элементарной ячейки, понятно, поскольку стационарные наблюдения отражают ситуацию в одной точке пространства, где местные физико-географические особенности (высота над уровнем моря, рельеф, растительность, застройка и пр.) даже при максимально возможной репрезентативности станции для данного региона придают ее данным местные индивидуальные черты. В пределах же ячейки мозаичность свойств подстилающей поверхности может быть значительна. Это дает и пространственную неоднородность метеорологических и климатических характеристик в погранслое атмосферы. В результате средняя по территории модельной ячейки величина не отражает экстремумов, «скрытых» в пределах ячейки, они могут взаимно компенсироваться. Тем не менее, это не преуменьшает возможности использования результатов моделирования, просто они требуют правильных подходов, выбора пространственно-временных масштабов, где они сопоставимы с данными наблюдений. Так, например, в работах [Кислов, 2000; Торопов, 2005] было показано, что ошибка модельных результатов попадает в пределы межгодовой или межсезонной изменчивости метеорологических характеристик только при осреднении по нескольким (порядка десяти-пятнадцати) модельным ячейкам. В публикации [Raisanen, Ylhäisi, 2011] авторы пришли к выводу, что для отдельно взятой модели оптимальный масштаб пространственного осреднения имеет порядок ~2000 км.

При более подробном рассмотрении пространственного распределения выясняется, что поле температуры на ЕТР особенно хорошо воспроизводится моделями в поясе 45-55°с.ш. – различия средней годовой температуры между наблюдениями и ансамблем моделей не превышают 1°C. Далее к северу с увеличением широты модели все более занижают температуру, в прибрежных районах Арктики разница доходит до -4...-5°C. Для Западной Сибири результаты моделирования температуры воздуха гораздо больше соответствуют данным наблюдений (Рисунок 2.1). В то же время близость результатов моделирования и наблюдений гораздо выше для ЕТР, чем для Западной Сибири. Количество осадков гораздо лучше воспроизводится для периода со средней суточной температурой воздуха выше 0°C. Разница «модели минус наблюдения» для средней многолетней суммы осадков на ЕТР составляет 20-30%, на большей части территории ансамбль моделей дает заниженные значения, за исключением Прикаспия и Севера Казахстана. Если рассматривать различия для медиан, а не средних значений, то окажется, что модельные медианы занижены по всей территории на 20-30%. Такой эффект возникает в связи с тем, что модельные функции распределения сумм

осадков несколько отличаются от реальных [Кислов и др., 2008]. Некоторые дополнительные результаты будут представлены далее.

Средние многолетние суммы осадков холодного периода существенно, в 1,5-2 раза, завышаются ансамблем моделей. Особенно заметно это проявляется на Нижней Волге и в западной части ВЕР. Медиана же функции распределения осадков холодного периода занижена по всей территории на 15-20%.

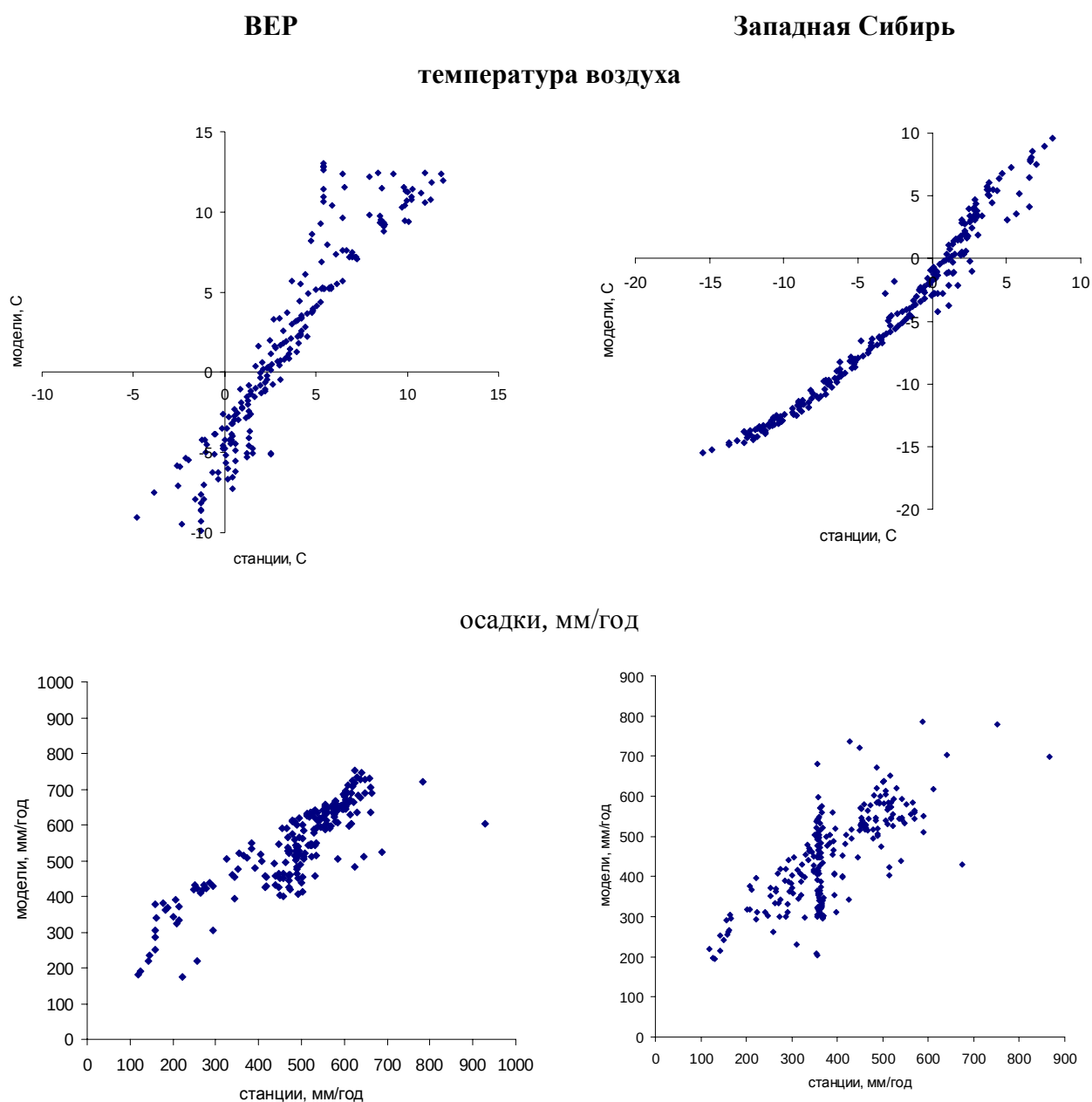


Рисунок 2.1. Сопоставление результатов наблюдений и ансамбля моделей.

Для более подробного сравнения плотности распределения температуры и осадков строились функции распределения для двух разрезов: вдоль 60 градусов северной широты и по 50 градусам восточной долготы. Функции распределения строились для данных наблюдений,

для данных по ансамблю моделей. Таким образом, представлялось возможным сравнить стационарные функции распределения с ансамблевыми.

Для удобства визуализации функции распределения представлялись в виде диаграммы размаха («ящик с усами»). Каждый «ящик» представляет собой плотность распределения: средняя линия – мода, верхняя и нижняя границы «ящика» - это соответственно квантиль 75% и 25%-ой обеспеченности, а «концы усов» - максимальное и минимальное значение. По оси Y откладываются единицы измерения (в данном случае °С и мм), а по оси X точки вдоль указанных профилей. Такие профили для осадков строились за теплый и холодный период.

На Рисунке 2.2 представлены функции распределения вдоль 50° в.д. за теплый период по ансамблю моделей и по стационарным данным. Видно, что ансамбль моделей завышает осадки на юге (Нижняя Волга, Прикаспий) и занижает на севере. Кроме этого модели уменьшают размах («минимум минус максимум») в каждом узле сетки в 2-3 раза и не описывают точно расположение моды.

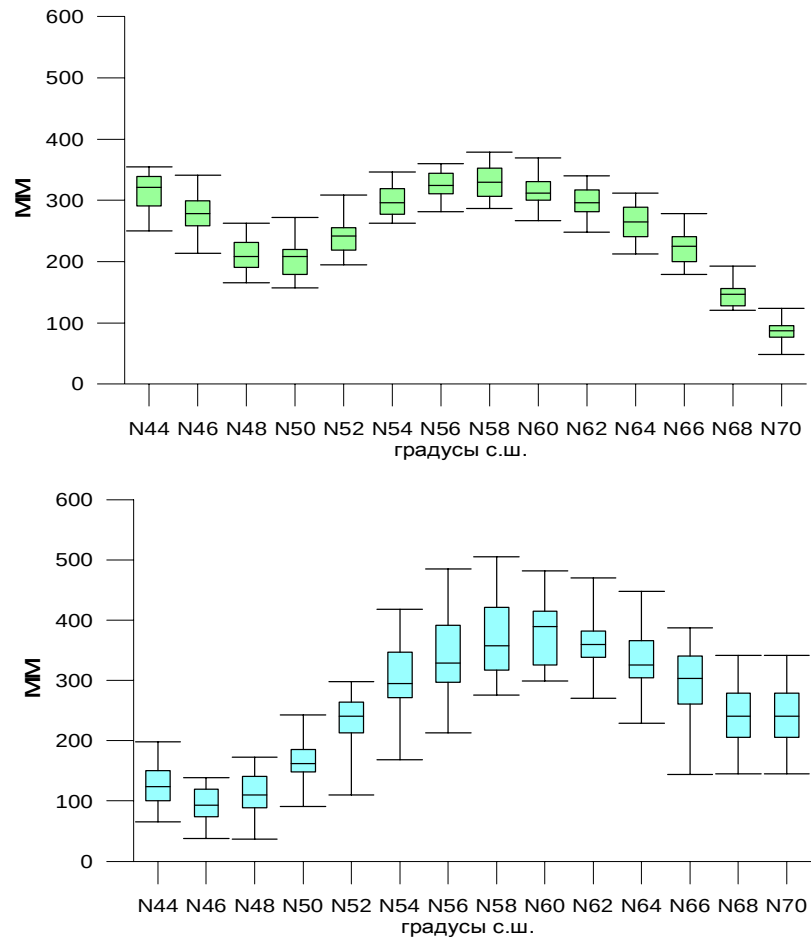


Рисунок 2.2. Оценка квантилей выборочной совокупности суммы осадков теплого периода по ансамблю моделей (вверху) и по данным наблюдений (внизу), 1961-1989 гг., меридиональный разрез вдоль 50° в.д.

На Рисунке 2.3 представлен профиль вдоль 50° в.д. по ансамблю моделей для холодного периода.

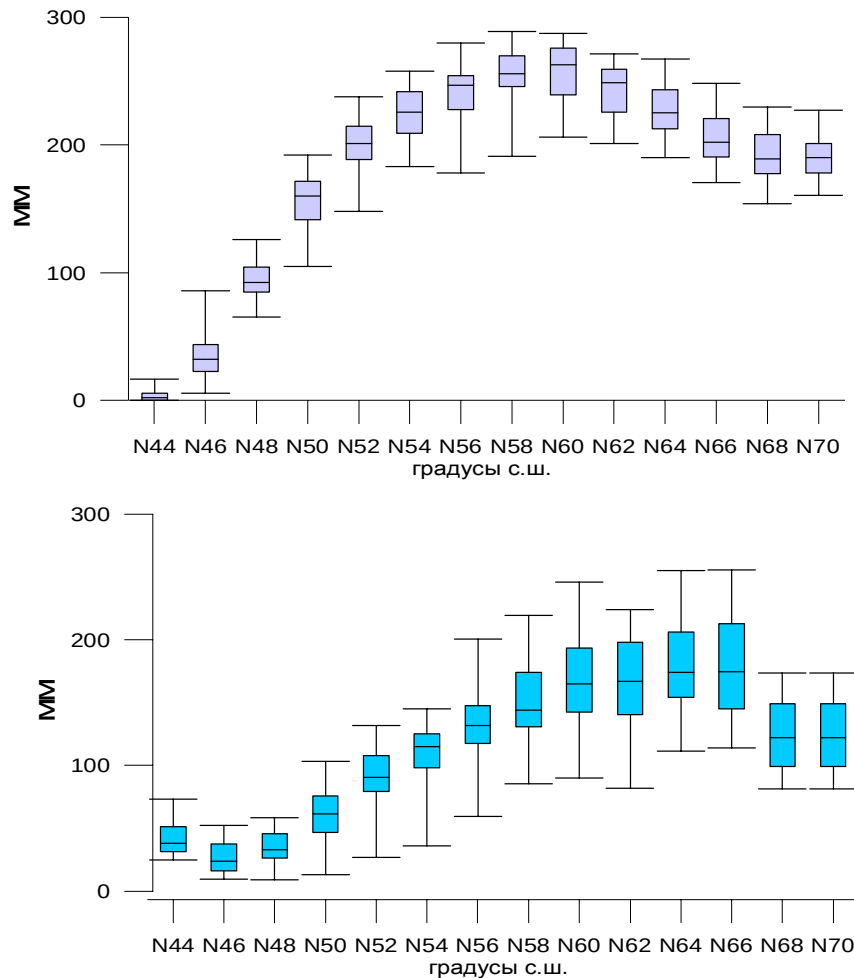


Рисунок 2.3. Оценка квантилей выборочной совокупности суммы осадков холодного периода по ансамблю моделей (вверху) и по данным наблюдений (внизу), 1961-1989 гг., меридиональный разрез вдоль 50° в.д.

Ансамбль моделей местами завышает осадки холодного периода в 1,5-2 раза, достоверно воспроизводит разброс на севере и юге ЕТР, но уменьшает его в центральной части. По ансамблю моделей, мода распределения осадков смещена в сторону максимальных осадков, чего не наблюдается по данным наблюдений.

Ансамбль моделей занижает осадки теплого периода на 50-70 мм, на западе на 150 мм, уменьшает разброс в 2 раза (Рисунок 2.4). Плотности распределения по ансамблю моделей имеют более остроконечную форму, чем по данным наблюдений.

На Рисунках 2.5-2.7 представлены функции распределения средней годовой температуры для двух разрезов по модельным и по станционным данным. Можно заметить, как сильно понижается температура с юга на север. Ансамбль моделей немного (на 1-2 °C) занижает значения температуры. По сравнению со станционными данными, ансамбль занижает «размах» значений среднегодовых температур. Это говорит о том, что от года к году модели

воспроизводят очень схожие значения. Максимуму и минимуму отстоят от медианы меньше, чем на 1 °С.

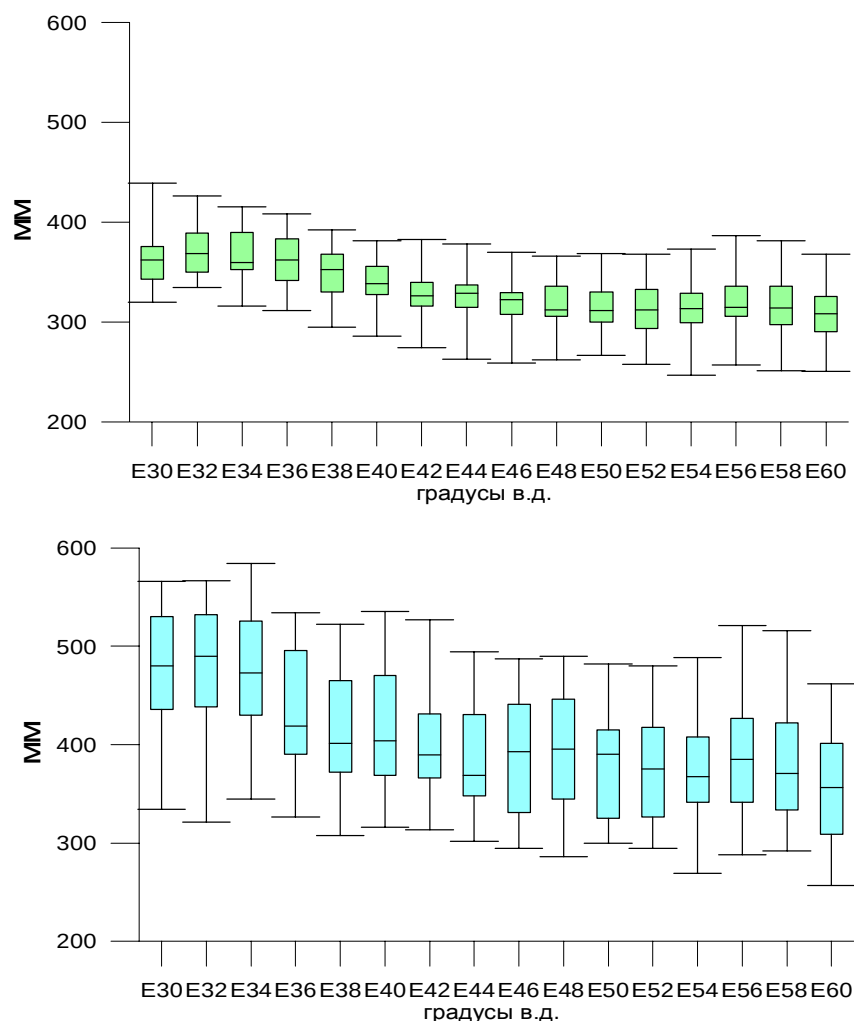


Рисунок 2.4. Оценка квантилей выборочной совокупности суммы осадков теплого периода по ансамблю моделей (вверху.) и по данным наблюдений (внизу), 1961-1989 гг., широтный разрез вдоль 60°с.ш.

Из Рисунка 2.5 видно, что ансамбль моделей завышает суммы осадков и уменьшает разброс. На Рисунке 2.7 представлен широтный разрез функций распределения температуры. Заметно снижение температуры с запада на восток. Ансамбль моделей занижает разброс значений в 1.5-2 раза и уменьшает абсолютные значения на 3 °С.

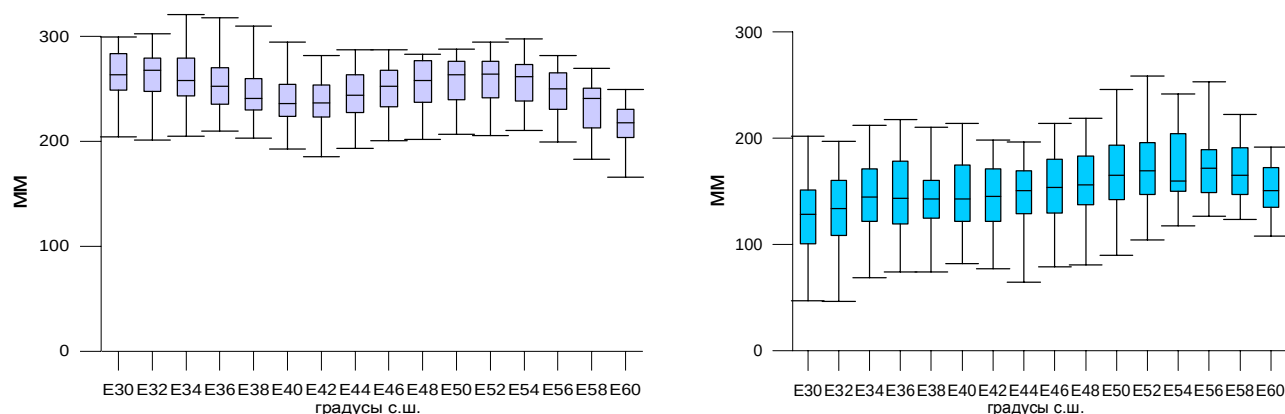


Рисунок 2.5. Оценка квантилей выборочной совокупности суммы осадков холодного периода по ансамблю моделей (слева) и по данным наблюдений (справа), 1961-1989 гг., широтный разрез вдоль 60° с.ш.

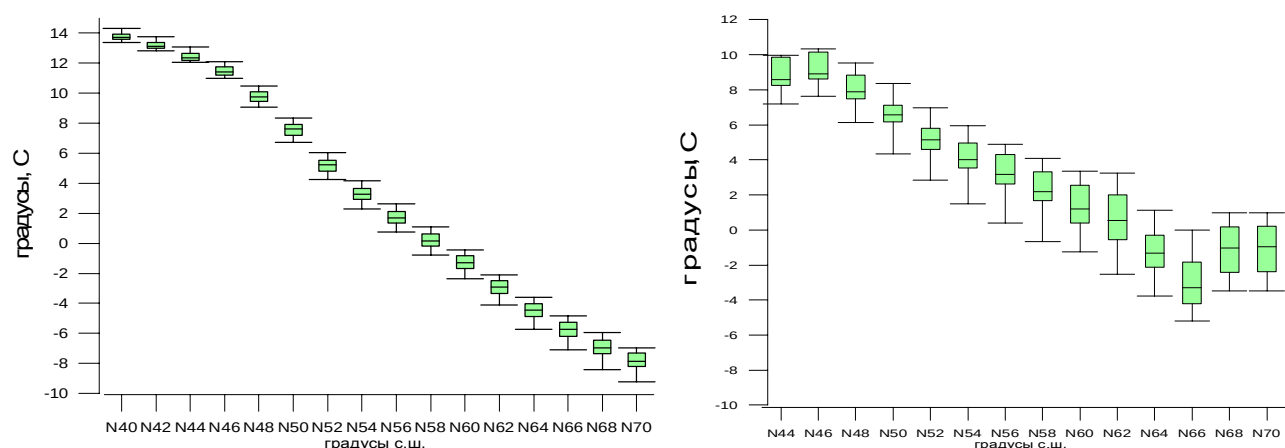


Рисунок 2.6. Оценка квантилей выборочной температуры по ансамблю моделей (слева) и по данным наблюдений (справа), 1961-1989 гг., меридиональный разрез вдоль 50° в.д.

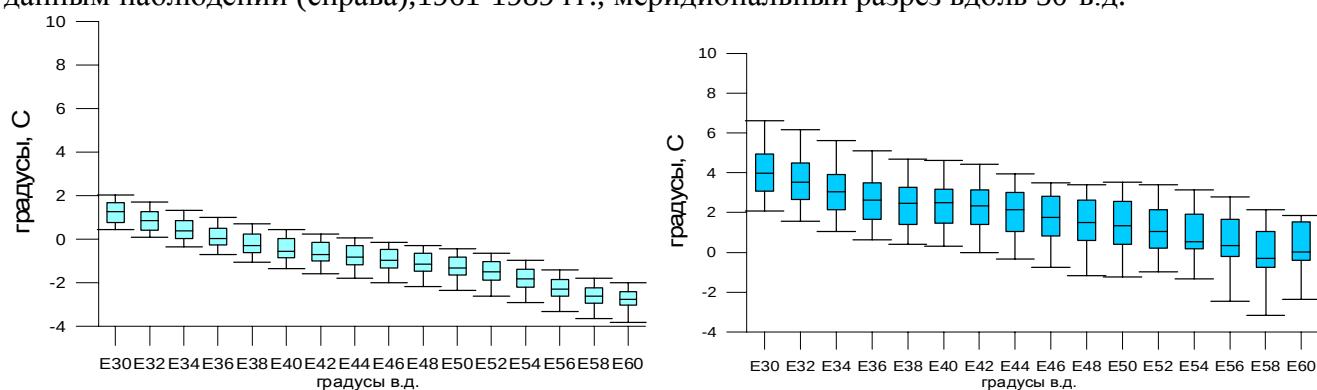


Рисунок 2.7. Оценка квантилей выборочной совокупности температуры по ансамблю моделей (слева) и по данным наблюдений (справа), 1961-1989 гг., широтный разрез вдоль 60° с.ш.

Современные и прогностические соотношения квантилей разной обеспеченности

Поскольку было выявлено, что модельные функции распределения метеовеличин отличаются от наблюдаемых, более подробно было рассмотрено значения квантилей разной обеспеченности, в том числе их соотношения.

Поля суточных сумм атмосферных осадков довольно изменчивы в пространстве и времени. Этот показатель воспроизводится МОЦАиО обычно с меньшей успешностью, чем

температура воздуха даже при оценке средних месячных и годовых сумм. Тем не менее, многие чрезвычайные ситуации в различных областях человеческой деятельности связаны с чрезвычайно малым или чрезвычайно большим количеством осадков. С этой позиции полезно отдельное внимание уделить оценке качества результатов моделирования экстремальных значений осадков.

В Таблице 2.3 показан процент площади, где согласование отклонение модельных результатов от наблюдений не превышает межмодельного разброса σ . Этот показатель характеризует близость модельных результатов между собой и не соотносит модельные результаты с данными наблюдений. Тем не менее, это позволяет понять, какие характеристики моделями рассчитываются наиболее удачно и согласованно. Далее такие характеристики уже можно сравнивать с реальными данными и по возможности вносить поправку в результаты моделирования. Расчет был выполнен сначала для каждой модели, в Таблице 2.3 дана средняя величина по всем моделям. Сравнение модельных порядковых статистик с данными наблюдений и расчет площади их согласования показывает, что в большинстве случаев характеристики теплого периода воспроизводятся моделями гораздо лучше, чем холодного.

Таблица 2.3. Качество воспроизведения климатическими моделями порядковых статистик для суточных сумм осадков

показатель	% площади
75% квантиль теплый период	59
90% квантиль теплый период	59
50% квантиль теплый период	58
99% квантиль теплый период	57
99% квантиль холодный период	43
50% квантиль холодный период	37
90% квантиль холодный период	36
75% квантиль холодный период	35

Для каждой МОЦАиО анализ площади согласованности значений всех квантилей был выполнен отдельно. Особенно низкие показатели получились для модели *mri_echam5*, которая сильно завышает все значения квантилей 50%, 75%, 90%, 99%-ой обеспеченности за теплый период. Для наглядности в Таблице 2.4 приведены значения среднего по всем выбранным порядковым статистикам процента согласования площади для каждой модели.

Лучшей моделью, по воспроизведению значений суточных сумм осадков квантилей 50%, 75%, 90%, 99% обеспеченности оказалась *psa_g_pcm1*. Так же хорошие результаты показали *csiro* и *miroc3_2*. Худшей по воспроизведению этих параметров оказалась модель *mri_echam5*, низкий результат показала модель *inm*.

Таблица 2.4. Качество воспроизведения разными МОЦАиО порядковых статистик суточных сумм осадков

Модель	Средний % совпадающей площади по всем показателям
ncar_pcm1	67
csiro	65
miroc3_2	54
cnrm_cm3	53
ncar_ccsm3_0	53
mri_cgcm2_3	51
cgcm3-1	50
gfdl2-0	48
gfdl_cm2_1	44
mpi-echam5	12

Отдельно рассматривался вопрос о том, какие порядковые статистики наиболее успешно воспроизводятся каждой МОЦАиО. В Таблице 2.5 приведены полученные результаты. Оказалось, что наибольшая согласованность результатов МОЦАиО между собой проявляется не для центра распределения, а для экстремальных показателей. Это говорит в пользу того, что рассчитав системную ошибку моделей для этих квантилей, их можно использовать, вводя поправки.

Таблица 2.5. Показатели, лучшего всего воспроизводимые каждой отдельной моделью

Модель	Показатель, лучше всего воспроизводимый данной моделью	% совпадающей площади
ncar_ccsm3_0	99% квантиль теплый период	81
cgcm3-1	99% квантиль холодный период	69
cnrm_cm3	99% квантиль холодный период	66
csiro	50% квантиль теплый период	74
echam5	99% квантиль теплый период	16
gfdl2-0	90% квантиль теплый период	75
gfdl_cm2_1	99% квантиль теплый период	78
miroc3_2	90% квантиль теплый период	75
mri_cgcm2_3	75% квантиль теплый период	79
ncar_pcm1	99% квантиль теплый период	83

По результатам каждой МОЦАиО были рассчитаны суммы осадков, превышающих квантиль 95% и 99% обеспеченности за теплый и холодный периоды. Сравнение с данными наблюдений показало, что в среднем большинство моделей занижают сумму осадков, превышающих 95% на 7-18 мм в теплый период и завышают на 5-10мм в холодный период. Из Таблицы 2.6 следует, что для теплого периода модельные результаты более согласованны между собой.

Таблица 2.6. Показатели, лучше всего воспроизводимые каждой отдельной моделью

модель	лучший показатель	% совпадающей площади
ncar_ccsm3_0	$\sum$ осадков>95% теплый период	87
cccma_cgcm3_1	$\sum$ осадков>95% теплый период	90
cnrm_cm3	$\sum$ осадков>95% холодный период	55
csiro_mk3_0	$\sum$ осадков>95% теплый период	78
mpi_echam5	$\sum$ осадков>95% теплый период	74
gfdl_cm2_0	$\sum$ осадков>95% холодный период	73
gfdl_cm2_1	$\sum$ осадков>95% холодный период	70
miroc3_2_medres	$\sum$ осадков>95% холодный период	82
mri_cgcm2_3	$\sum$ осадков>99% теплый период	83
ncar_pcm1	$\sum$ осадков>99% теплый период	90

Для того чтобы сделать обобщенный вывод о качестве моделей, для каждой модели были рассчитаны проценты площади, совпадающие (не превышающие межмодельного разброса) со стационарными данными (с рассчитанными по ним характеристиками) по всем исследуемым показателям и было рассчитано среднее. В итоге получилось величина, характеризующая достоверность воспроизведения каждой моделью статистических характеристик осадков на ЕТР. Чем больше эта величина, тем точнее модель воспроизводит статистические характеристики осадков. В Таблице 2.7 приведены ее значения для каждой модели. Как видно из таблицы, лишь последняя модель Mpi_echam5 заметно хуже воспроизводит суммы осадков и рассчитываемые по ним показатели.

Таблица 2.7. Качество воспроизведения разными МОЦАиО всех исследуемых показателей осадков

	Модель	Средний % от возможного
1	Csiro_mk3_0	58
2	Ncar_pcm1	57
3	Cccma_cgcm3_1	56
4	Ncar_ccsm3_0	54
5	Mri_cgcm2_3	52
6	Miroc3_2_medres	51
7	Cnrm_cm3	50
8	Gfdl_cm2_0	47
9	Gfdl_cm2_1	46
10	Mpi_echam5	29

Обобщая выполненный выше анализ, а также произведя сопоставление и ранжирование процента площадей, согласующихся с данными наблюдений, можно еще раз подтвердить вывод, что лучше всего всеми моделями воспроизводятся показатели за теплый период. В

Таблице 2.8, приведены показатели и, соответствующие им, средние проценты от возможного совпадения площадей.

Таблица 2.8. Среднее (для 10 МОЦАиО) качество воспроизведения показателей

	Показатель	средний % от возможного
1	Σ осадков за теплый период	61
2	кол-во дней с Σ осадков > 10 мм	61
3	продолж-ть влажного периода	60
4	Σ осадков превышающих 95%-ную квантиль за теплый период	60
5	75%-ная квантиль теплый период	59
6	90%-ная квантиль теплый период	59
7	50%-ная квантиль теплый период	58
8	Σ осадков превышающих 99%-ную квантиль за теплый период	58
9	99%-ная квантиль теплый период	57
10	Σ осадков превышающих 95%-ную квантиль за холодный период	56
11	Σ осадков превышающих 99%-ную квантиль за холодный период	54
12	продолжительность сухого периода	51
13	максимальная Σ осадков за 1 день	50
14	максимальная Σ осадков за 5 последовательных дней с осадками	48
15	99%-ная квантиль холодный период	43
16	50%-ная квантиль холодный период	37
17	90%-ная квантиль холодный период	36
18	75% -ная квантиль холодный период	35
19	Σ осадков за холодный период	23

Для оценки пространственной согласованности модельных и реальных полей была рассчитана пространственная корреляция. Коэффициенты корреляции получились довольно высоки, что говорит о хорошем воспроизведении моделями неравномерности полей. В Таблице 2.9 приведены значения коэффициентов корреляции для каждого показателя, рассчитанные с использованием данных по ансамблю моделей. Видно, что не всегда показатель, имеющий максимальный коэффициент корреляции, соответствует лучше всего воспроизводимому показателю (Таблица 2.8). Это связано с тем, что пространственная корреляция характеризует именно закономерности пространственного изменения показателей, не учитывая при этом абсолютных значений величин. Лучше всего ансамбль моделей воспроизводит пространственное распределение общих сумм осадков за теплый и холодный периоды.

Проведенное сравнение полей осадков по результатам моделирования и данным наблюдений позволяет сделать вывод о том, что модели систематически завышают (или

занижают) статистические параметры, и отклонение мало меняется в пределах ЕТР. Соответственно, зная величину этих систематических отклонений, можно вводить поправки к характеристикам, полученных для климатов будущего. Для того чтобы введение таких поправок было обоснованно, необходимо проверить модельные данные для будущего на предмет совпадения их функции распределения с модельными данными для современного климата. Такая проверка была осуществлена следующим способом.

Таблица 2.9. Коэффициент пространственной корреляции данных по ансамблю моделей с данными наблюдений

	Показатель	Пространственная корреляция показателей по ансамблю моделей и данным наблюдений
1	$\sum$ осадков за теплый период	0,8
2	$\sum$ осадков за холодный период	0,8
3	50%-ная квантиль холодный период	0,7
4	75% -ная квантиль холодный период	0,7
5	50%-ная квантиль теплый период	0,7
6	90%-ная квантиль холодный период	0,7
7	75%-ная квантиль теплый период	0,6
8	максимальная $\sum$ осадков за 5 последовательных дней с осадками	0,6
9	90%-ная квантиль теплый период	0,6
10	99%-ная квантиль холодный период	0,6
11	продолж-ть сухого периода	0,6
12	$\sum$ осадков превышающих 95%-ную квантиль за теплый период	0,5
13	максимальная $\sum$ осадков за 1 день	0,5
14	$\sum$ осадков превышающих 95%-ную квантиль за холодный период	0,5
15	$\sum$ осадков превышающих 99%-ную квантиль за теплый период	0,5
16	$\sum$ осадков превышающих 99%-ную квантиль за холодный период	0,5
17	$\sum$ осадков превышающих 99%-ную квантиль за теплый период	0,5
18	продолж-ть влажного периода	0,4
19	кол-во дней с $\sum$ осадков>10мм	0,2

По модельным данным и наблюдениям за современный период, а также по модельным прогностическим данным на начало и середину 21 в., были рассчитаны отношения значений квантилей друг к другу, в частности отношения $x_{0,5}/x_{0,75}$, $x_{0,75}/x_{0,95}$, $x_{0,95}/x_{0,99}$.

Полученные результаты показали, что, во-первых, несмотря на изменение средних значений, соотношение оценок квантилей функций распределения суточных сумм осадков по модельным данным остаются одинаковыми для всех трех временных срезов с 1961 по 1989г, с 2046 по 2065г и с 2081-2100г, во-вторых, занижение моделями значений порядковых статистик возрастает ближе к «краям» плотности распределения и этот рост практически линеен. Модельные функции распределения более островершинные, чем реальные.

Выявлено, что отклонения модельных результатов от стационарных для порядковых статистик суточных сумм осадков равномерно распределены по Европейской территории России.

Показано, что можно использовать корректирующие коэффициенты для модельных результатов в области экстремальных значений суточных сумм осадков, которые будут приближать прогнозы по моделям к более реальным. Следовательно, зная недостатки модельных функций распределения для современного климата и на основании сохранения соотношения квантилей между собой, возможно корректировать прогностические модельные функции распределения.

Подобные выводы получены также и для средней суточной температуры воздуха.

Рассмотрим межгодовую изменчивость температуры и осадков, осредненных по площади ВЕР (Рисунок 2.8). «Модельная» динамика средней июльской температуры за период с 1961 по 1989 гг. не везде совпадает с реальной. Зачастую в годы с аномально теплым летом ансамбль моделей воспроизводит холодное, и наоборот. То же самое касается и режима осадков, хотя в период с 1968 по 1976 г. модельная межгодовая изменчивость неплохо совпадает с реальной. Абсолютные значения ошибок остаются высокими, зачастую превышая 20% от их месячной суммы. Хорошо видно, что межгодовая изменчивость метеорологических величин у ансамбля МОЦА меньше, чем в реальности. Этот результат предсказуем – при осреднении результатов между 15-ю моделями изменчивость в значительной степени нивелируется. Поэтому при решении задач, нацеленных на анализ не многолетних средних, а именно межгодовых колебаний, лучше, видимо, использовать не ансамбль, а именно те модели, которые адекватно воспроизводят межгодовые вариации и наилучшим образом синхронизированы в многолетнем ходе с данными наблюдений. Это также дает основание для использования вероятностного подхода при анализе результатов моделирования для многолетних рядов, в частности оценке функций распределения величин для временных рядов и пространственной структуры.

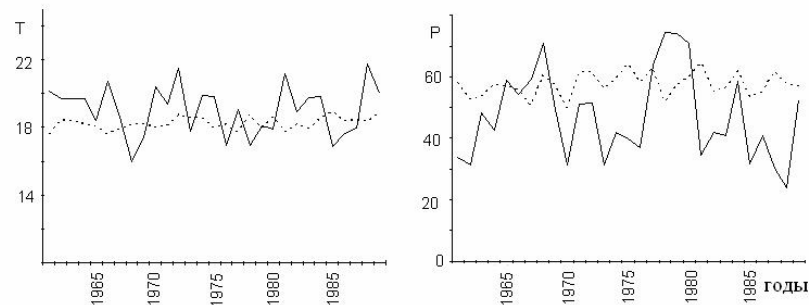


Рисунок 2.8. Межгодовая динамика среднемесячной температуры и сумм осадков в июле по результатам моделирования (пунктирная линия) и по стационарным данным (сплошная линия) [Кислов и др., 2008, Глава 2].

Теперь оценим успешность моделей с помощью ЕОФ-анализа. Известно, что метод разложения по естественным ортогональным функциям (EOF) эффективен при оценке качества воспроизведения пространственно-временной структуры метеорологических полей. Такая оценка была проделана для среднемесячных полей июльской температуры и сумм осадков за период с 1961 по 1989 годы. Оценивались данные всех 15 моделей, участвовавшие в ансамбле [Кислов и др., 2008, Глава 2].

Рассмотрим основы ЕОФ – анализа. Пусть пространственно-временная структура случайного дискретного поля описывается матрицей X_{mn} (m – количество узлов (станций) на территории, а n – длина дискретного временного ряда). Она представима в виде разложения Фурье

$$X_{mn} = \sum_{k=1}^n Y_{mk} V_{km} \quad ,$$

причем оказывается, что среди множества ортонормированных систем векторов $\{V_{km}\}$ нужными свойствами обладают и собственные вектора ковариационной матрицы [Чавро, Дымников, 2000]. В этом случае их называют естественные ортогональные векторы.

При построении аппроксимации в виде ряда слагаемые ранжируются, так что первое выделяет из анализируемого процесса наиболее «важную» пространственно-временную структуру, обеспечивающую наибольший вклад в изменчивость. Ее относительный вклад характеризуется отношением величины первого собственного числа λ_1 к сумме всех собственных чисел. Второе слагаемое (ортогональное к первому) определяет следующий по значимости вклад, пропорциональный λ_2 и т.д. После отбора небольшого числа таких комбинаций влияние всех остальных оказывается уже незначительным. С практической точки зрения метод эффективен в том случае, если первые два-три слагаемых исчерпывают значительную долю изменчивости, а остальные тогда можно рассматривать как «шум» (так, кстати говоря, получается далеко не всегда). В этом случае оправдан географический анализ каждой пространственной структуры (задаваемой первыми векторами V_{1m} , V_{2m} и др.) и ее поведения во времени, определяемой динамикой коэффициентов разложения (или так называемых «главных компонент»). Последние рассчитываются, в силу ортогональности системы $\{V_{km}\}$, как

$$Y_{1n} = X_{mn}^T V_{1m}$$

для первого вектора и т.д. Перед расчетом ковариационной матрицы, исследуемая величина в каждой точке регулярной сетки умножалась на $\sqrt{\cos \varphi_j}$ (φ_j – широта), чтобы обеспечить учет площадей каждого компонента ковариационной матрицы.

Таким образом, при использовании ЕОФ-анализа можно эмпирически установить относительно небольшое количество независимых величин, которые концентрируют принципиально важные особенности исходной информации. Этот подход можно использовать для проверки качества моделирования. Действительно, помимо совпадения средних значений важно установить, способна ли модель воссоздавать изменчивость моделируемого процесса. Представляется естественным предположить, что модель можно считать работающей успешно, если набор первых собственных векторов и собственных чисел у данных наблюдений и у модельных величин совпадают. В крайнем случае, можно ориентироваться хотя бы на первый вектор, как вносящий определяющий вклад в изменчивость процесса.

Результаты EOF-анализа для ансамбля моделей представлены на Рисунке 2.9.

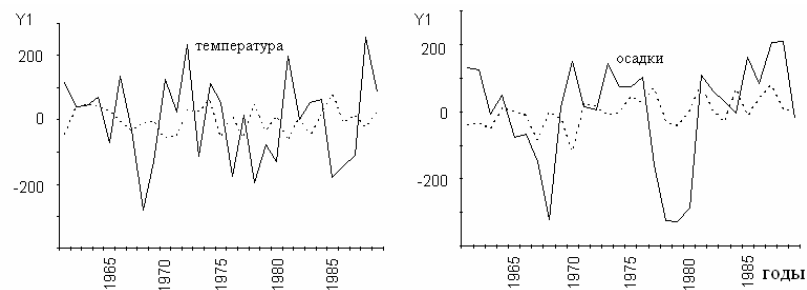


Рисунок 2.9. Временная динамика первых векторов EOF для поля температуры и поля осадков в июле: по данным наблюдений на метеорологических станциях (*сплошная линия*) и по результатам моделирования (*пунктирная*) [Кислов и др., 2008, Глава 2].

Если сравнить межгодовой ход июльской температуры воздуха, полученный по результатам моделирования и межгодовой ход первого вектора EOF-разложения, то мы увидим, что время наступления экстремумов отражено лучше, чем в исходном ряду. Анализ станционных данных показал, что первый вектор EOF-разложения определяет 18-20% межгодовой изменчивости температуры и осадков, второй вектор – 7-8%, третий – около 6% (Таблица 2.10). На основе данных ансамбля моделей получаются похожие результаты: первый вектор определяет 20-23 % изменчивости, второй – 8-10%, третий – около 6%. Таким образом, модели неплохо воспроизвели спектр EOF как для температуры, так и для осадков. Это объясняется, в частности, тем, что процедура расчета EOF предполагает работу с центрированными относительно среднего значения рядами.

Как говорилось выше, первый член разложения ЕОФ (r_1) описывает наибольшую часть дисперсии исследуемой величины. Рассмотрим пространственное распределение r_1 и зависимость их значений от площади (Рисунок 2.10, 2.11). Пространственное изменение r_1 по модельным данным при изменении площади, по которой проводится разложение, практически не меняется: модуль r_1 увеличивается с юго-запада на северо-восток – возрастает доля

крупномасштабных процессов. С уменьшением площади модуль r_1 равномерно увеличивается на 0.01-0.03 на всей исследуемой территории.

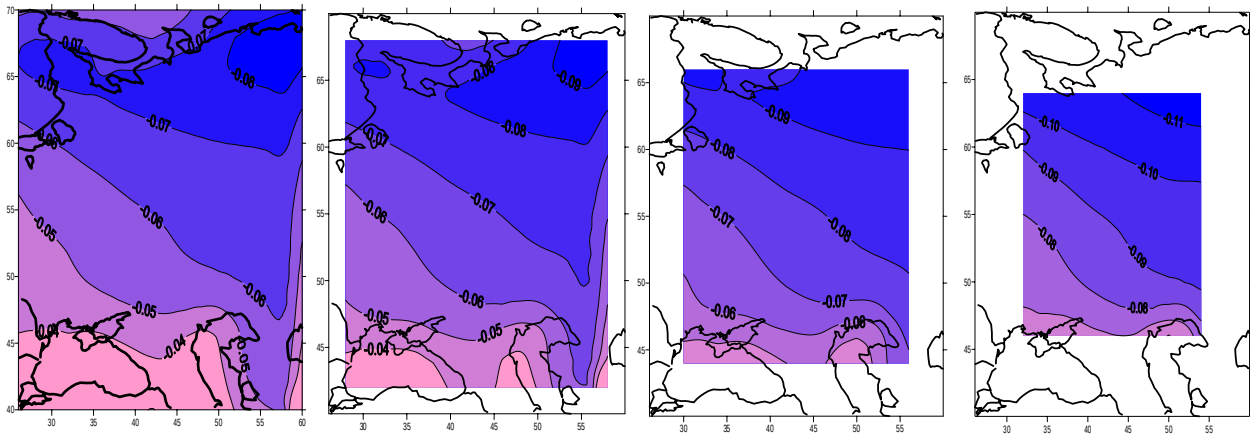
Таблица 2.10. Коэффициенты ЕОФ-разложения

модель	Температура, ЕОФ			Осадки, ЕОФ		
	T_1	T_2	T_3	P_1	P_2	P_3
BCCR-BCM2.0	0.19	0.07	0.06	0.33	0.22	0.13
CGCM3.1	0.32	0.08	0.04	0.18	0.09	0.04
CNRM-CM3	0.25	0.06	0.05	0.12	0.06	0.05
CSIRO-Mk3.0	0.19	0.06	0.05	0.14	0.06	0.05
ECHAM5/PI-OM	0.22	0.07	0.05	0.16	0.06	0.04
GFDL-CM2.0	0.24	0.07	0.05	0.32	0.20	0.12
GFDL-CM2.1	0.25	0.06	0.06	0.29	0.24	0.11
GISS-ER	0.33	0.09	0.05	0.25	0.09	0.05
INM-CM3.0	0.30	0.08	0.05	0.15	0.06	0.05
MIROC3.2 (medres)	0.24	0.07	0.06	0.19	0.07	0.05
MIUB-ECHO	0.20	0.10	0.06	0.27	0.10	0.06
IPSL_CM4	0.20	0.09	0.05	0.13	0.05	0.04
MRI-CGCM2.3.2A	0.15	0.08	0.06	0.15	0.06	0.05
CCSM3	0.23	0.08	0.04	0.14	0.06	0.04
PCM	0.21	0.08	0.05	0.20	0.06	0.04
Ансамбль моделей	0.23	0.08	0.05	0.20	0.10	0.06
климат	0.20	0.07	0.06	0.18	0.08	0.06

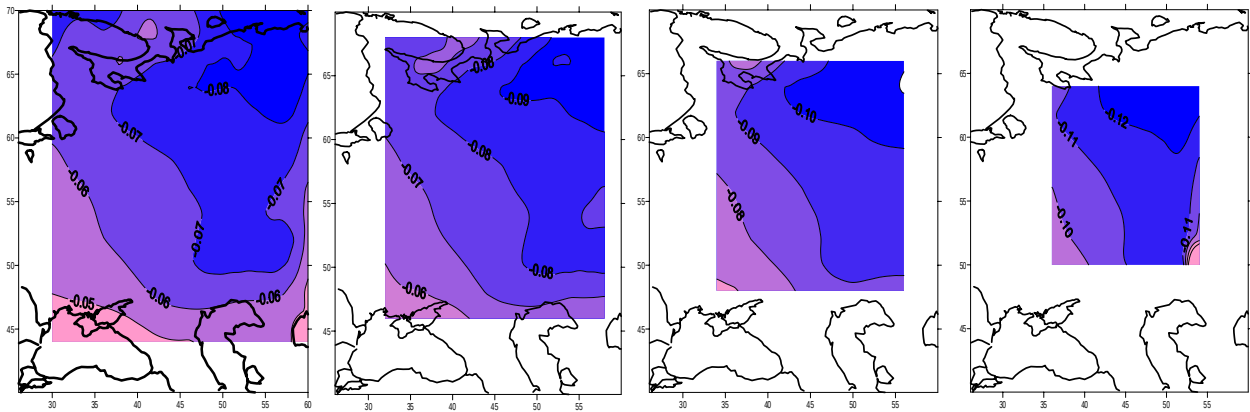
Для r_1 , рассчитанного по данным наблюдений, наблюдается такая же закономерность изменения в зависимости от площади. Небольшие отличия прослеживаются в пространственном распределении. Модуль r_1 увеличивается с запада-юго-запада на северо-восток, т.е. изолинии наклонены больше, чем по модельным данным.

Далее перейдем к рассмотрению пространственного распределения первого члена разложения (r_1) для осадков. При уменьшении площади распределение r_1 на ВЕР не меняется, изменяется только его значение. Максимальные (по модулю) значения r_1 наблюдаются на севере ВЕР и составляет от 0.08 до 0.14. По стационарным данным области максимальных значений r_1 немного смещены к югу, сами значения r_1 совпадают с модельными.

В целом, ансамбль моделей очень хорошо воспроизводит пространственную структуру полей ЕОФ, как по температуре, так и по осадкам.



а)



б)

Рисунок 2.10. Пространственное распределение первого члена разложения (r_1) для температуры за период 1961-1989 гг. по а) данным моделирования, б) станционным данным

Помимо пространственного распределения членов разложения интересно рассмотреть, как меняется вклад разных мод в дисперсию температуры и осадков в зависимости от площади (Рисунок 2.12, 2.13).

По данным моделей, при небольших площадях первый член разложения определяет 99% изменчивости температуры. При увеличении площади (до 16x14 ячеек) вклад первой моды уменьшается более чем в 2 раза и составляет 40%. Последующие моды вносят вклад 3-5%. По станционным данным наблюдается похожая картина: при увеличении площади до 16x14 ячеек вклад 1-й моды уменьшается вдвое. Интересно, что при рассмотрении самой маленькой площади – 10x8 ячеек, вклад первой моды меньше (70%), чем при площади 12x10. Т.е. однозначно нельзя говорить о линейном росте вклада первой моды при уменьшении исследуемой площади.

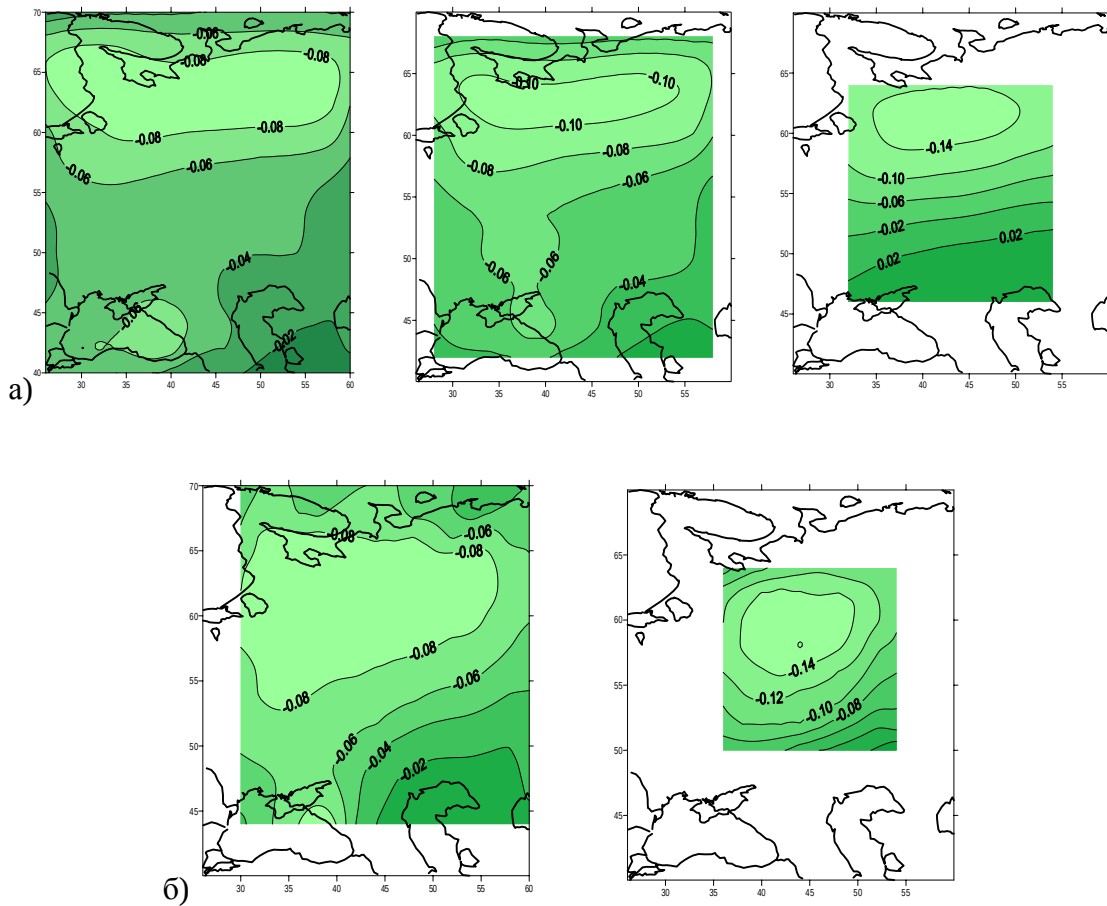


Рисунок 2.11. Пространственное распределение первого члена разложения (r_1) для осадков за период 1961-1989 гг. по а) данным моделирования, б) станционным данным

Первой модой, как правило, описывается дисперсия, вносимая крупномасштабными процессами, т.е. процессами синоптического масштаба. Характерный размер синоптического процесса составляет 800-1000 км. Одна модельная ячейка составляет $2 \times 2^\circ$. Можно предположить, что на площадях, сопоставимых по размерам с синоптическим масштабом первая мода определяет 90-99% изменчивости. С увеличением размера площади возрастает пространственное разнообразие в поле рассматриваемой величины, становится более заметно, что ее формирование зависит от процессов разного масштаба, поэтому вклад первой моды уменьшается.

Вклад различных мод в дисперсию осадков не так однозначен, как в дисперсию температуры. Как видно из Рисунка 2.13, первая мода описывает лишь 30-35% изменчивости осадков. Но закономерности сохраняются те же, что и для температуры: при уменьшении площади увеличивается вклад первой моды. Вклад первой моды по модельным данным немного меньше, чем по данным наблюдений. В целом, станционные и модельные данные очень похожи. Нужно иметь в виду, что осадки воспроизводятся моделями хуже, чем температура и описание их в модели сложнее. Кроме того, вероятно, что модели лучшим

образом воспроизводят конвективные осадки, нежели фронтальные, поэтому вклад первой моды в поле «модельных» осадках невелик. При этом, по данным наблюдений первый член разложения описывает не более 35% изменчивости осадков, это говорит о том, что на осадки могут влиять процессы меньшего масштаба, чем синоптический, и их влияние гораздо выше, чем на температуру.

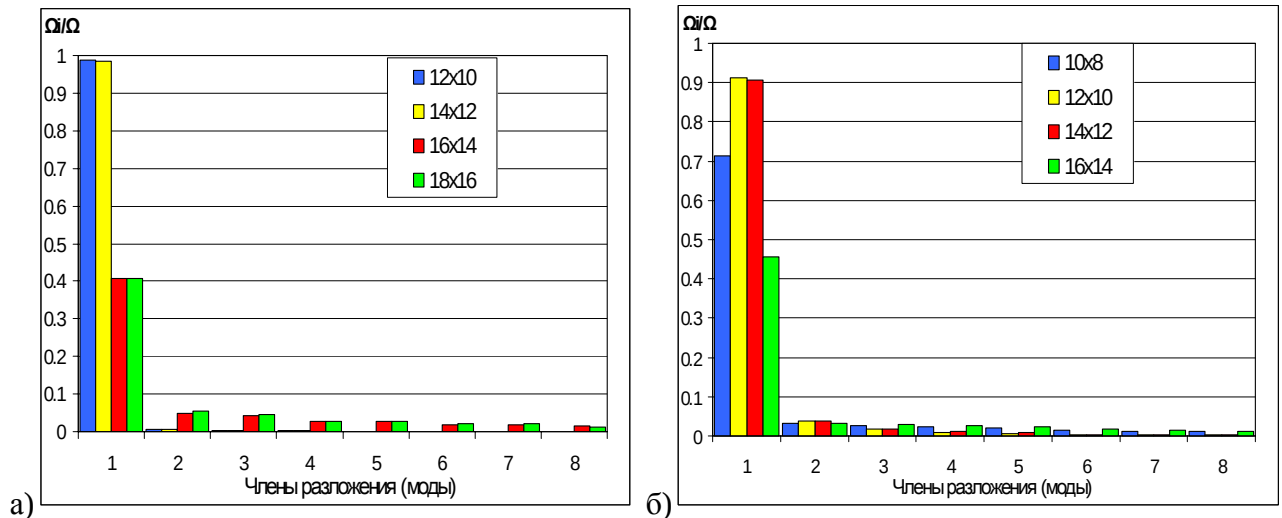


Рисунок 2.12. Вклад разных мод в общую дисперсию температуры в зависимости от площади а) по модельным данным, б) по станционным данным. По оси у – доля каждой моды в общей изменчивости. Площадь в легенде указана в модельных ячейках.

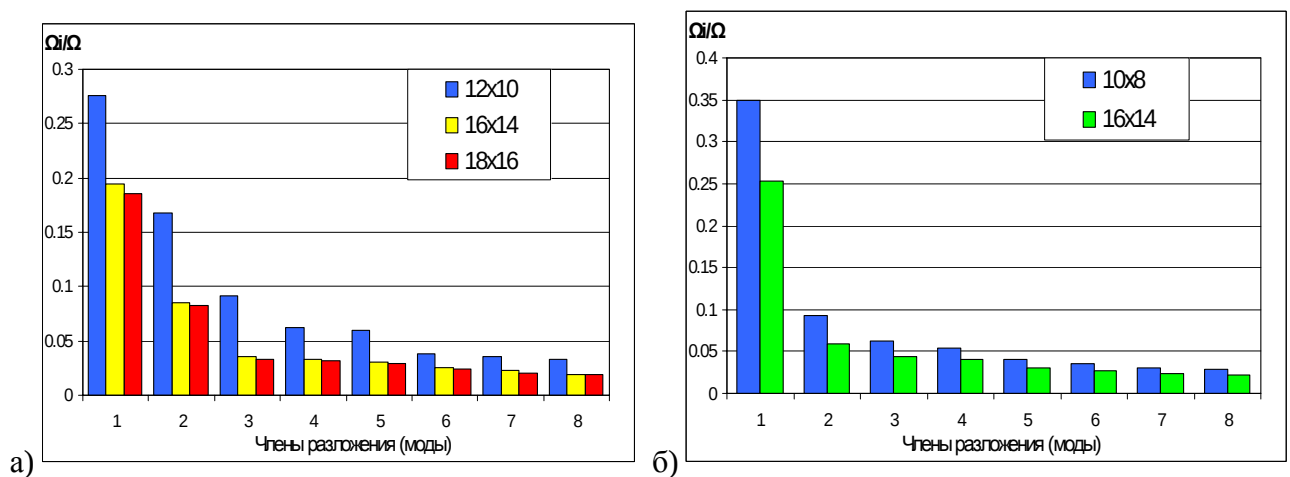


Рисунок 2.13. Вклад разных мод в общую дисперсию осадков в зависимости от площади а) по модельным данным, б) по станционным данным. По оси у – доля каждой моды в общей изменчивости. Площадь в легенде указана в модельных ячейках.

В целом следует отметить, что полный ансамбль моделей, в целом, неплохо воспроизводит климатическую картину: ошибки не превышают фон естественной изменчивости, успешно воспроизводится и пространственно-временная структура полей, характеризуемая распределением первых трех векторов EOF. Таким образом, для решения

задач, требующих данных теплого периода, можно использовать ансамбль моделей, однако результаты улучшаться, если предварительно исключить из него те, которые отличались значительными погрешностями. Поэтому в представленном анализе и было оставлено 10 моделей (Таблица 2.11).

Таблица 2.11. Модели общей циркуляции атмосферы и океана

НАЗВАНИЕ МОДЕЛИ	ОРГАНИЗАЦИЯ	СТРАНА	ПРОСТРАН- СТВЕННОЕ РАЗРЕШЕНИЕ В АТМОСФЕРЕ
NCAR_CCSM3	Национальный центр атмосферных исследований	США	T85L26
CGCM3.1	Канадский центр климатического моделирования и анализа	Канада	T47L31
CNRM-CM3	Национальный центр климатических исследований	Франция	T42L45
CSIRO-Mk3.0	Общественно-благотворительная научная и производственно-исследовательская организация, Атмосферные исследования	Австралия	T63L18
ESCHAM5/MPI-OM	Институт метеорологии Макса Планка	Германия	T63L32
GFDL-CM2.0	Лаборатория геофизической гидродинамики Национальной администрации исследований атмосферы и океана	США	N45L24
GFDL-CM2.1	Лаборатория геофизической гидродинамики Национальной администрации исследований атмосферы и океана	США	M45L24
MIROC3.2	Центр исследований климатической системы	Япония	T42 L20
MRI-CGCM2.3.2a	Метеорологический исследовательский институт	Япония	T42L30
NCAR_PCM	Национальный атмосферный центр	США	T42L18

Подготовка ежедневных данных для двух временных срезов будущего происходила следующим образом. На первом этапе для всех трех временных срезов (1961-1989, 2046-2065, 2081-2100 гг.) на единой сетки с пространственным разрешением 2x2 градуса по широте и долготе были получены средние по ансамблю моделей ежедневные значения температуры и осадков $[X]_{y,m,d}$ (здесь y, m, d – год, месяц, день, соответственно). Далее, были рассчитаны отклонения (аномалии) этих величин $\Delta[X]_{y,m,d}^T$ для периодов T (2046-2065 гг. или 2081-2100 гг.) от ансамбля модельных многолетних средних суточных базового периода 1961-1989 гг. $[\bar{X}]_{m,d}^{1961-1989}$:

$$\Delta[X]_{y,m,d}^T = [X]_{y,m,d}^T - [\bar{X}]_{m,d}^{1961-1989}.$$

Эти аномалии далее использовались для оценки возможной реакции климатической системы и КР на увеличение выбросов парниковых газов. С другой стороны, для получения абсолютных прогностических значений было необходимо избавиться от возможной системной ошибки модельного ансамбля. Для этого рассчитанные ежедневные модельные аномалии были добавлены к ежедневным средним многолетним данным наблюдений $\bar{X}_{m,d}^{1961-1989}$. Таким образом были сформированы новые прогностические ряды ежедневных данных средней суточной температуры воздуха и суточных сумм осадков $[X_{new}]_{y,m,d}^T$ для каждого из двух будущих временных периодов:

$$[X_{new}]_{y,m,d}^T = \bar{X}_{m,d}^{1961-1989} + \Delta[X]_{y,m,d}^T.$$

На основе этих данных далее производился расчет показателей КР для современного климата (1961-1989 гг.) и климатов будущего (2046-2065, 2081-2100 гг.) по сценарию A2 (Рисунок 2.14). Изменения ресурсов в будущем оценивались как разность соответствующих индексов для будущего и современного климата. Прогноз составлен на базе средних по ансамблю данных 10 моделей СМIP3. Все расчеты производились в узлах регулярной сетки, имеющей горизонтальное разрешение 2x2 градуса широты и долготы.

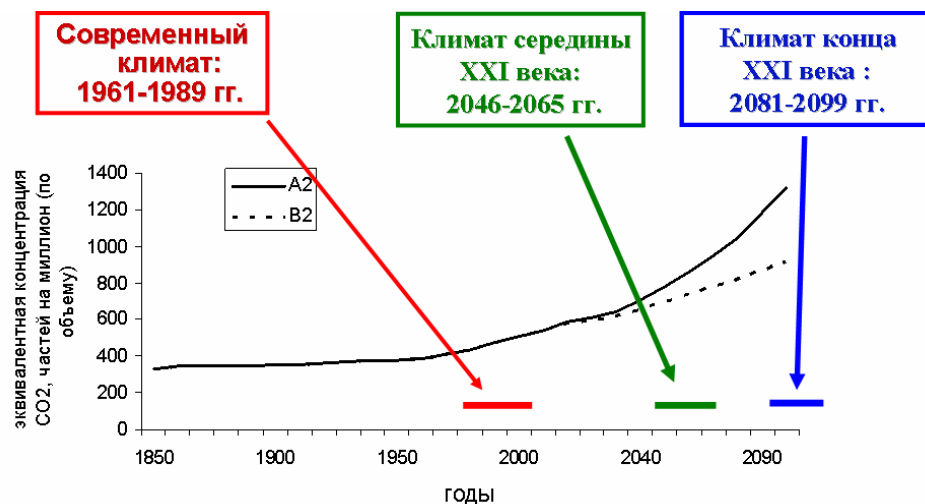


Рисунок 2.14. Временные срезы современного и будущего климата и эквивалентная концентрация CO₂ [Сценарии, 2000].

Более детальное пространственное разрешение возможно с использованием мезомасштабных или региональных моделей, а также процедур даунскейлинга, основанных на параметризациях, как это было сделано, например, для Восточной Сибири в исследовании

[Кислов, Суркова, 2009]. В этой работе была применена методика физико-статистического даунскейлинга температуры и осадков предложенная А.В. Кисловым. Эта методика корректировки сеточных данных предназначена для уточнения результатов глобального климатического моделирования. Она основана на прямом учете геометрических и отражательных свойств подстилающей поверхности. С ее помощью получено детализированное распределение прогностических аномалий температуры и осадков по бассейну р.Лена на середину 21 века.

Реакция климатических ресурсов на потепление XXI века оценивалась для наиболее неблагоприятного сценария A2 в виде отклонений от показателей современного климата (1961-1989 гг.). Набор индикаторов состояния КР для различных отраслей имеет свои особенности [Руководство, 2008]. За основу были выбраны, во-первых, те, которые наиболее универсальны и востребованы в разных отраслях, во-вторых, показатели режима температуры и увлажнения, рекомендуемые Всемирной метеорологической организацией не только для оценки КР, но и в качестве индикаторов климатических изменений, в том числе экстремальных [Karl et al., 1999; Peterson et al., 2001; Zhang et al., 2005]; в-третьих, с учетом географических особенностей и того интереса, который с точки зрения ресурсного потенциала климата наиболее важен на определенной территории. В связи с последним предложены дополнительные показатели, ранее не использовавшиеся.

Часть рассчитанных показателей характеризует среднее состояние, часть – экстремальность климата. Были рассчитаны более 40 показателей КР для XXI в. и их отклонений от современных значений, в том числе.

Термические характеристики

- Среднегодовая и среднемесячная суточная температура воздуха
- Среднегодовая и среднемесячная минимальная суточная температура воздуха
- Среднегодовая и среднемесячная максимальная суточная температура воздуха
- Минимальная и максимальная средняя суточная температура воздуха, С
- Годовая амплитуда средней суточной температуры воздуха, С
- Годовая сумма значения температуры воздуха для $t > 0^{\circ}\text{C}$ и $t < 0^{\circ}\text{C}$, $t > 10^{\circ}\text{C}$, градусо-дни
- Число дней в году со средней суточной температурой воздуха $t > 0^{\circ}\text{C}$, $t < 0^{\circ}\text{C}$, $t > 10^{\circ}\text{C}$, $t > 15^{\circ}\text{C}$, $t > 20^{\circ}\text{C}$
- Число дней в году с минимальной суточной температурой воздуха $t_{\min} < 0^{\circ}\text{C}$, $t_{\min} > 20^{\circ}\text{C}$
- Число дней в году с максимальной суточной температурой воздуха $t_{\max} > 25^{\circ}\text{C}$, $t_{\max} < 0^{\circ}\text{C}$
- Продолжительность вегетационного периода ($t > 0^{\circ}\text{C}$) – число дней между устойчивым (≥ 6 сут) переходом средней суточной температуры воздуха через 10°C
- Продолжительность периода $t > 5^{\circ}\text{C}$ – число дней между устойчивым (≥ 6 сут) переходом средней суточной температуры воздуха через 5°C
- Ежемесячный абсолютный максимум максимальной суточной температуры воздуха, С
- Ежемесячный абсолютный минимум максимальной суточной температуры воздуха, С
- Ежемесячный максимум минимальной суточной температуры воздуха, С
- Ежемесячный минимум минимальной суточной температуры воздуха, С
- Средняя месячная амплитуда температуры воздуха, С
- Индекс потребления топлива. для $t < 18^{\circ}\text{C}$, градусо-дни
- Продолжительность отопительного сезона (при устойчивом ≥ 6 сут, переходе средней суточной температуры воздуха через 8°C), сут.

Характеристики увлажнения

- Средняя многолетняя годовая сумма осадков, мм

- Средние многолетние месячные суммы осадков, мм
- Ежемесячный максимум суточной суммы осадков, мм
- Ежемесячный максимум суммы осадков за последовательные 5 сут., мм
- Средняя суточная сумма осадков для дней с $Pr \geq 1$ мм/сут
- Число дней в году с количеством осадков $Pr \geq 10$ мм/сут, $Pr \geq 20$ мм/сут
- Максимальная продолжительность сухих периодов ($Pr < 1$ мм/сут)
- Максимальная продолжительность влажных периодов ($Pr \geq 1$ мм/сут)
- Годовая сумма осадков за дни, когда $Pr > Pr_{95\%}$, $Pr > Pr_{99\%}$

Комплексные показатели

- Индекс Селянинова: а) средняя годовая величина, б) повторяемость по градациям
- Индекс Педея: повторяемость по градациям для каждого месяца.

Ветроэнергетические показатели

- Средняя многолетняя годовая скорость ветра, м/с
- Средние многолетние месячные скорости ветра, м/с
- Удельная мощность ветрового потока по средним месячным скоростям, Вт/м²

Были построены карты, сделаны сводные таблицы с рассчитанными аномалиями для всех характеристик, рассчитаны характеристики межгодовой изменчивости, выполнены статистические оценки значимости отклонений прогностических результатов от данных для современного климата.

2.2. Термические ресурсы

Прогностические изменения термических ресурсов были рассчитаны и проанализированы для ВЕР и ЗС, периоды 2046-2065, 2081-2100 гг. Многие из рассчитанных индикаторов КР особенно востребованы в агрометеорологии, и энергетике, поэтому им уделяется отдельное внимание.

2.2.1. Роль термических ресурсов в сельском хозяйстве, основные характеристики агроклиматических зон Восточно-Европейской равнины

Оценка температурного режима для целей различных отраслей – сельского и лесного хозяйства, медицины, строительства, промышленности, коммунальных служб, транспорта, туризма и других – начинается с анализа данных о средних значениях температуры воздуха. На основе этих сведений формируется общее представление о тепловых ресурсах за год или отдельные периоды (вегетационный период, месяц, декада и др.). Базовыми показателями такого рода являются средние годовые и средние месячные температуры. На их основе определяются самый холодный и самый теплый месяцы года для данной территории. Для суши это, как правило, январь и июль, для океана – февраль и август.

С точки зрения сельского хозяйства наиболее важными характеристиками термического режима являются оценки теплообеспеченности вегетационного периода и условий перезимовки. Условия жизни растений ограничены сравнительно узким диапазоном температур, в пределах которого могут протекать биологические процессы. Скорость таких процессов существенно зависит от температуры. Температурные пределы жизнедеятельности растений иногда называют биологический минимум и биологический максимум. Между ними находится зона оптимальных температур, при которых развитие растений происходит наиболее

интенсивно. Эти термические характеристики неодинаковы у разных растений. Например, для ранних яровых зерновых биологический минимум температуры прорастания семян составляет 3–5 °С, а у теплолюбивых культур (рис, хлопчатник) он возрастает до 12–15 °С [Чирков, 1986].

Скорость фотосинтеза у многих теплолюбивых культур резко снижается при температуре 10–12 °С, у других же растений, нетребовательных к теплу (овес, картофель, редис и пр.) при этой же температуре отмечается значительный прирост растительной массы. Для яровой пшеницы при температуре воздуха выше 20 °С при недостатке почвенной влаги в период формирования цветков в колосе снижение урожая может составить 30–40%. Если жаркая погода наблюдается в период налива, качество семян и объем урожая резко снижаются.

Большую роль температурный режим играет также и в распространении и вредоносности болезней и вредителей растений.

Правильная оценка теплового состояния важна при размещении новых сортов и гибридов, планировании сроков сева и уборки, оценки состояния озимых и плодовых культур зимой, для прогнозирования урожая.

Сведений о средних годовых и месячных температурах недостаточно для получения представления об условиях произрастания растений на разных этапах их развития, а также в период зимнего покоя. Существенным дополнением являются данные о максимальной и минимальной температуре и ее амплитуде для разных фаз вегетации и перезимовки. Сведения о минимальной годовой температуре воздуха дают возможность оценить условия перезимовки растений. Данные о максимальной температуре зимой позволяют судить о возможности оттепелей и их интенсивности зимой, а летом – о числе жарких дней, когда растения и животные угнетены жарой, возможно повреждение зерна в период налива и т.п. Суточная амплитуда температуры также существенно влияет на качество урожая. Так, например, с ее увеличением содержание от 7 до 14 °С содержание белка в зерне увеличивается на 4–6%, а клейковины на 8–10% [Чирков, 1986].

Широкое применение в разных отраслях хозяйства, особенно в агрометеорологии, получили суммы температур воздуха – один из основных показателей термических ресурсов территории и одна из важнейших агроклиматических характеристик при оценке требований растений к термическому режиму. Наиболее распространенным показателем обеспеченности теплом периода активной вегетации сельскохозяйственных культур являются суммы активных и суммы эффективных температур. Для большинства культурных растений умеренного пояса сумма активных температур складывается из средних суточных температур воздуха выше 10 °С. Для холодостойких растений активными являются средние суточные температуры выше 5 °С, для теплолюбивых культур – выше 15 °С. Сумма эффективных температур рассчитывается по методу остатков как сумма отклонений средней суточной температуры от

«биологического нуля» – температуры, при которой начинается активный рост. Зная сумму температур, необходимую для завершения цикла развития каждой конкретной культуры, можно оценить возможности ее произрастания на данной территории (Таблица 2.12).

Суммы активных температур являются основой агроклиматического районирования. Для России наиболее ценные в научном и практическом плане работы в этой области в разное время были выполнены Г.Т. Селяниновым, С.А. Сапожниковой, Д.И. Шашко, П.И. Колосковым. Несмотря на некоторые различия подходов, они объединены тем, что показателем термического режима при выделении агроклиматических поясов являлись суммы температур за период с $t > 10^{\circ}\text{C}$. Так, при районировании территории бывшего СССР Г.Т. Селяниновым (1930), С.А. Сапожниковой (1958), Д.И. Шашко (1958) рассматриваются четыре агроклиматических пояса: субтропический, умеренный, субарктический, арктический. Некоторые из них включают в себя подпояса. Особенно дробное деление имеет умеренный пояс, занимающий наибольшую площадь территории бывшего СССР, а также и ВЕР (Таблица 2.13).

Таблица 2.12.

Необходимые тепловые ресурсы для выращивания некоторых видов сельскохозяйственных культур: минимум суммы температур выше 10°C , ($\Sigma T_{10, \text{мин}}$) необходимый для достижения технической спелости сельскохозяйственных культур на ВЕР, и (ΣT_{10}), обеспечивающая этот минимум в 90% лет, по [Лекции, 1966; Исаев, 2001]

Сельскохозяйственные культуры	$\Sigma T_{10, \text{мин}}, ^{\circ}\text{C}$	$\Sigma T_{10}, ^{\circ}\text{C}$
Редис, салат, шпинат, лук	100	400
Репа, турнепс, капуста (р), картофель (р)	500	800
Ячмень (р), озимая рожь (р)	700	1000
Горох (р), лен (р)	900	1200
Овес (р), ячмень (с)	1100	1400
Ячмень (п), яровая пшеница (р), озимая пшеница (р), кукуруза (с) в фазе выметывания	1300	1600
Овес (п), озимая пшеница (п), кукуруза (п) на силос в фазе выметывания	1500	1800
Яровая пшеница (п), подсолнечник (р), сахарная свекла на сахар (р), огурец	1700	2000
Кукуруза на зерно (р), фасоль (р), просо (п)	1900	2200
Кукуруза (с) в фазе молочно-восковой спелости, соя (р), виноград (р)	2100	2400
Абрикос (р), фасоль (п), подсолнечник (п), рис (п)	2300	2600
Кукуруза на зерно (с), кукуруза (п) в фазе молочно-восковой спелости, сорго (р)	2500	2800
Кукуруза на зерно (с, п), виноград (с)	2700	3000
Кукуруза на зерно (п), грецкий орех	2900	3200
Соя (п), арахис (р), сорго (п), инжир, гранат, хурма	3100	3400
Хлопчатник (р), рис (п), виноград (п)	3300	3600
Хлопчатник (с), рис (п), виноград (п)	3700	4000
Маслины, апельсины	4100	4400
Хлопчатник (п), джуг	4500	4800

Примечание. В скобках указаны сорта: р – ранние, с – средние, п – поздние.

В основе агроклиматической классификации П.И. Колоскова [1962, 1971] лежит использование сумм положительных температур в сочетании с природной (преимущественно почвенно-ботанической) зональностью. На первом этапе районирования территория

разделяется на пояса по температурным условиям теплого периода и по характеру растительности, обеспеченной этим ресурсом (Таблица 2.14). Далее эти пояса подразделяются на зоны в зависимости от увлажненности и почвенной зональности. В пределах зон выделяются области по термическому режиму холодного периода и соответствующим им особенностям древесной растительности. Области делятся на округа с учетом мощности снежного покрова, как фактора перезимовки, а также весеннего увлажнения почвы. Согласно теории П.И. Колоскова качественное изменение природных явлений наступает тогда, когда величина определяющего их природного фактора увеличивается или уменьшается в два раза: сумма положительных значений температуры для определенного типа растительности и показатель увлажненности для определенного типа почв.

Таблица 2.13.

Основные характеристики агроклиматических зон на ВЕР, по [Шашко, 1958; 1985].

Агроклиматическая зона	Сумма активных температур (>10°C)	Сельскохозяйственные культуры
<u>Арктический пояс</u>	<600	
Очень холодный	0	закрытого грунта
Холодный	0-600	закрытого, полужакрытого грунта.
<u>Субарктический пояс</u>	600-1200	овощные культуры с коротким вегетационным периодом (редис, салат, капуста и др).
<u>Умеренный пояс</u>	1200-4200	
прохладный	1200-1800	ранние культуры, в т.ч. зерновые, зернобобовые, лен на волокно
умеренно-прохладный	1800-2400	средне-ранние культуры, в т.ч. позднеспелые сорта зерновых и зернобобовых, подсолнечник
умеренно-теплый	2400-3000	культуры средней спелости, в т.ч. кукуруза на зерно, скороспелые сорта риса, сахарная свекла, бахчевые
теплый	3000-3600	среднепоздние культуры, в т.ч. позднеспелые сорта кукурузы на зерно, среднеспелые сорта риса и др.
очень теплый	3600-4200	поздние сорта риса, кукурузы и др.
<u>Субтропический пояс</u>	>4200	
умеренно-жаркий	4200-4800	теплолюбивые однолетние и субтропические культуры с длинным вегетационным периодом, в т.ч. среднеспелые сорта хлопчатника, цитрусы ранние, чай и др.
жаркий	>4800	теплолюбивые культуры с поздним созреванием, в т.ч. поздние сорта хлопчатника, поздние цитрусы и др.

Таблица 2.14.

Сочетание теплообеспеченности и типа растительности – тепловые пояса [Колосков, 1962; 1971]

Растительность	$\Sigma T > 0^\circ\text{C}$
Тундра	<1000
Хвойные леса (тайга)	1000-2000
Широколиственные и смешанные леса	2000-4000
Субтропические леса	4000-8000
Тропические леса	>8000

Не менее важной информацией при оценке обеспеченности территории тепловыми ресурсами являются сведения о длительности периода с температурами выше 5, 10, 15° С, ниже 0° С, безморозного периода. В комплексе эти показатели позволяют судить о длительности вегетационного периода и уровне температуры в это время для культур, имеющих различную требовательность к теплу.

Значимое дополнение перечисленным показателям термических ресурсов с точки зрения сельского хозяйства представляют температурные экстремумы разной степени обеспеченности, в частности, средние и абсолютные минимумы температуры, которые особенно негативно сказываются на растениях. Так, средний из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха характеризует условия зимовки растений, в особенности тех, которые чувствительны к низким температурам. Отдельную важность представляет этот показатель для районов, где постоянный снежный покров отсутствует. При отрицательных температурах в таких районах может происходить выжимание морозом из почвы сельскохозяйственных культур и молодых древесных растений (всходов, самосева, сеянцев), образование морозобойных трещин в древесных стволах. Морозобою подвержены многие хвойные и лиственные породы. Степень опасности образования морозобоя определяют макро- и микроклимат, рельеф, почвенные условия, предшествующий вегетационный период (сухой период чрезвычайно ослабляет деревья). Сильные морозы приводят к повреждениям стволов, побегов и почек деревьев. Так, например, температура воздуха, с которой начинаются повреждения в зависимости от вида и сорта плодовых деревьев следующие: для яблонь слабоморозостойких сортов – –20...–22° С, для среднеморозостойких яблонь – –25...–30° С, вишни, сливы – –20...–25° С, для черешни, абрикоса, персика – –18...–20° С. Критическая температура, при которой начинается отмерзание надземных частей плодовых деревьев до высоты снежного покрова, составляет – 30° С [Полевой, 1992; Чирков, 1986].

2.2.2. Термический режим

Оценка современного теплового режима Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири, а также его прогноз выполняется на основе следующих показателей: средняя месячная и годовая температура воздуха, продолжительность периодов со средней суточной температурой <0°С, >0, 5, 8, 10, 15, 18, 20°С, годовые суммы средних суточных температур <0°С, >0, >5, >10°С. Полученные для современного климата результаты хорошо согласуются с данными [Климат России, 2001], несмотря на некоторые различия в продолжительности исходных рядов, а также с учетом того, что для целей нашей работы данные наблюдений были предварительно интерполированы в узлы регулярной широтно-долготной сетки с пространственным разрешением 2х2 градуса. Эта процедура была необходимым условием для

сопоставления данных наблюдений с результатами численного моделирования, но она неизбежно привела к сглаживанию исходных полей и, следовательно, занижению экстремумов.

Оценки средних и экстремальных показателей термических ресурсов по данным наблюдений и результатам моделирования подробно представлены в Таблицах 2.15-2.17. Поля некоторых величин показаны в виде карт.

Рассмотрим сначала современную среднюю месячную и годовую температуру воздуха.

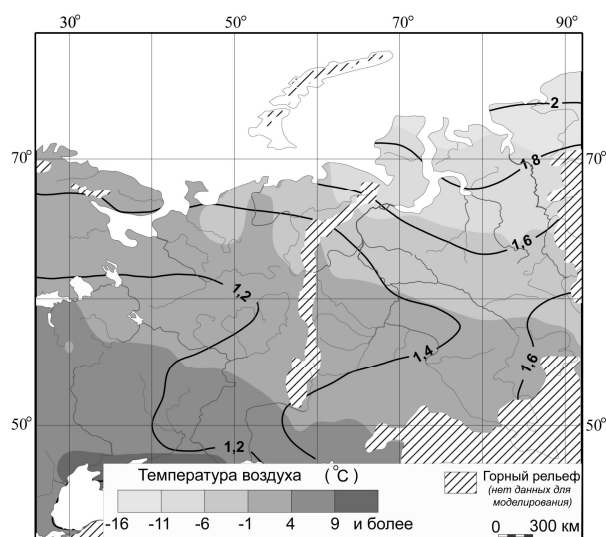
В среднем за год на большей части ВЕР современная температура воздуха положительна (Рисунок 2.15). Исключения составляют внутренние районы Кольского полуострова, предгорья Северного Урала и бассейн р. Печоры, где она ниже 0°C на $1\text{--}3^{\circ}\text{C}$. Самым теплым является черноморское побережье, где температура воздуха в среднем за год 12°C . В пространственном распределении изотерм, их направленности с юго-запада на северо-восток, особенно на севере ВЕР, прослеживаются закономерности зимнего периода, что связано с его большой продолжительностью.

В Западной Сибири (Рисунок 2.15) общий температурный фон большую часть года ниже, чем на ВЕР, черты континентальности климата выражены гораздо сильнее. К северу от $57\text{--}60^{\circ}\text{с.ш.}$ средняя годовая температура в ЗС становится отрицательной, что связано с ослаблением обогревающего влияния океана и большой продолжительностью периода с отрицательными средними суточными температурами. В районе Алтая и Саян температура на протяжении всего года ниже, чем над равнинными территориями ЗС в тех же широтах.

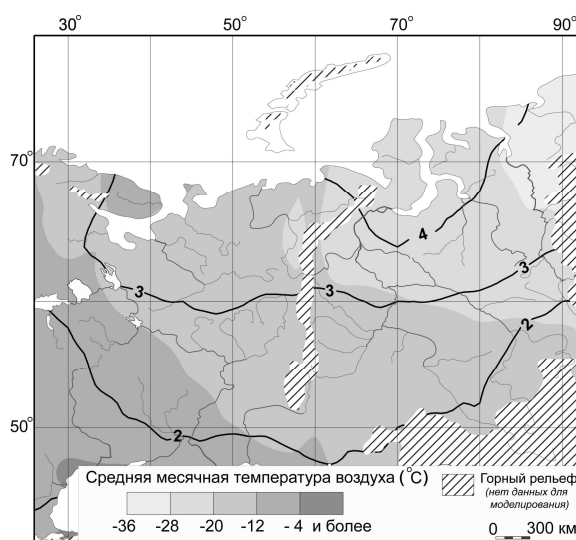
В зимний период на ВЕР изотермы имеют широтное распределение лишь на юге, где обогревающее влияние оказывают Черное и Каспийское моря. По мере продвижения на север возрастает меридиональный градиент температуры, и изотермы приобретают направление с юго-востока на северо-запад. Общий перепад средней температуры января составляет от 0°C на черноморском побережье до -20°C на северо-востоке ВЕР. Как и на всех картах термических характеристик, проявляется влияние Урала – вдоль хребта температурный фон ниже в течение всего года.

В Западной Сибири, где выхолаживание в зимний период происходит не только за счет широтного фактора, но и при активном влиянии Азиатского антициклона, на фоне ослабевающего к востоку влияния Атлантики, снижение средних температур происходит в направлении с юго-запада на северо-восток.

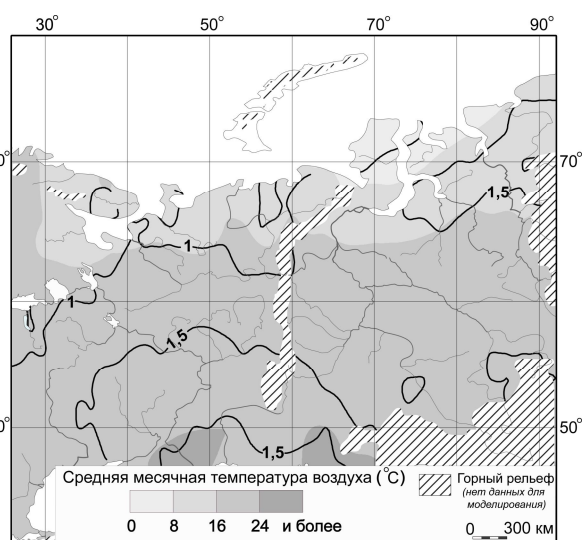
2011-2030



а) средняя годовая



б) январь



в) июль

Рисунок 2.15. Средняя температура воздуха по наблюдениям (1961-1989 гг, фоновая заливка) и ее отклонение от современных значений в период 2011-2030 гг. по результатам моделирования (изолинии).

В апреле-мае на большей части ВЕР и ЗС происходит сход снежного покрова. Этот фактор, а также общее увеличение количества приходящей солнечной радиации и возрастание ее роли, проявляется в субширотном направлении изотерм. На севере ВЕР все еще сохраняется отрицательная средняя месячная температура воздуха, на северо-востоке она достигает -10°C . В это время температура в южных районах уже $10-12^{\circ}\text{C}$. В ЗС апрельские температуры положительны в среднем лишь к югу от $57-60^{\circ}\text{ш}$.

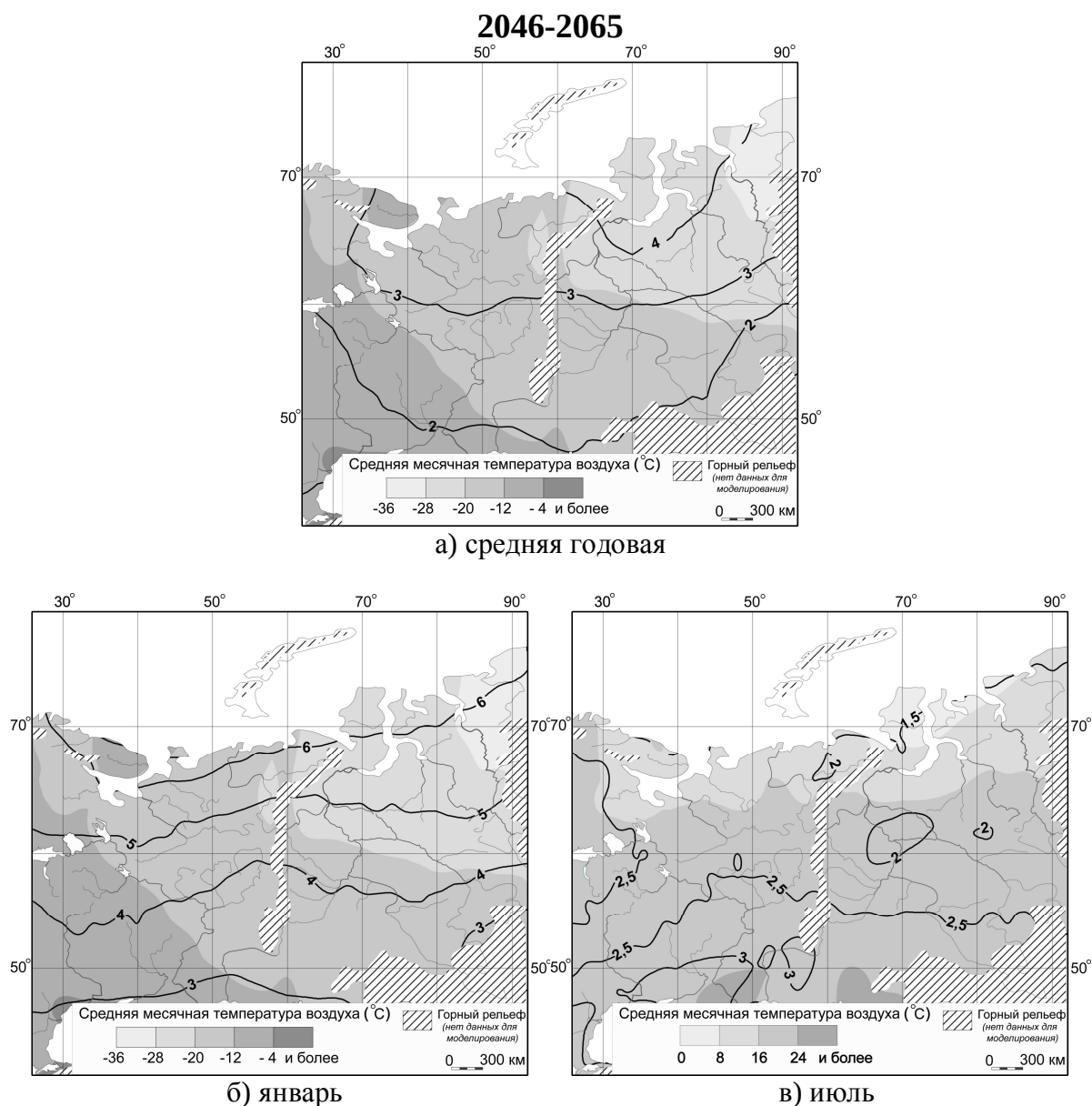


Рисунок 2.16. Средняя температура воздуха по наблюдениям (1961-1989 гг, фоновая заливка) и ее отклонение от современных значений в период 2046-2065 гг. по результатам моделирования (изолинии).

В летнее время охлаждающее влияние Атлантического океана заметнее всего ощущается на северо-западе ВЕР. Изотермы откликаются на это небольшим наклоном с юго-запада на северо-восток. В Западной Сибири заметно проявляется охлаждающее влияние Карского моря. Почти для всей территории ВЕР и ЗС июль является самым теплым месяцем года. Исключение составляют побережья на севере ВЕР, где влияние холодных морей по мере их прогрева уменьшается к августу. Наиболее высокие средние месячные температуры в июле отмечаются на юго-востоке ВЕР, до 25°C, наиболее низкие, 13–14° С, на северных побережьях.

Осенью понижение температуры наиболее быстро происходит во внутренних материковых районах ВЕР и ЗС, где наименее ощутимо тепляющее влияние с еще не

остывшей Атлантики. Там средняя температура октября опускается ниже нуля. В это время на юге ВЕР еще тепло, 8-10° С. В ЗС положительная средняя месячная температура сохраняется к югу от 57-60°с.ш. В целом направление изотерм постепенно приобретает зимний характер.

Таблица 2.15. Средняя температура воздуха в XX в. и ее изменение в XXI в. (верхняя строка – среднее по территории, нижняя – минимум и максимум)

НАЗВАНИЕ ПОКАЗАТЕЛЯ		ГОДЫ	ТЕРРИТОРИЯ	
			ВЕР*	ЗС*
Средняя годовая температура воздуха, С	Современный климат	1961-1989	3,4 (0,0...12,0)	-2.0 (-15.4...11.0)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	1,3 (0,9...1,9)	1.8 (1.3...3.3)
		2046-2065	2,9 (2.0...4.4)	3.5 (2.6...5.4)
Средняя температура воздуха, январь, С	Современный климат	1961-1989	-11,8 (-21,1...1,9)	-20.0 (-34.3...-6.4)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	2,3 (0,8...4,5)	3.2 (0.9...6.2)
		2046-2065	4,1 (1,7...8,1)	4.8 (2.4... 8.2)
Средняя температура воздуха, апрель, С	Современный климат	1961-1989	3,4 (-8,7...11,3)	-3.0 (-24.2...13.6)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	1,2 (0,7...1,7)	1.7 (1.0...3.8)
		2046-2065	2,5 (1,8...4,1)	2.9 (2.0...4.9)
Средняя температура воздуха, июль, С	Современный климат	1961-1989	18,2 (11,6...25,3)	16.7 (0.7...28.8)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	1,2 (0,8...1,8)	1.3 (0.8...1.7)
		2046-2065	2,6 (1,7...3,9)	2.2 (1.0...2.9)
Средняя температура воздуха, октябрь, С	Современный климат	1961-1989	3,7 (-3,2...12,2)	-1.0 (-13.6...10.7)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	1,1 (0,6...1,7)	2.0 (1.2...4.5)
		2046-2065	2,6 (2,1...4,5)	4.0 (2.4...8.2)

* Средние значения, минимумы и максимумы определялись для модельных областей 26-60 с.ш., 40-70 в.д. (ВЕР), 44-78 с.ш., 60-92 в.д. (ЗС)

Рассмотрим прогностические аномалии. Их пространственное распределение большую часть года носит почти широтный характер как для годовых, так и для средних месячных значений (Рисунки 2.15, 2.16). Нарастание значений аномалий средней годовой температуры воздуха происходит с юга на север или, что более характерно для ВЕР, с юго-запада на северо-восток. При этом в континентальной части аномалии практически одинаковы на огромном пространстве, в особенности в теплое время года. Это может быть связано с одинаковым откликом на радиационный форсинг над квазиоднородным пространством ВЕР. Быстрое увеличение значений аномалий происходит с приближением к побережьям северных морей, что

может быть следствием того, что в условиях ожидаемого потепления сократится площадь морских льдов в Арктике, поэтому рост приземной температуры воздуха будет выражен сильнее, чем за пределами полярных широт. Очевидно, что показанный отклик представляет собой среднюю многолетнюю картину. При этом за счет межгодовой изменчивости аномалии отдельно взятых лет будут иметь более сложное пространственное распределение, как и в современном климате, о чем свидетельствуют, например, ежегодные отчеты ВНИИГМИ МЦД по территории России [Булыгина и др., 2016].

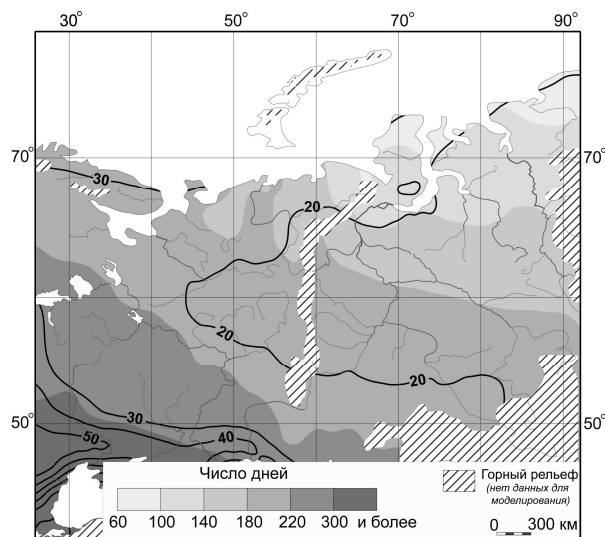
Сезонный вклад в годовые аномалии температуры значительно различается. По величине аномалий наибольшие значения по всей территории отмечаются в зимние месяцы. В январе перепад величин аномалий с юга на север – от 2°С до 6-8° С в середине века. Характерной особенностью весенне-летних аномалий является то, что они практически одинаковы по всей суше. Кроме того, их распределение иногда имеет обратный по отношению к среднегодовому характер – наибольшее потепление предполагается в южных районах в то время, как на севере, по-видимому, сказывается охлаждающий эффект морей Северного Ледовитого океана. Осенний сезон (октябрь) также имеет свои особенности – изомалы располагаются не в широтном направлении, а с северо-запада на юго-восток. Особенно заметный рост температуры отмечается на северо-востоке Западной Сибири. Над ВЕР в этот сезон картина нарастания температуры довольно схожа с весенней и летней. Эти тенденции в какой-то степени продолжают наблюдаемые в последние десятилетия тренды – как следует, например, из [Булыгина и др., 2016] пространственная неоднородность интенсивности потепления 1939-2015 гг. на ВЕР и ЗС более выражена в зимние месяцы, при этом менее всего – на севере ЕТР, а скорость потепления заметно больше в зимний и весенний периоды.

Отдельно стоит сказать о соотношении аномалий в периоды 2011-2030 гг. и 2046-2065 гг. Из Рисунков 2.15 и 2.16 видно, что очертания полей для обоих периодов схожи. К середине века нарастает лишь величина аномалий. Действительно, практически по всей территории аномалии 2046-2065 гг. в 1,5-2 раза больше, чем 2011-2030 гг. Исключение составляет октябрь – аномалии середины века на западе ВЕР в 3–4 раза больше, чем в первой четверти, а по всей остальной территории их соотношение, как и в другие сезоны, приблизительно равно двум.

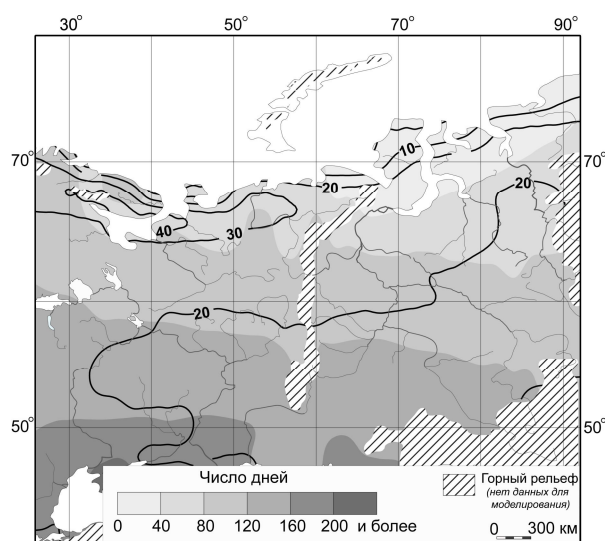
Увеличение средних суточных температур воздуха естественным образом влечет изменение продолжительности периодов с различными температурными диапазонами – одного из важнейших агрометеорологических показателей.

Аномалии числа дней в году с положительной и отрицательной средней суточной температурой воздуха взаимно дополняют друг друга. Период положительных температур на ВЕР к середине XXI в. увеличивается в основном на 20–30 дней, в ЗС – на 20 дней (Рисунок 2.17). Продолжительность вегетационного периода ($t > 10^{\circ}\text{C}$) на большей части ВЕР и ЗС

возрастает в середине века примерно на 20 дней. Несмотря на то, что по величине аномалии температуры воздуха несколько больше в Западной Сибири (см. Таблицу 2.15), число дней всех градаций с $t > 0^\circ \text{C}$ возрастает заметнее на ВЕР, особенно в южной части (Таблица 2.16). На побережьях северных морей период с $t > 0^\circ \text{C}$ также увеличивается, но в основном за счет дней с температурой в интервале $0-10^\circ \text{C}$, что хорошо видно на карте аномалий числа дней с $t > 10^\circ \text{C}$ для ЗС – увеличение этого периода на севере Западной Сибири ограничено сушей.



а) $t > 0^\circ \text{C}$



б) $t > 10^\circ \text{C}$

Рисунок 2.17. Среднее число дней с $t > 0^\circ \text{C}$, 10°C по наблюдениям (1961-1989 гг, фоновая заливка) и их отклонение от современных значений (2046-2065 гг.) по результатам моделирования (изолинии).

Иное положение максимума аномалий характерно для периода с $t > 15^\circ \text{C}$, важного для теплолюбивых культур. Ось их максимума располагается вдоль широты 55°с.ш. в период 2011-2030 гг. и вдоль 60°с.ш. в 2046-2065 гг.

Для числа дней с $t > 20^\circ\text{C}$ максимальные положительные аномалии к середине XXI в. располагаются и на ВЕР и в ЗС в зоне современных значений 30–40 сут., там, где современная средняя температура июля лишь на $2\text{--}4^\circ\text{C}$ превышает этот порог. В Западной Сибири число таких дней возрастает только к югу от 60°с.ш. . На ВЕР значения этих аномалий постепенно убывают к северу до нуля на побережье.

Как и для многих других прогнозируемых величин, поля соответствующих аномалий числа дней с температурой различных градаций для двух периодов (2011-2030 гг. и 2046-2065 гг.) подобны между собой, что свидетельствует об общей направленности процесса потепления в первой половине и середине XXI в.

При ожидаемом уменьшении числа дней с отрицательной температурой тем не менее нельзя однозначно говорить об уменьшении количества дней с заморозками, в том числе о так называемых майских возвратах холодов. Такие кратковременные похолодания связаны с вторжениями арктического воздуха, которые на фоне весенней вегетационной активности могут пагубно сказываться на растениях. В настоящей работе не проводилась оценка того, изменится ли их повторяемость для рассматриваемых климатических сценариев будущего. Прогностические оценки изменения интенсивности циклонической деятельности в умеренных и полярных широтах пока не дают однозначного ответа на вопрос, будет ли она существенно отличаться от современной и по каким показателям. Однако, можно сделать предположение, что сроки этих заморозков, как и общий переход средней суточной температуры через 0°C , сдвинутся на более раннюю часть весны.

Таблица 2.16.

Продолжительность периодов с различной температурой воздуха и ее изменение в 21 в. (верхняя строка – среднее по территории, нижняя – минимум и максимум)

НАЗВАНИЕ ПОКАЗАТЕЛЯ		ГОДЫ	ТЕРРИТОРИЯ	
			ВЕР*	ЗС*
Число дней в году с $t < 0^\circ\text{C}$	Современный климат	1961-1989	141 (29...219)	191 (85...298)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	-12 (-22...0)	-15 (-49...-3)
		2046-2065	-25 (-56...0)	-24 (-74...-14)
Число дней в году с $t \geq 0^\circ\text{C}$	Современный климат	1961-1989	224 (144...336)	174 (85...298)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	12 (0... 22)	15 (3...51)
		2046-2065	25 (0...56)	25 (14...73)
Число дней в году с $t > 5^\circ\text{C}$	Современный климат	1961-1989	171 (90...283)	132 (17...233)
	Отклонение от современного	2011-2030	13 (4...28)	9 (0...20)

НАЗВАНИЕ ПОКАЗАТЕЛЯ		ГОДЫ	ТЕРРИТОРИЯ	
			ВЕР*	ЗС*
	климата	2046-2065	27 (4...76)	16 (0...43)
Число дней в году с $t > 10\text{ }^{\circ}\text{C}$	Современный климат	1961-1989	123 (40...215)	96 (3...196)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	11 (0...23)	9 (0...17)
		2046-2065	22 (0...44)	16 (0...29)
Число дней в году с $t > 15\text{ }^{\circ}\text{C}$	Современный климат	1961-1989	75 (13...151)	61 (0...159)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	10.2 (0...22)	8 (0...18)
		2046-2065	21 (0...40)	15 (0...43)
Число дней в году с $t > 20\text{ }^{\circ}\text{C}$	Современный климат	1961-1989	27 (1...101)	27 (0...119)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	10 (0...25)	5 (0...19)
		2046-2065	17 (0...51)	10 (0...42)

* Средние значения, минимумы и максимумы определялись для модельных областей 26-60 с.ш., 40-70 в.д. (ВЕР), 44-78 с.ш., 60-92 в.д. (ЗС)

Пространственное распределение аномалий для периода 2081-2100 гг. подобно картине для середины века. Для наглядности данные представлены на меридиональном разрезе (Рисунок 2.18). Так как изаномалы имеют почти широтное распределение, то графики для ВЕР и ЗС довольно похожи.

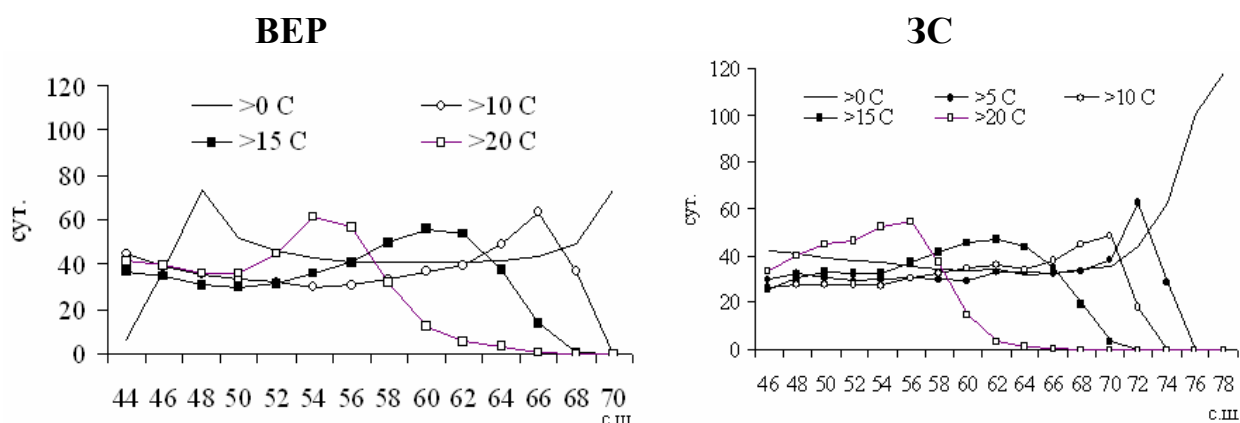
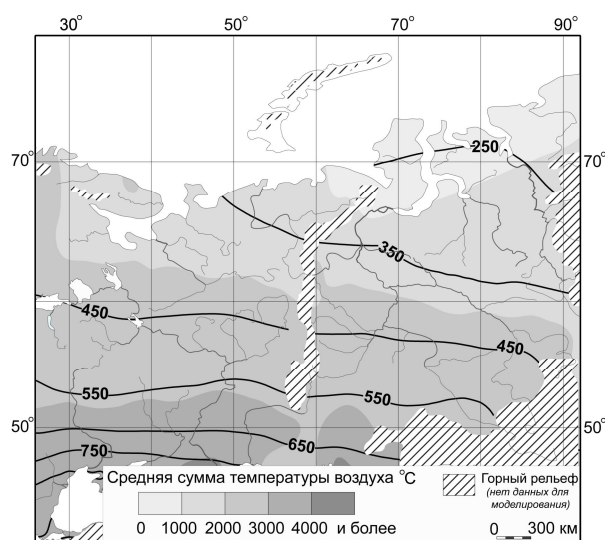


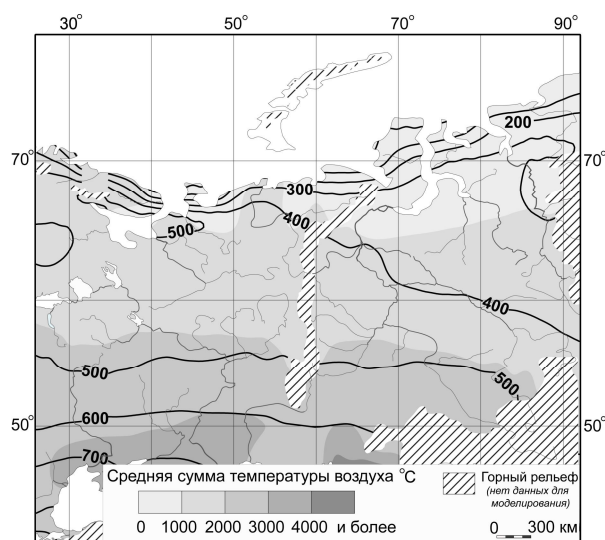
Рисунок 2.18 Меридиональные разрезы для ВЕР вдоль 50° в.д. и для Западной Сибири вдоль 75° в.д. аномалий продолжительности периодов (сутки) с различной температурой воздуха в 2081-2100 гг.

Еще одним важным показателем теплообеспеченности являются суммы средней температуры определенных диапазонов. Их изменения являются следствием двух факторов – продолжительности периодов с соответствующими температурами и собственно значений средней температуры. Эти факторы могут действовать одновременно или по отдельности. Оба

играют важную роль, так как изолинии аномалий сумм температур (Рисунок 2.19) распределены по территории более равномерно, чем аномалии продолжительности периодов с соответствующей температурой, которые были плотно сконцентрированы вдоль северных побережий, а также на юго-западе ВЕР. Следовательно, там, где периоды с определенными температурами увеличились незначительно (т.е. и в современном климате районы оказывались в этом диапазоне температур), большую роль сыграл рост значений средней суточной температуры.



а) $t > 0\text{ }^{\circ}\text{C}$



б) $t > 10\text{ }^{\circ}\text{C}$

Рисунок 2.19. Средняя сумма температуры воздуха для периодов с $t > 0^{\circ}\text{C}$, $t > 10^{\circ}\text{C}$ по наблюдениям (1961-1989 гг, фоновая заливка) и ее отклонение от современных значений (2046-2065 гг.) по результатам моделирования (изолинии).

Это касается периодов с $t > 0^{\circ}\text{C}$ и $t > 5^{\circ}\text{C}$. Для вегетационного периода ($t > 10^{\circ}\text{C}$) ситуация иная – поле аномалий его продолжительности почти однородно по пространству, за исключением районов побережий северных морей, где аномалии резко убывают. Так же густо

сконцентрированы на севере ВЕР и Западной Сибири изаномалы для сумм температур вегетационного периода. Эта особенность модельных результатов, происходящая из того, что как в современном, так и в будущем модельном климате средняя температура приземного воздуха над северными морями не превышает 10°C. Как показано в работе [Кислов и др., 2008], модели действительно занижают температуру воздуха на севере. В связи с этим и для климата будущего даже при значительном прогнозируемом потеплении в северных районах абсолютные значения модельной температуры, тем не менее, не превышают порога 10°C. Но это касается только морских территорий, а не суши.

В 2081-2100 гг. закономерности распределения аномалий годовых сумм температуры и их знак (Рисунок 2.20) сохраняются такие же, как и для середины века – они несколько слабее в континентальных районах. Величина аномалий больше почти в два раза, чем в 2046–2065 гг.. Поскольку аномалии одинаковы для градаций положительных температур (>0, 5, 10°C), следовательно, рост сумм происходит в основном за счет температур, превышающих 10°C.

Таблица 2.117. Годовые суммы температуры воздуха и их изменение в XXI в. (верхняя строка – среднее по территории, нижняя – минимум и максимум)

НАЗВАНИЕ ПОКАЗАТЕЛЯ		ГОДЫ	ТЕРРИТОРИЯ	
			ВЕР*	ЗС*
Годовая сумма температур для дней с $t < 0$ °C	Современный климат	1961-1989	-1286 (-2830...-97)	-2760 (-6421...-585)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	191 (0...576)	465 (132 ...1131)
		2046-2065	507 (0...327)	929 (244...1905)
Годовая сумма температур для дней с $t > 0$ °C	Современный климат	1961-1989	2538 (1078...4468)	2041 (248...4616)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	284 (131...507)	206 (55...423)
		2046-2065	562 (259...907)	363 (65...714)
Годовая сумма температур для дней с $t > 5$ °C	Современный климат	1961-1989	2413 (938...4323)	1940 (136...4504)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	285 (82...531)	192 (0...412)
		2046-2065	567 (268...1029)	346 (0...695)
Годовая сумма температур для дней с $t > 10$ °C	Современный климат	1961-1989	2057 (569...3821)	1669 (36...4229)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	269 (0...520)	192 (0...385)
		2046-2065	531 (0...983)	342 (0...688)
		2046-2065	525 (333...1594)	950 (277...1987)

* Средние значения, минимумы и максимумы определялись для модельных областей 26-60 с.ш., 40-70 в.д. (ВЕР), 44-78 с.ш., 60-92 в.д. (ЗС)

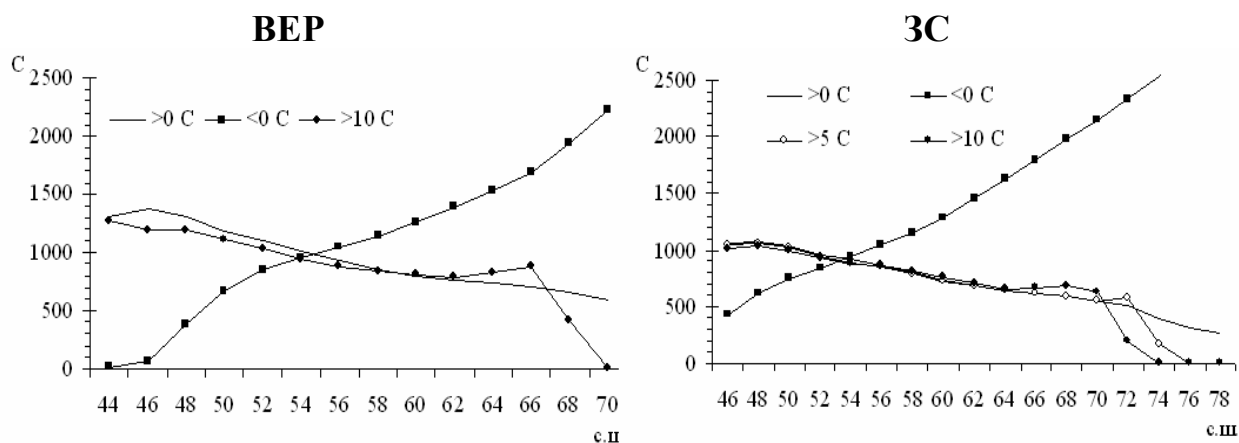


Рисунок 2.20. Меридиональные разрезы для ВЕР вдоль 50 в.д. и для Западной Сибири вдоль 75° в.д. аномалий годовых сумм температуры воздуха для 2081–2100 гг.

2.2.3. Отопительный период и индекс потребления топлива

Энергия, расходуемая на отопление, резко возрастает в холодное время года. Ее количество в период отопительного сезона (средняя суточная температура воздуха $t < 8^\circ\text{C}$) зависит от температурного режима. В связи с этим основными характеристиками отопительного периода являются его общая продолжительность и средняя суточная температура, а также даты начала и окончания.

Информативным показателем для энергетики является индекс потребления топлива, в некоторых странах называемый индексом нагревания [Справочник, 2005], представляющий модуль суммы температур, превышающих 18°C :

$$\text{ИП} = \sum |t - 18|,$$

где t – средняя суточная температура воздуха, $^\circ\text{C}$. Суммирование производят по дням, когда $t < 18^\circ\text{C}$. Размерность индекса – градусо-дни. Температура воздуха 18°C служит порогом комфортности отапливаемых помещений. Отклонение температуры воздуха в сторону уменьшения от этой величины пропорциональна затратам энергии на отопление. Коэффициент влияния температуры на потребление электроэнергии может достигать 0.7-0.9 и более [Макоклюев, 2008; Макоклюев, Ёч, 2004]. В связи с этим индекс потребления топлива служит для относительной оценки количества необходимого топлива и затрат топливно-энергетического комплекса на эту сферу.

Рассмотрим современные условия. Следуя широтному распределению температуры воздуха, этот показатель меняется от 140 дней в год на северо-восточном побережье Черного моря до 260-280 дней в год на севере ВЕР. Изолинии располагаются субширотно, с небольшим уклоном с северо-запада на юго-восток. Для примера представлен меридиональный разрез (Рисунок 2.21). Динамика продолжительности отопительного периода в центральной части ЕТР такова, что на протяжении XX в. она уменьшилась примерно на 17 дней [Справочник, 2005].

Это, естественно, объясняется потеплением климата, причем, более конкретно, связывается с увеличением повторяемости синоптических процессов, вызывающих приток тепла с Атлантики и Средиземноморья в центральные районы России. Количество таких событий выросло в 1,5 раза.

В середине века (2046-2065 гг.) продолжительность отопительного периода значительно сокращается по всей ВЕР. Аномалии составляют от двух недель на юге до 1 месяца и более на севере ВЕР (Рисунок 2.21). Характер распределения абсолютных значений показателя сохраняется таким же, как и для современного климата – увеличение продолжительности в направлении с юго-запада на северо-восток.

К концу века (2081-2100 гг.) продолжительность отопительного периода еще более сокращается – аномалии примерно в два раза больше тех, что прогнозируются для середины века. Как и в период 2046-2065 гг, аномалии максимальны на севере и уменьшаются к югу ВЕР (Рисунок 2.21), хотя в процентном соотношении по всей ЕТР они примерно одинаковы и составляют примерно 20 % от современной продолжительности отопительного периода. В связи с изменениями климата изменяется и соотношение числа дней с $t < 8^{\circ}\text{C}$ и с $t < 0^{\circ}\text{C}$. Для современных условий на большей части ВЕР это соотношение практически постоянно и составляет 1,4–1,8, увеличиваясь с северо-востока к юго-западу. К концу века это соотношение увеличивается, и на той же территории составляет 1,6–3. Из этого следует, что на юго-западе ВЕР особенно быстро возрастает число дней с температурой в интервале $0-8^{\circ}\text{C}$.

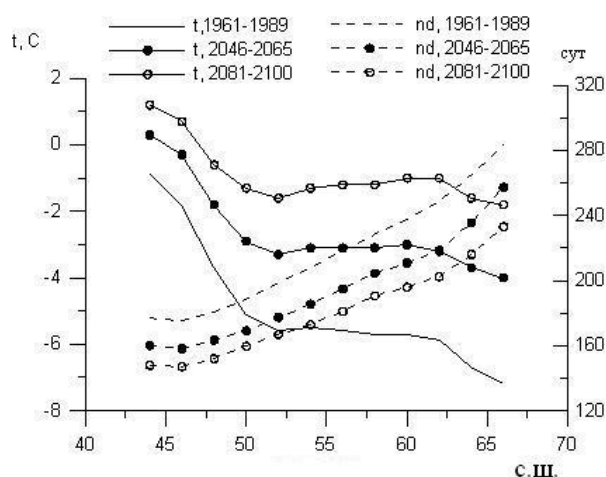


Рисунок 2.21. Продолжительность nd (сутки) и средняя температура t ($^{\circ}\text{C}$) отопительного периода (меридиональный разрез вдоль 50° в.д.) в современных условиях, в середине и в конце XXI века.

Важным показателем отопительного периода является его средняя температура. В современных условиях на большей части ВЕР (кроме побережья Черного моря) она ниже нуля (Рисунок 2.21). На обширной территории в полосе $50-63^{\circ}$ с.ш. величина этого показателя практически не меняется с широтой. Эта особенность характерна не только для современных

условий, но сохраняется и в прогностических сценариях развития климата для середины и конца века. В отличие от продолжительности отопительного периода средняя суточная температура отражает резкое усиление континентальности с запада на восток. На большей части ВЕР ее значения колеблются в пределах $-4...-6^{\circ}\text{C}$, на северо-востоке достигают -8°C . Тренд этого показателя на протяжении XX в. составил в среднем $0,18^{\circ}\text{C}/10$ лет (Справочник, 2005).

В 2046-2065 гг. средняя за отопительный период температура повсеместно возрастает по сравнению с современным состоянием. Особенно велики (до 3°C) аномалии на севере ВЕР (Рисунок 2.21), на юге они в два раза меньше. В континентальных районах величина аномалий несколько меньше, чем на западе ВЕР, поскольку в холодный период на западе лучше проявляется тепляющее влияние атлантических циклонов. В 2081-2100 гг. сохраняются тенденции ее роста. Как видно на меридиональном разрезе вдоль 50° в.д. (Рисунок 2.21), к югу от 47° с.ш. ее значения становятся положительными. Аномалии возрастают с юга на север и составляют от 2°C до 6°C .

Рассмотрим индекс потребления топлива. В современных условиях его пространственное распределение на ВЕР подобно распределению сумм температур других категорий. Изолинии наклонены с северо-запада на юго-восток. Наибольшие значения индекса потребления топлива, до 7000°C и более, отмечаются на северо-востоке. Наименьшие, 3000°C , на северо-восточном побережье Черного моря (Рисунок 2.22).

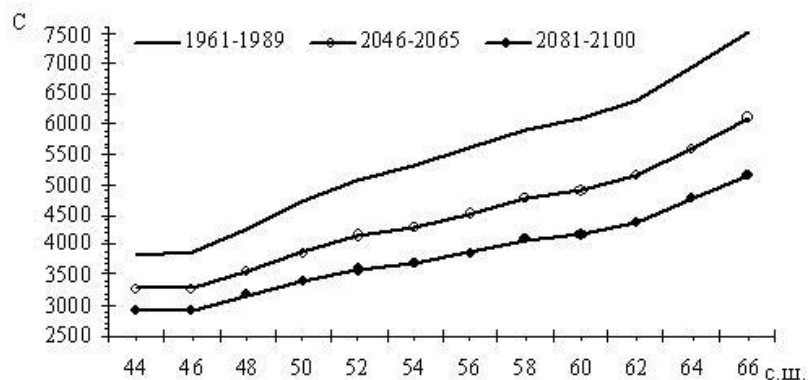


Рисунок 2.22. Индекс потребления топлива, градусо-дни (меридиональный разрез вдоль 50° в.д.), в современных условиях, в середине и в конце XXI века.

С ростом температуры воздуха индекс потребления топлива уменьшается. В 2046-2065 гг. изомалы имеют широтное распределение, модуль аномалий возрастает с юга на север от 600 до 1600°C , составляя примерно 20% от современных значений (Рисунок 2.22). Следовательно, при прогнозируемом потеплении возможно сокращение потребления топлива на $1/5$ по сравнению с современным уровнем. Поскольку современные значения индекса увеличивались с юго-запада на северо-восток, то в процентном соотношении уменьшение индекса больше на

западе ВЕР. В 2081-2100 гг. аномалии этого показателя в 1,5 и более раз больше, чем в середине века, составляя на юге ВЕР от 30%, на севере до 38% по сравнению с современными значениями (Рисунок 2.22).

Сравнение рассчитанных аномалий продолжительности первой и второй части отопительного периода (до 31 декабря и после, соответственно) показывает, что быстрее происходит сокращение второй части (Таблица 2.18). Это означает, что устойчивый переход весенней средней суточной температуры через 8°C будет происходить раньше. К середине века на большей части ВЕР и ЗС продолжительность второй части отопительного периода может сократиться примерно на 10 сут. На северных побережьях аномалии увеличиваются до 15–20 сут. и более. Сокращение первой половины отопительного периода согласно прогнозам также будет иметь место, но его величина в 1,3–1,5 раз меньше.

Таблица 2.18. Характеристики отопительного периода, индекс потребления топлива и их изменение в 21 в. (верхняя строка – среднее по территории, нижняя – минимум и максимум)

Название показателя		Годы	Территория	
			ВЕР*	ЗС*
Общая продолжительность отопительного периода (t≤8 С), сут.	Современный климат	1961-1989	221.8 (119.2...306.4)	254.1 (154.1...359.0)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	-11.6 (-26.7...-0.2)	-8.7 (-18.0... 0.0)
		2046-2065	-23.3 (-58.9... -0.5)	-15.5 (-29.6...0.0)
Продолжительность 1-й части отопительного периода (до 31 декабря), сут.	Современный климат	1961-1989	125.9 (77.8...169.4)	140.6 (86.4...179.0)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	-5.1 (-19.2...0.0)	-3.1 (-7.4...0.0)
		2046-2065	-9.6 (-42.9...0.0)	-6.4 (-11.2...0.0)
Продолжительность 2-й части отопительного периода (с 1 января), сут.	Современный климат	1961-1989	95.9 (40.7...137.0)	113.5 (63.6...180.0)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	-6.5 (-14.8... -0.2)	-5.6 (-11.8...0.0)
		2046-2065	-13.7 (-48.7... -0.5)	-9.1 (-22.9...0.0)
Сумма температур отопительного периода, С	Современный климат	1961-1989	-984.0 (-2484.4...361.3)	-2523.4 (-6233.5...-318.4)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	200.4 (-158.7...701.3)	480.3 (164.6...1194.9)
		2046-2065	524.7 (-333.2...1593.6)	950.4 (277.4...1986.6)
Индекс потребления топлива, градусо-дни	Современный климат	1961-1989	5462.7 (2572.7...8331.7)	7454.9 (3492.2 12233.7)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	-398.8 (-706.4... -192.0)	-632.2 (-1194.9...-345.0)
		2046-2065	-921.3 (-1599.6... -383.8)	-1222.3 (-1986.6...-580.1)

* Средние значения, минимумы и максимумы определялись для модельных областей 26-60 с.ш., 40-70 в.д. (ВЕР), 44-78 с.ш., 60-92 в.д. (ЗС)

Пространственной разрешение глобальных моделей порядка 1–2 градусов по широте и долготе приводит к существенной схематизации описания рельефа. Для более детального прогноза возможно применение даунскейлинга. Пример реализации такого подхода выполнен для полей температуры и осадков Восточной Сибири [Кислов, Суркова, 2009]. Показано, что методика физико-статистического даунскейлинга температуры и осадков, предназначенная для корректировки сеточных данных, применена для уточнения данных глобального климатического моделирования. Она основана на прямом учете геометрических и отражательных свойств подстилающей поверхности. Фактически речь идет о «орографически-альбедном» возмущении сглаженной картины метеорологических полей, полученных с помощью глобальных климатических моделей. Таким способом построено детализированное распределение прогностических аномалий температуры и осадков по бассейну р.Лена на середину 21 века. Непосредственная проверка полученных результатов, которая могла бы доказать, что предлагаемый подход улучшает результаты моделирования, почти невозможна, так как отсутствует адекватная сеть наблюдений. Однако в пользу рассматриваемого подхода говорит, во-первых, то, что он основан на ясных физических принципах и не содержит каких-либо формальных статистических связей. Во-вторых, успешность подхода была продемонстрирована применительно к уточнению метеорологических данных в условиях редкой наблюдательной сети.

2.3. Условия увлажнения

Ресурсы атмосферной влаги характеризуются такими показателями, как облачность, количество выпадающих осадков и их интенсивность, свойства снежного покрова, влажность почвы и др. Важны также характеристики влажности воздуха (абсолютная и относительная влажность, парциальное давление водяного пара, дефицит насыщения, отношение смеси и др.).

Сведения о режиме увлажнения актуальны во многих отраслях человеческой деятельности. Их используют в агроклиматологии, энергетике, проектировании и строительстве, лесном хозяйстве, при организации коммунальной деятельности, водного хозяйства, рекреации, медицине и т.д. Запасы пресной влаги, являющиеся стратегическими для любого государства, также во многом определяются условиями увлажнения. Кроме того, влажность атмосферного воздуха важна с позиций оценки отдельных фаз гидрологического цикла, условий для химических и физических преобразований веществ в атмосфере и, с учетом этого, загрязнения атмосферного воздуха.

Для оценки влагообеспеченности используются различные индексы (в том числе, индексы П.И.Колоскова, Н.Н.Иванова, Д.И.Шашко, А.П.Федосеева, А.В.Процорова, А.М.Алпатьева, а

также другие), расчет которых базируется, в основном, на величине сумм осадков за различные периоды, испаряемости, дефицита влажности воздуха, запасов продуктивной влаги в почве.

Выпадающая с осадками влага неравномерно распределяется по поверхности почвы. Это связано, во-первых, с пространственной пестротой самих осадков [Исаев, 2001], которая особенно характерна для летних осадков, во-вторых, с рельефом местности. Так, в холмистом рельефе часть осадков стекает в пониженные места, поэтому верхние части склонов получают в 1,5–2 раза меньше, чем низины. Часть осадков не достигает поверхности почвы, так как перехватывается растениями. В тех районах, где количество осадков превышает испарение и сток, может развиваться заболачивание. Оно приводит к ухудшению аэрации почв и угнетению корневой системы растений.

Сведения о режиме увлажнения являются одними из важнейших при оценке условий влагообеспеченности растительности и возможной эрозии почв. Для сельскохозяйственных полей наиболее благоприятны обложные дожди, равномерно охватывающие большие территории и хорошо впитываемые почвой. Ливневые осадки имеют большую интенсивность, они не всегда успевают впитываться, стекая в понижения рельефа. Сильные потоки воды способствуют эрозии почвенного покрова, смыванию почвы и слабо укоренившихся растений. Интенсивные дожди приводят к полеганию посевов, препятствуют проведению сельскохозяйственных работ. В период цветения продолжительные дожди могут помешать эффективному оплодотворению, а во время уборки приводят к прорастанию зерна в валках и гниению сена. Большой ущерб может быть связан с выпадением града.

С периодами продолжительного отсутствия осадков связаны засухи, как почвенные, так и атмосферные. Критическая продолжительность периода без дождей, приводящего к засухе, различна и зависит от широты местности, увлажнения почв, их типа и состава и других факторов. В районах с достаточным увлажнением почвы требуется 8-10 бездождных дней в июле-августе, чтобы в почвенном слое образовался недостаток влаги. Дальнейшее отсутствие осадков приводит к его пересыханию, замедлению накопления растениями органического вещества, увяданию, вплоть до засыхания листьев и органов плодоношения.

Количество осадков существенно влияет на качество урожая. Так дождливая прохладная погода может вызвать снижение крахмала в клубнях картофеля, белка и клейковины в зерне пшеницы. Но важно не только количество осадков, а и то, в какой период вегетации они выпадают. Для винограда, например, необходимо, чтобы количество осадков за месяц, предшествующий сбору винограда, не превышало критических значений. Например, столовые слабоградусные и легкие вина получают из винограда, выращенного в районах, где сумма активных температур составляет 2800-3600° С, а количество осадков в последний месяц перед сбором не превышает 170 мм. Десертные, сладкие и крепкие вина получают из винограда тех

районов, где сумма активных температур превышает 3600°C , а сумма осадков меньше 100 мм за месяц перед сбором винограда [Чирков, 1986].

Режим осадков в течение вегетационного периода влияет не только на произрастание сельскохозяйственных культур. В зависимости от него планируются сроки уборки, а также ее методы.

Увлажненность территории является критическим фактором для развития многих заболеваний, например, малярии.

Оценка условий увлажнения и их прогноз выполнялись на основе следующих показателей: средние годовые и месячные суммы осадков, годовая сумма осадков при температуре воздуха $<0^{\circ}\text{C}$, $>0^{\circ}\text{C}$, $>5^{\circ}\text{C}$, $>10^{\circ}\text{C}$.

Известно, что ресурсы атмосферных осадков должны оцениваться не только в виде средних многолетних годовых и месячных сумм. Дополняют картину атмосферного увлажнения оценка возможных максимальных суточных сумм осадков и повторяемости интенсивных осадков в течение вегетационного периода, число дней с суточными суммами осадков более 10, 20, 30 мм, продолжительность влажных (число последовательных дней с осадками более 1 мм/сут) и сухих периодов, квантили экстремально больших суточных сумм осадков и суммы осадков за год, когда суточные значения превышают значения этих квантилей.

Как было показано [Кислов и др., 2008], наиболее успешно МОЦАиО воспроизводят среднее месячное и годовое количество осадков, суммы осадков за вегетационный период и т.п. Суточные суммы осадков имеют большую ошибку как в плане абсолютных величин, так и их функций распределения. В связи с этим прямая оценка показателей увлажнения, связанных с экстремальными значениями суточных сумм осадков, а также продолжительности влажных и сухих периодов, по результатам моделирования оказывается гораздо менее точной, чем оценки сумм осадков, накопленных за определенные периоды времени.

В настоящее время наибольшее количество осадков на ВЕР и в ЗС выпадает в полосе 50° – 65° с.ш (Рисунок 2.23). Именно в этих широтах циклоническая деятельность развивается наиболее активно в течение года, способствуя переносу влажного атлантического воздуха. Наличие возвышенностей (Среднерусской, Смоленско-Московской, Валдайской, Северные Увалы, Урала, Алтая), расчлененных и покрытых лесом, приводит к дополнительному увеличению количества осадков. Холодные окраинные моря на севере территории ослабляют действие конвекции, особенно весной и осенью. Годовые суммы осадков на арктическом побережье уменьшаются до 450 мм. Только в Хибинах и над Тиманским кряжем количество осадков увеличивается. К югу от 50° с.ш. количество осадков убывает, особенно заметно это выражено в направлении с северо-запада на юго-восток. Ослабление циклонической деятельности в этих районах является причиной аридности климата. Над Прикаспийской

низменностью годовые суммы могут составлять менее 200 мм. В предгорьях Кавказа количество осадков резко возрастает. В горной зоне по оси Большого Кавказа количество осадков составляет 1100–1400 мм/год. Помимо горного рельефа выпадению осадков способствуют средиземноморские циклоны, поворачивающие к северо-востоку от п-ова Малая Азия. С запада на восток годовые суммы осадков на Кавказе убывают.

Формы годового хода осадков над ВЕР и ЗС разнообразны. Общей особенностью является то, что повсеместно в теплое время года (апрель–октябрь) осадков выпадает больше, чем в холодное (ноябрь–март), примерно в 1,5 раза. Черты пространственного распределения средних месячных сумм осадков имеют черты, сходные с годовыми суммами. Меняется контрастность по количеству осадков между зоной их максимальных сумм и наиболее сухими районами. В январе и апреле эта разница гораздо меньше, чем в июле, когда она максимальна. В июле наиболее четко выражена зона наибольших осадков, связанная с выносом влажных воздушных масс с Атлантики. К югу и северу от этой зоны влагосодержание воздушных масс уменьшается, приводя к снижению количества осадков.

Согласно результатам моделирования годовые суммы осадков растут к середине века повсеместно, но с разной интенсивностью (Рисунок 2.23, Таблица 2.19). Наименьшее увеличение в 2011–2030 гг. отмечается в континентальной северо-восточной части ВЕР в Коми. В Западной Сибири, напротив, в северных широтах аномалии годовых сумм наибольшие.

Изменение аномалий январских сумм от первой четверти века к его середине практически не меняется. В апреле и июле и октябре они также невелики. В октябре они возрастают, особенно в северных районах. В июле к югу от 55°с.ш. имеют место небольшие отрицательные аномалии. В качестве общей закономерности для всех сезонов можно отметить возрастание положительных аномалий месячных сумм осадков с юга на север как в первой четверти, так и в середине 21 в. В качестве основной причины увеличения количества осадков в этой зоне предполагается влагосодержание воздушных масс в условиях предполагаемого потепления климата, а также активизация циклонической деятельности [IPCC, 2013].

Важным с точки зрения климатических ресурсов, в частности, для агрометеорологии, является количество осадков, выпадающих при определенной температуре воздуха.

Так, при реализации сценария потепления с увеличением продолжительности теплого периода возрастает и количество осадков, выпадающих при положительной температуре воздуха (Рисунок 2.24). Общей тенденцией можно назвать увеличение аномалий этого показателя с юго-востока на северо-запад. Подобную же тенденцию имеют и аномалии осадков, выпадающих при температуре воздуха выше 5°C и 10°C (Рисунок 2.24).

Несмотря на сокращение числа дней с отрицательной средней суточной температурой воздуха, количество осадков, соответствующее этому периоду, уменьшается не везде. На юге

ВЕР, на фоне наиболее резкого сокращения холодного периода, отрицательные аномалии наибольшие, они достигают $-50\ldots-70$ мм в середине века. На северо-востоке Западной Сибири аномалии этой градации осадков положительны, $10\text{--}20$ мм. Это также может быть связано с увеличением влагосодержания воздушных масс на фоне усиления испарения при потеплении.

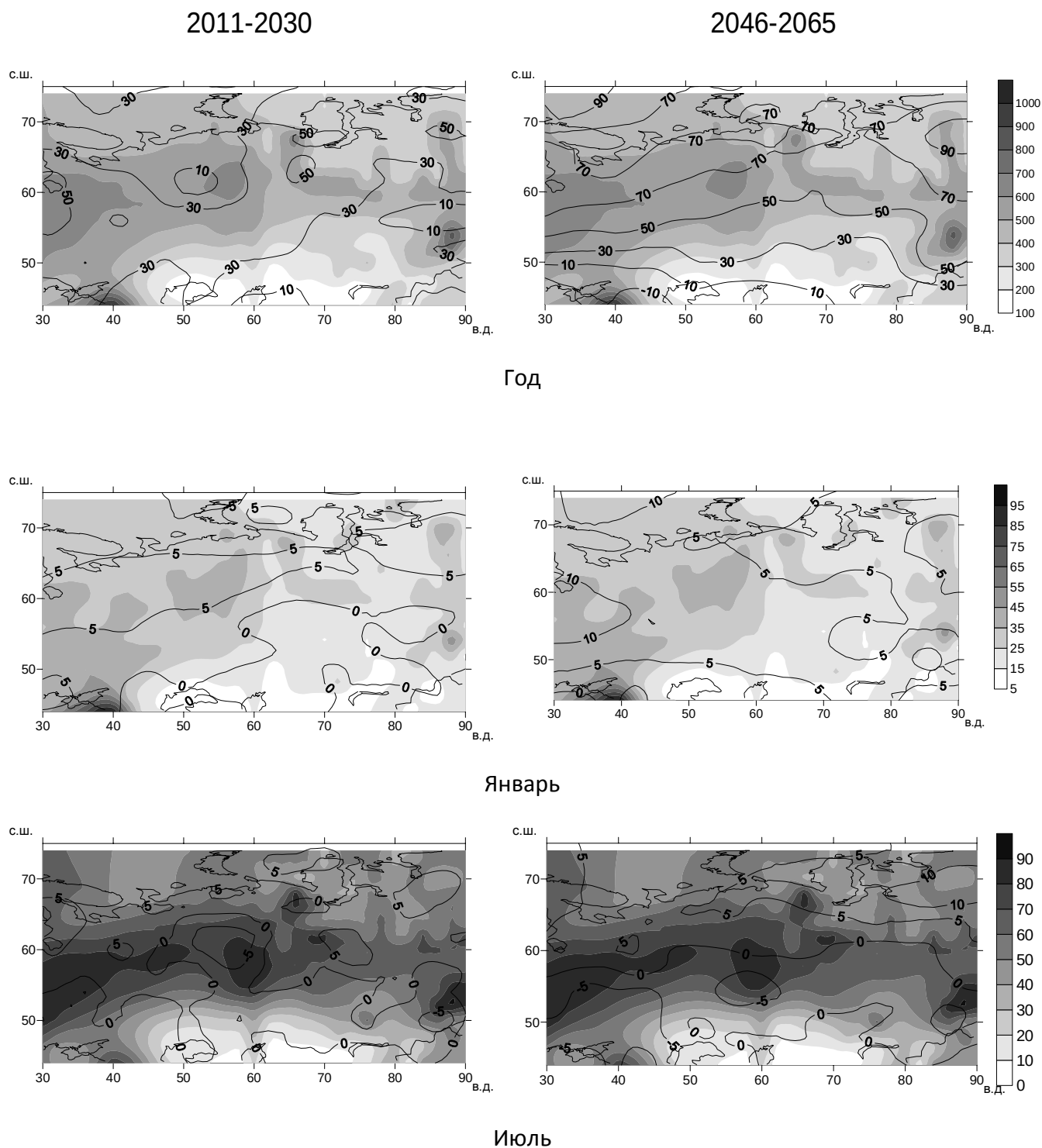


Рисунок 2.23. Аномалии сумм осадков в периоды 2011-2030 гг. и 2046-2065 гг. (изолинии) по сравнению с базовым периодом 1961-1989 гг. (фоновая заливка)

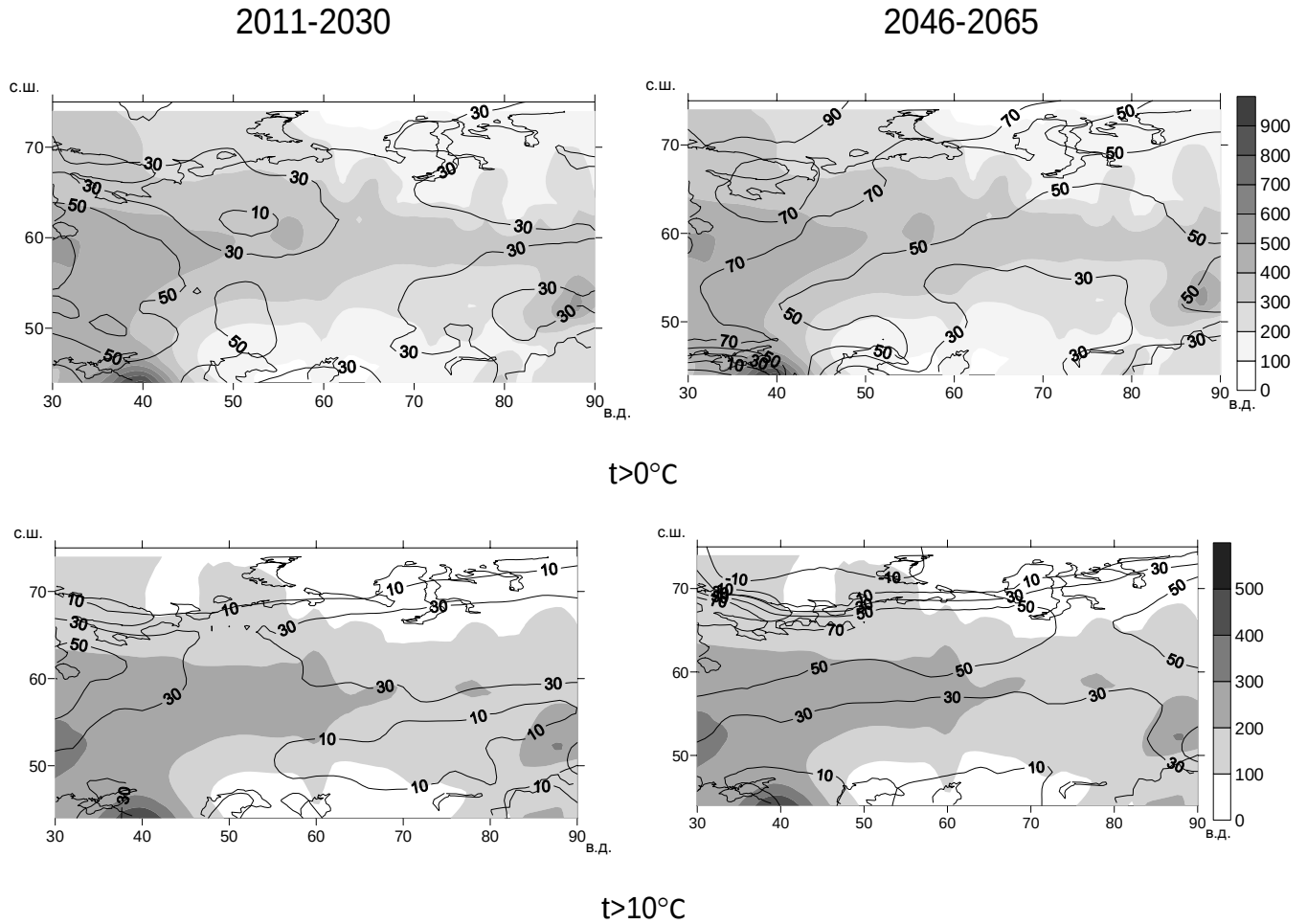


Рисунок 2.24. Аномалии сумм осадков за периоды со средней суточной температурой воздуха определенных диапазонов в 2046-2065 гг. (изолинии) по сравнению с базовым периодом 1961-1989 гг. (фоновая заливка)

Таблица 2.19. Характеристики увлажнения

Название показателя		Годы	Показатель	
			ВЕР*	ЗС*
Годовая сумма осадков, мм	Современный климат	1961-1989	495.2 (117.9...1043.9)	378.4 (111.6...868.0)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	28.1 (-18.5... 69.1)	31.8 (-5.4...72.0)
		2046-2065	34.6 (-77.6...89.2)	55.5 (-0.6...101.8)
Месячная сумма осадков, мм, январь	Современный климат	1961-1989	32.7 (8.9...96.3)	21.4 (6.3...54.1)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	2.7 (-6.8... 8.1)	2.9 (-3.0...11.6)
		2046-2065	5.6 (-12.4 ...13.1)	5.3 (2.8...12.6)
Месячная сумма осадков, мм, апрель	Современный климат	1961-1989	31.6 (15.6...80.6)	25.0 (11.7...64.9)
	Отклонение от современного	2011-2030	2.8 (-5.8...10.7)	1.9 (-4.1...6.3)

Название показателя		Годы	Показатель	
			ВЕР*	ЗС*
	климата	2046-2065	4.1 (-10.2...14.4)	4.3 (-0.9...11.1)
Месячная сумма осадков, мм, июль	Современный климат	1961-1989	59.2 (5.6...87.7)	50.9 (4.3...91.6)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	0.4 (-9.3...10.4)	1.7 (-9.1...8.9)
		2046-2065	-1.1 (-14.0... 9.5)	2.4 (-7.5...14.6)
Месячная сумма осадков, мм, октябрь	Современный климат	1961-1989	44.9 (10.4...83.2)	35.9 (9.1...103.7)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	3.6 (-6.5...12.5)	5.4 (-4.9...13.3)
		2046-2065	3.2 -11.4 12.4	7.9 (-1.6...17.1)
Годовая сумма осадков за период с $t < 0$ С, мм	Современный климат	1961-1989	141.0 (32.6...252.0)	153.7 (22.5...389.3)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	-9.4 (-36.2... 9.4)	0.5 (-23.1...25.8)
		2046-2065	-16.0 (-134.6...11.5)	8.5 (-24.0...38.5)
Годовая сумма осадков за период с $t > 0$ С, мм	Современный климат	1961-1989	352.5 (69.3...961.5)	223.6 (79.4...536.8)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	37.4 (-14.4...80.2)	31.4 (11.2...60.9)
		2046-2065	50.4 (-75.3...109.0)	47.0 (21.2...86.5)
Годовая сумма осадков за период с $t > 5$ С, мм	Современный климат	1961-1989	272.7 (46.4...729.6)	171.3 (24.2...429.5)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	32.5 (-4.0...64.7)	19.9 (-2.8...47.8)
		2046-2065	44.2 (-31.5...121.0)	30.5 (0.0...63.2)
Годовая сумма осадков за период с $t > 10$ С, мм	Современный климат	1961-1989	194.5 (29.1...511.7)	119.4 (1.9...320.2)
	Отклонение от современного климата	2011-2030	24.3 (0.0...61.4)	17.8 (-1.3...49.0)
		2046-2065	31.3 (-1.7...97.1)	27.4 (0.0...68.3)

* Средние значения, минимумы и максимумы определялись для модельных областей 26-60 с.ш., 40-70 в.д. (ВЕР), 44-78 с.ш., 60-92 в.д. (ЗС)

2.4. Гидротермические условия

Комплексная характеристика климатических условий и ресурсов может быть отражена в специализированных индексах, отражающих соотношение тех или иных метеорологических характеристик, и дающих понятие о степени риска или комфортности с учетом специфики потребителя этой информации.

Оценка климатических ресурсов только по средним показателям температуры, количества осадков, компонентов радиационного баланса и др. является недостаточной. Комплексная оценка условий увлажнения, термического и радиационного режима может давать более реалистичную информацию об экологической ситуации и возможных экономических

последствиях ее изменений. Для расчета подобных комплексных показателей привлекаются, как правило, данные о суммах атмосферных осадков и суммах температур за определенный период, о запасах продуктивной влаги, дефиците влажности воздуха, радиационном балансе.

Одним из известных комплексных показателей гидротермических условий является индекс сухости М.И. Будыко [Будыко, 1955]. Он представляет отношение годового радиационного баланса к количеству тепла, необходимого для испарения годового количества осадков при достаточном увлажнении суши. Его применение показало хорошее согласование с растительными зонами земного шара [Агроклиматический атлас, 1972], но этот индекс характеризует годовые условия в целом, в то время как для растительности умеренной зоны, вегетирующей лишь в течение непродолжительного теплого периода, необходимы сезонные оценки увлажнения.

Широко известен также коэффициент увлажнения Н.Н. Иванова, который рассчитывается как отношение суммы осадков к испаряемости за определенный период. Этот показатель требует сведений о влажности воздуха, что не всегда возможно. Коэффициент увлажнения Иванова хорошо согласуется с гидротермическим коэффициентом ГТК, который удовлетворяет всем перечисленным требованиям.

Гидротермический коэффициент Селянинова рассчитывается как отношение суммы осадков за некоторый период к 0,1 от суммы температур воздуха за то же время:

$$ГТК = \Sigma R / 0,1 \Sigma t_{>10^{\circ}C}$$

Этот показатель традиционно используют без записи размерности.

Знаменатель данного выражения представляет собой приближенную оценку испаряемости. Разной степени увлажнения соответствуют следующие градации ГТК:

ГТК < 0,4 – очень сильная засуха;
 0,4 ≤ ГТК < 0,5 – сильная засуха;
 0,5 ≤ ГТК < 0,7 – средне засушливо;
 0,7 ≤ ГТК ≤ 1,0 – недостаточно влажно;
 1,0 < ГТК ≤ 2,0 – достаточно влажно¹;
 ГТК > 2,0 – переувлажнено.

ГТК не применяется для оценки увлажнения холодного сезона, когда средняя суточная температура воздуха менее 10° С.

Соотношение ГТК с природными зонами согласно Г.Т. Селянинову выглядит следующим образом: величина ГТК за июнь–август больше 1,6 характеризует избыточно-влажную зону,

¹ Разными авторами деление градаций «достаточно влажно» и «переувлажнено» выполняется в пределах ГТК=1,6...2,0 [Агроклиматический атлас, 1972; Исаев, 2005]. Это обусловлено различной степенью восприимчивости растительности в пределах одной природной зоны к соотношению тепла и влаги.

1,6–1,3 – лесную влажную зону, 1,3–1,0 – лесостепь, 1,0–0,7 – степь, 0,7–0,5 – сухую степь, 0,5–0,3 – полупустыню, 0,3 и меньше – пустыню.

На основании указанной схемы Г.Т.Селянинов провел районирование территории бывшего СССР и составил карту «Климатические ресурсы земледелия СССР». В пределах этой территории им было выделено четыре агроклиматических пояса: субтропический, умеренный, субарктический (полярный) и арктический. Пояса были разделены на области, области – на провинции. Кроме того, согласно Г.Т.Селянинову, агроклиматические пояса делятся на широтно-высотные тепловые зоны по различию в суммах активных температур с интервалом в 200°C. Для каждого пояса определены условия вегетации и оптимальные для выращивания типы сельскохозяйственных культур, виды животноводческой деятельности. В настоящее время формула Г.Т. Селянинова уточнена для конкретных сельскохозяйственных культур с учетом осадков вневегетационного периода [Чирков, 1986].

Агроклиматическое районирование территории России и бывшего СССР на основании комплексной оценки показателей теплообеспеченности и увлажнения проводилось и другими исследователями. С.А.Сапожникова (1958) в основу для выделения агроклиматических поясов, зон и областей положила суммы активных температур с учетом их обеспеченности, средние абсолютные минимумы температуры и ГТК. Д.И.Шашко (1958, 1985) выполнил районирование на основании обеспеченности растений теплом по суммам активных температур и влагой по соотношению сумм осадков и дефицита влажности, выделив агроклиматические пояса по тепловым условиям и зоны по обеспеченности влагой. Совместная оценка полученных результатов позволила ему выделить агроклиматические сектора. П.И.Колосков (1971) определил границы агроклиматических поясов на основании температурных условий теплого периода и характеру растительности. Далее в пределах поясов были выделены зоны по условиям увлажненности и типу почв.

Согласно исследованиям тепло- и влагообеспеченности [Лекции, 1966] ГТК соответствует следующим зонам и подзонам увлажнения (Таблица 2.20).

Таблица 2.20. Зоны и подзоны увлажнения

Зона увлажнения	Подзона увлажнения	Соответствующая природная зона в местах с хорошо выраженной широтной зональностью	ГТК _{VI-VIII}
Влажная	Избыточно влажная	Тайга, преимущественно на глеево-подзолистых и подзолистых почвах	>1,6
	Влажная	Тайга и лиственные леса на подзолистых почвах	1,6–1,3
Засушливая	Слабо засушливая	Лесостепь	1,3–1,0
	Засушливая	Типичная лесостепь на обыкновенных черноземах	1,0–0,7
	Очень засушливая	Степь на южных черноземах и темно-каштановых почвах	0,7–0,4
Сухая	Сухая	Полупустыня на светло-каштановых почвах	0,4–0,2
	Очень сухая	Пустыня на бурых почвах	<0,2

В настоящей работе ежегодные значения ГТК рассчитывались для года в целом за весь период $t > 10^{\circ}\text{C}$, а также отдельно для каждого из трех летних месяцев. Далее вычислялись соответствующие средние многолетние величины для всего вегетационного периода и отдельных его месяцев. Затем повторяемость ГТК (годового и ежемесячных) рассчитывалась в каждой из перечисленных категорий на протяжении всего многолетнего периода.

В современном климате засухи ($\text{ГТК} < 0,5$) чаще всего отмечаются на юго-востоке, особенно на Нижней Волге и в Прикаспийском регионе. Самый засушливый месяц – июль. К северу повторяемость экстремальных засух довольно быстро уменьшается, поскольку, несмотря на большую испаряемость на фоне высоких температур, количество осадков возрастает под влиянием циклонической деятельности.

Засушливые условия ($0,5 \leq \text{ГТК} \leq 1,0$) во все месяцы чаще всего наблюдаются в полосе $50\text{--}55^{\circ}$ с.ш. Далее к югу повторяемость таких ситуаций убывает, так как там условия еще более засушливые и $\text{ГТК} < 0,5$. К северу возрастает количество выпадающих осадков и уменьшается температура воздуха.

Нормальное увлажнение ($1,0 < \text{ГТК} \leq 2,0$) на ВЕР и ЗС реже всего отмечается на юго-востоке. По мере продвижения на север повторяемость лет этой градации увеличивается. Наименьший широтный контраст в повторяемости этой градации отмечается в июне. В июле и августе в Прикаспийской низменности ГТК этой градации вообще отсутствует. В то же время в центральных и северных районах его повторяемость достигает $60\text{--}70\%$.

Переувлажнение ($\text{ГТК} > 2$) чаще наблюдается в июле и в августе, в июне по всей территории такое случается примерно 1–2 раза в сто лет. Во все месяцы наибольшая повторяемость ситуаций переувлажнения отмечается на севере, причем в июле эта полоса смещается к центру территории с осью вдоль $55\text{--}60^{\circ}$ с.ш., где выпадает наибольшее количество осадков. В августе максимум повторяемости сдвигается примерно на 5 градусов к северу. Отдельный региональный максимум отмечается в предгорьях Среднего Урала. Южнее $50\text{--}55^{\circ}$ с.ш. переувлажнение не наблюдается.

На Рисунке 2.25 показаны аномалии ГТК для 2046–2065 гг. Очевидно, что, несмотря на существенное изменение температурного режима и количества осадков, отношение их сумм меняется не столь заметно. В годовых значениях ГТК в целом и по ВЕР и по Западной Сибири его значения остаются почти неизменными. Только в северных прибрежных районах величина ГТК несколько возрастает за счет более значимого вклада роста сумм осадков по сравнению с увеличением температуры воздуха вегетационного периода.

2046-2065

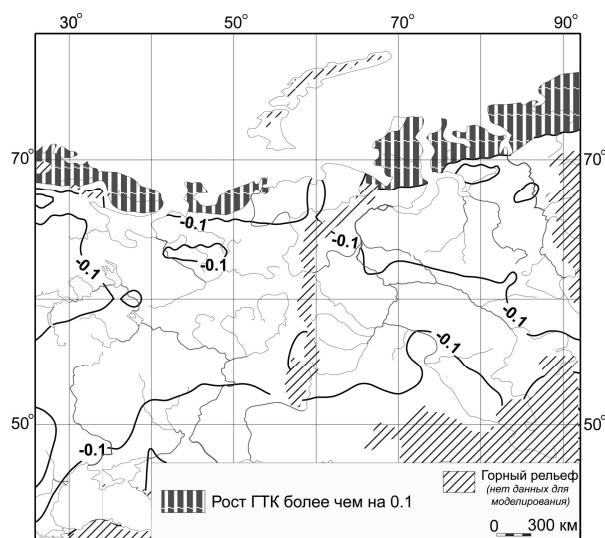
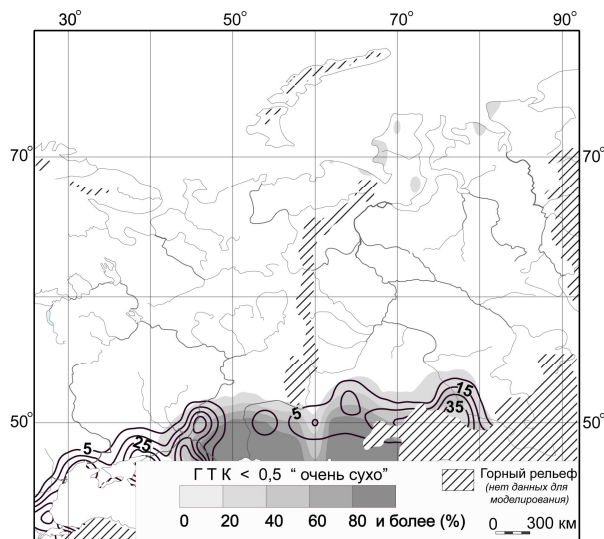


Рисунок 2.25. Аномалии среднего многолетнего ГТК в период 2046-2065 гг. по сравнению с базовым периодом 1961-1989 гг. (заштрихованы области с ростом ГТК более чем на 0,1)

Гораздо интереснее рассмотреть не средние многолетние значения ГТК, а повторяемость ГТК различных градаций. На Рисунке 2.26 этот показатель представлен в объединенном виде для двух типов засушливых градаций, для нормальных и переувлажненных условий в среднем для периода 2046–2065 гг. В качестве общей тенденции для засушливых по ГТК типов климата можно отметить усиление условий засушливости на северных границах современных районов с ГТК этих градаций. Повторяемость нормального типа увлажнения, согласно прогнозу, должна несколько возрастет в северных районах за счет уменьшения частоты лет с переувлажнением. Для первой четверти 21 в. (2011-2030 гг.) распределение аномалий носит аналогичный характер, только их значения примерно в 2 раза меньше.

Обобщение этих выводов для ВЕР приведено на Рисунке 2.27, свидетельствующем о том, что прогнозируемое увеличение продолжительности вегетационного периода и его средней температуры воздуха наряду с изменением режима осадков в середине XXI века может привести к снижению повторяемости нормальных с точки зрения увлажнения лет на юге. Одновременно там заметен возрастет повторяемость засушливых и очень засушливых лет, что еще может еще более увеличить риск ведения многих сельскохозяйственных работ. В то же время в центральной части, напротив, возможно ожидать возрастания вероятности лет с нормальным увлажнением.



а) ГТК < 0,5, «очень сухо»

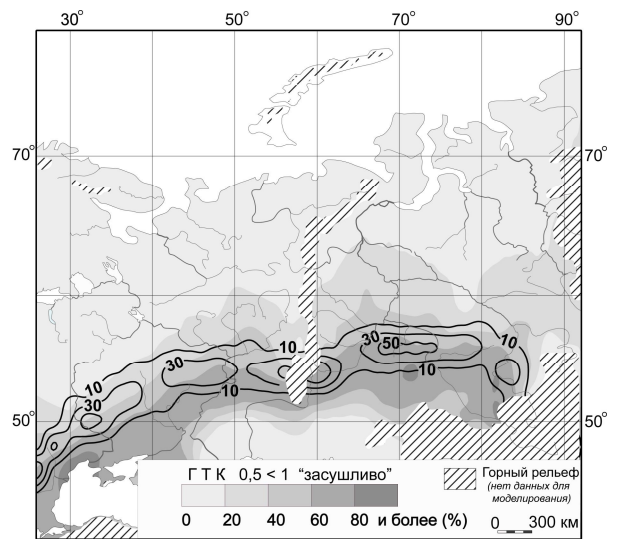
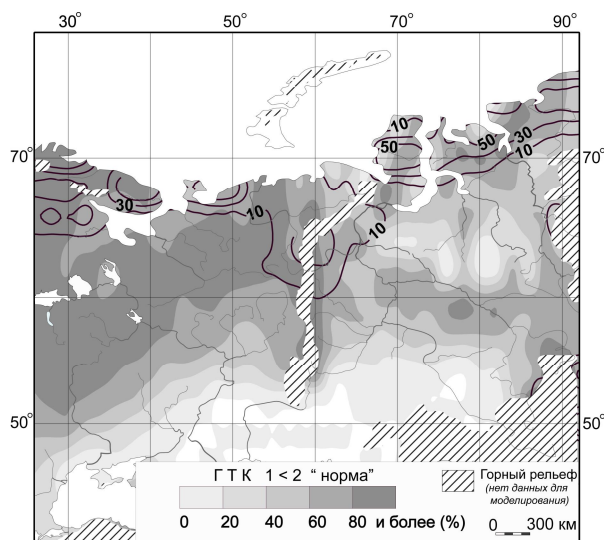
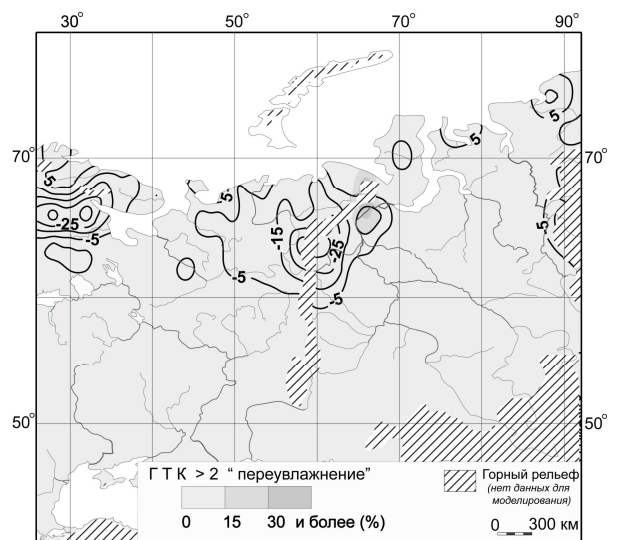
б) $0,5 \leq \text{ГТК} < 1$, «засушливо»в) $1 \leq \text{ГТК} < 2$, «норма»г) $\text{ГТК} > 2$, «переувлажнение»

Рисунок 2.26. Аномалии повторяемости ГТК, %, определенных диапазонов в период 2046-2065 гг. (изолинии и штриховка) по отношению к базовому периоду 1961-1989 гг. (заливка)

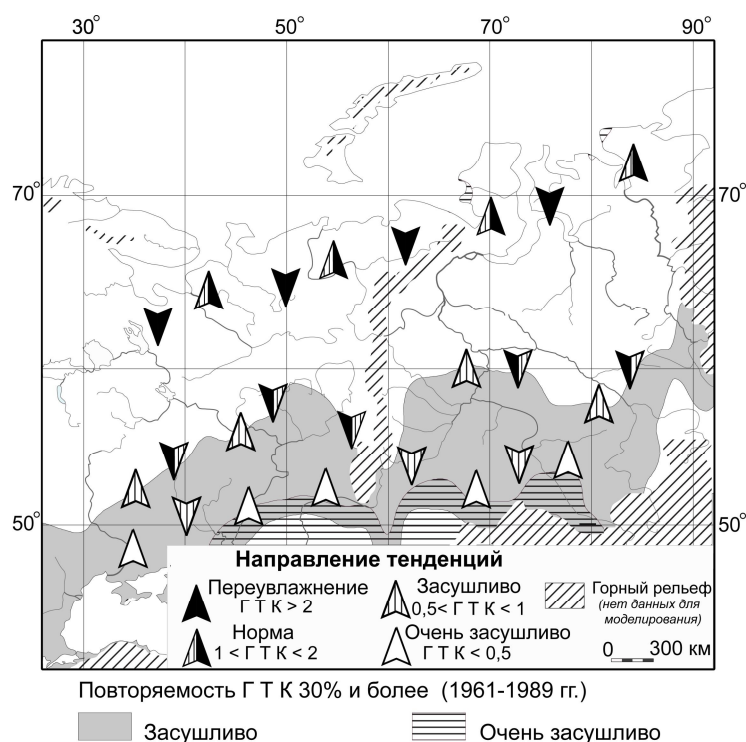


Рисунок 2.27. Тенденции изменения повторяемости различных градаций ГТК в 2046-2065 гг. на фоне зоны современной (1961-1990 гг.) повторяемости 30% и более засушливых (серая заливка) и очень засушливых (горизонтальная штриховка) лет. Направление треугольников (вверх или вниз) свидетельствует о соответственном увеличении или уменьшении показателя.

Наряду с ГТК одним из широко распространенных показателей соотношения тепла и влаги является индекс, введенный Д.А. Педом, представляющий собой безразмерную величину:

$$S = \frac{\Delta t}{\sigma_t} - \frac{\Delta P}{\sigma_P},$$

где Δt , ΔP – аномалии температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$), осадков (мм/мес), σ_t , σ_P – средние квадратические отклонения средних месячных температуры воздуха и осадков. Использование нормированных величин позволяет оценивать степень отклонения увлажнения и тепла в данном месяце от средних многолетних.

С помощью индекса S можно характеризовать условия не только влагообеспеченности, но и теплообеспеченности. Индекс Педя – знакопеременная величина, положительным значениям S соответствуют засушливые периоды, отрицательным – влажные. С точки зрения теплообеспеченности положительными значениям S соответствует повышенный термический режим какого-либо периода, отрицательным – возврат холодов. Тепловлагообеспеченность оценивается по следующей шкале S :

- $S < -3,0$ – сильное избыточное увлажнение;
- $-3,0 \leq S < -2,0$ – среднее избыточное увлажнение;
- $-2,0 \leq S < -1,0$ – слабое избыточное увлажнение;
- $-1,0 \leq S < 1,0$ – близкое у норме;

- $1,0 \leq S < 2,0$ – слабая засуха;
- $2,0 \leq S < 3,0$ – средняя засуха;
- $S \geq 3,0$ – сильная засуха.

В нашей работе индекс S рассчитывался для летних месяцев. Для каждого месяца оценивалась повторяемость лет, когда наблюдалась каждая из перечисленных градаций. Далее общая повторяемость была вычислена для трех основных категорий: переувлажнение ($S < -1,0$), нормальное увлажнение ($-1,0 \leq S < 1,0$), засушливые условия ($S > 1,0$).

Индекс Педя отражает повторяемость экстремально влажных/сухих или жарких/холодных лет. Экстремальность оценивается относительно средних многолетних значений. Поэтому индекс Педя отражает гидротермические условия, связанные не с абсолютными величинами, а с их изменчивостью относительно среднего фона.

Из Рисунка 2.28 очень хорошо видно, что области с частой сменой засушливых и переувлажненных лет располагаются на юго-востоке ВЕР и, частично, на юге Западной Сибири. Это означает, что в этих районах большая межгодовая изменчивость гидротермических условий постоянно имеет место. Остальная территория по большей части относится к категории «норма». То, что в эту категорию попадает часть Прикаспия и Казахстана, отражает постоянство засушливого климата, малую межгодовую изменчивость гидротермических условий, но не абсолютное влагосодержание и теплообеспеченность.

Прогнозируемые аномалии повторяемости индекса Педя в разных градациях (Рисунок 2.29) в различных частях территории имеют разный знак. Из Рисунка 2.29 следует в первую очередь отметить области, где увеличится повторяемость индекса Педя в категории «норма». Это означает, что, вне зависимости от достатка в обеспеченности влагой и теплом, межгодовая изменчивость гидротермического режима станет меньше, чем в современных условиях. Там, где повторяемость лет в градации «норма» убывает, увеличивается число лет как в категории «увлажнение», так и «засушливо». Это свидетельствует о том, что в этих районах возрастет экстремальность, межгодовая изменчивость климата, которая в будет выражена в резких колебаниях как температуры, так и осадков относительно многолетней нормы.

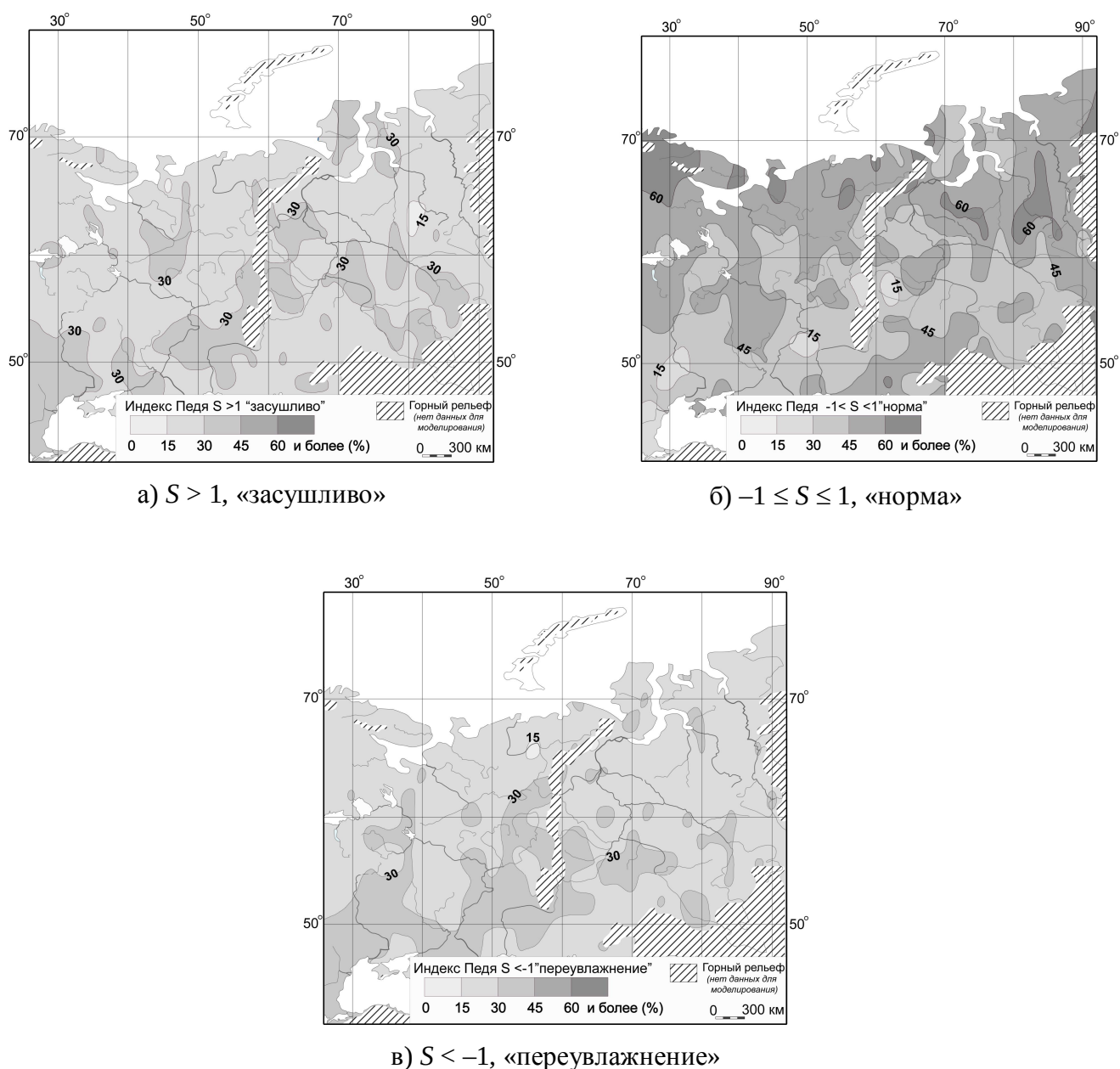


Рисунок 2.28. Повторяемость индекса Педя S , %, в основных градациях. 1961–1989 гг.

Результаты по индексу засушливости Педя демонстрируют стабилизацию гидротермических условий на юге ЕТР (Рисунок 2.30) и уменьшение стабильности в центральных районах. Увеличение повторяемости «норма» к югу от 55° с.ш. говорит не об увеличении осадков и большем увлажнении или же о снижении температуры. Полученный результат свидетельствует о том, что малое количество осадков, прогнозируемое для этой территории, будет сохраняться малым из года в год, незначительно отклоняясь от средних многолетних значений. Это же относится и к температурному режиму. В центральных же районах возрастет межгодовая изменчивость гидротермического режима.

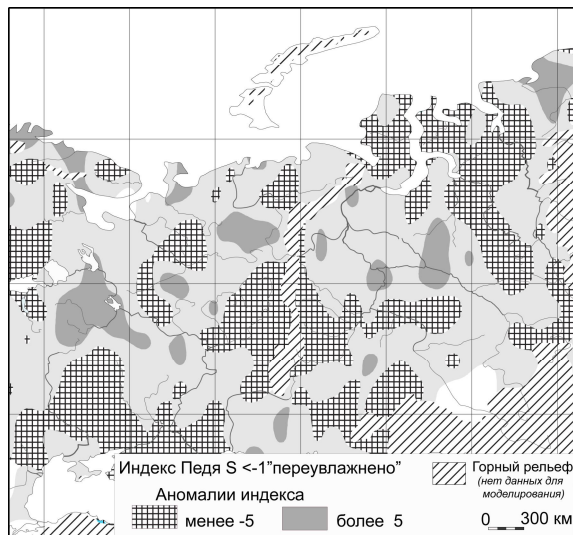
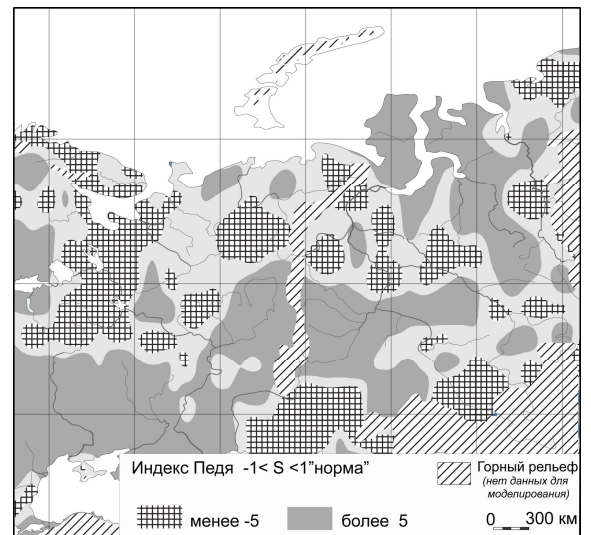
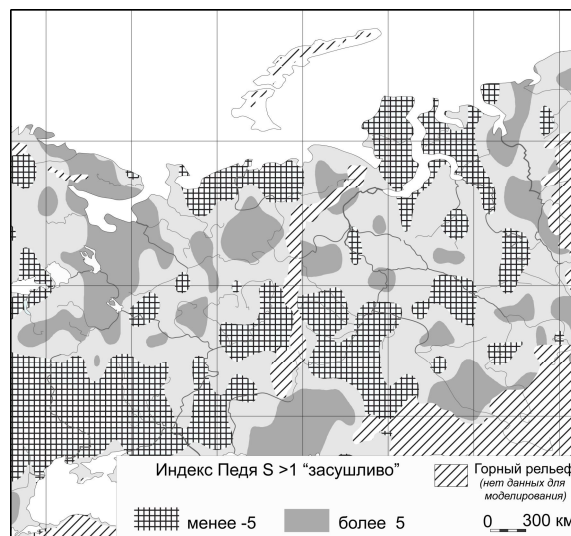
а) $S < -1$, «переувлажнение»б) $-1 \leq S < 1$, «норма»в) $S > 1$, «засушливо»

Рисунок 2.29. Аномалии повторяемости индекса Педя, %, определенных диапазонов в период 2046-2065 гг. по сравнению с базовым периодом 1961-1989 гг.

Пример совместных изменений индексов Педя и ГТК в XX веке и их прогноз на XXI век показан на Рисунке 2.31 для центра ВЕР. Видно, что значения ГТК в XXI в., хотя и остаются по большей части в области «норма», но смещаются в сторону меньших значений, ближе к условиям засушливости.

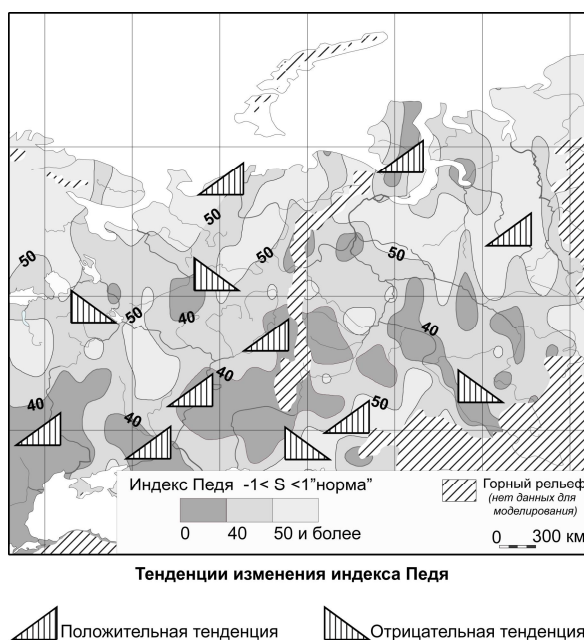


Рисунок 2.30. Тенденции изменения категории «нормальное увлажнение» ($-1 < S < 1$) индекса засушливости Педя в середине XXI в. на фоне повторяемости % индекса этой категории в 1961-1990 гг. (изолинии), июль.

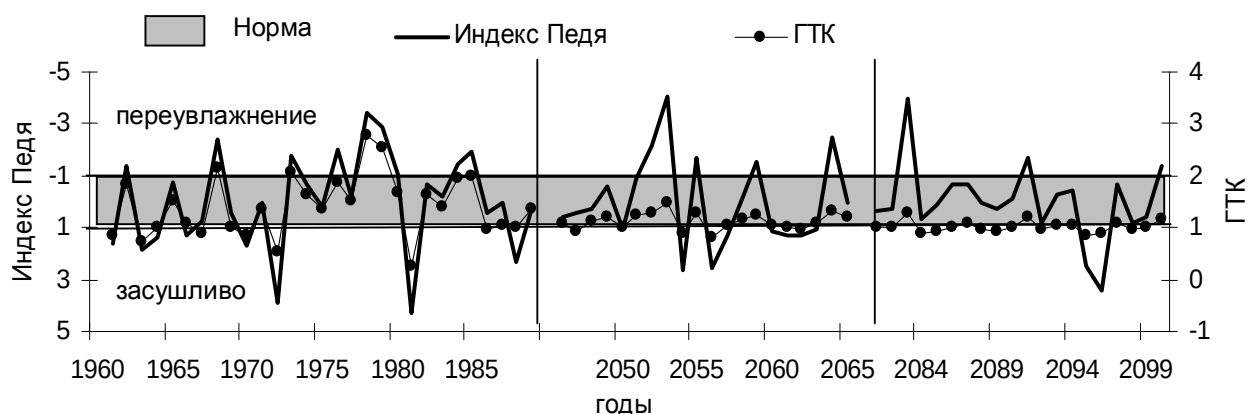


Рисунок 2.31. Индекс ГТК (правая ось) и индекс Педя (левая ось), июль, 54° с.ш., 38° в.д.

Как прогнозируемые изменения гидротермического режима могут сказаться на условиях произрастания сельскохозяйственных культур, трудно сказать однозначно. Устойчивость культур к различным типам климата постоянно совершенствуется, как и методы агротехники. Безусловно, результаты свидетельствуют о том, что современная зона рискованного земледелия на юге ВЕР расширится к северу. Расширятся ли к северу площади для комфортного произрастания теплолюбивых культур? Если судить только по изменениям сумм активных температур и количества осадков, то на этот вопрос можно ответить положительно. Так, для

пшеницы наиболее благоприятны в агроклиматическом отношении районы, где сумма активных температур $>10^{\circ}\text{C}$ составляет 2500–3000 $^{\circ}\text{C}$, среднегодовые осадки превышают 450 мм и в почвенном покрове преобладают черноземы [Николаев, 1994]. На Рисунке 2.32а показано, как может сместиться к концу века зона, где благоприятным образом сочетаются температура воздуха и количество осадков, оптимальных для выращивания пшеницы.

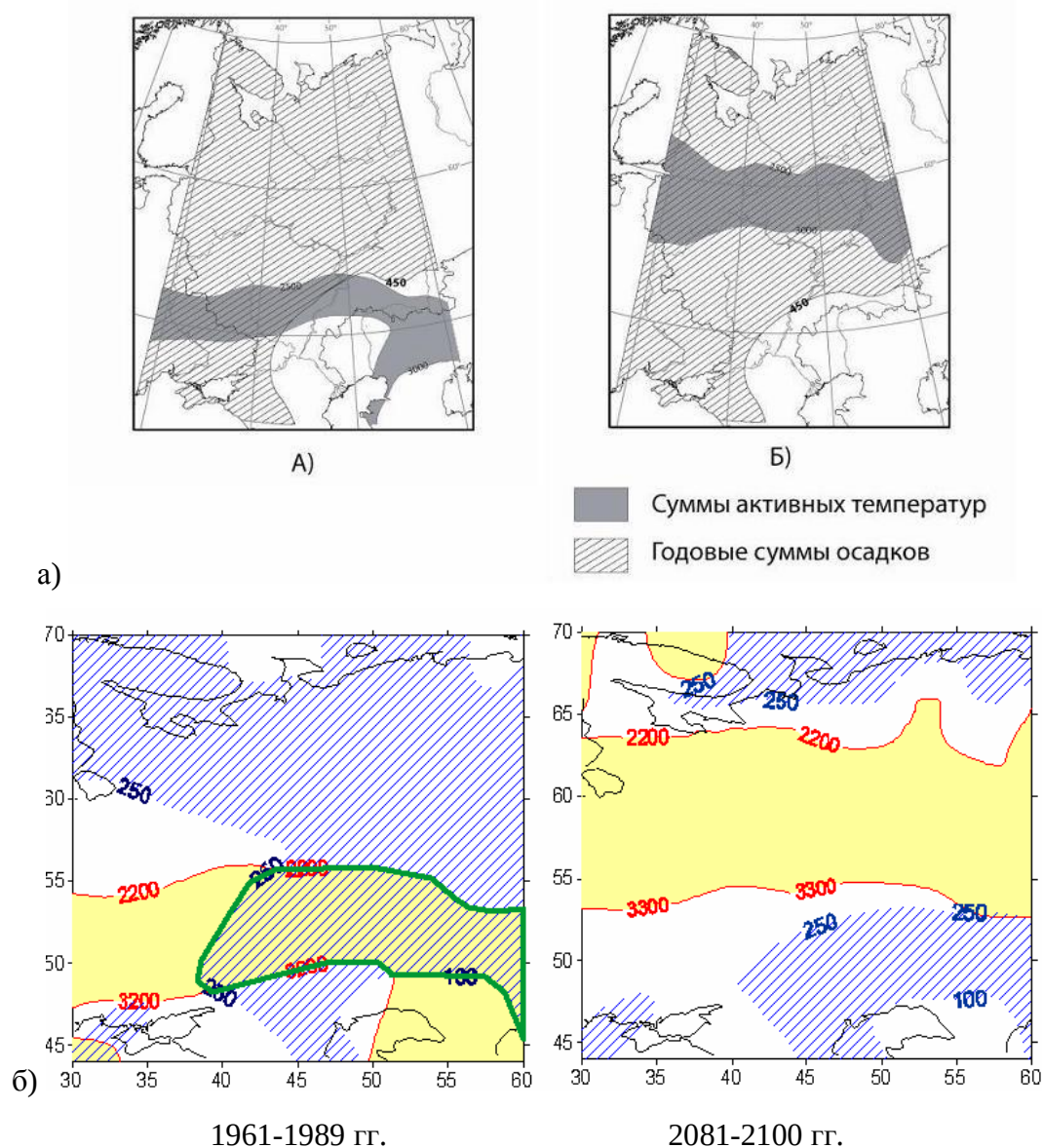


Рисунок 2.32. (а) – сочетание суммы активных температур и годовой суммы осадков, благоприятных в агроклиматическом отношении для выращивания пшеницы в современном климате (слева) и эти же показатели для 2081-2100 гг. (справа); (б) – сочетание суммы активных температур за период с $t>10^{\circ}\text{C}$ (заливка) и суммы осадков (штриховка) благоприятные для произрастания яровой пшеницы на каштановых и бурых пустынно-степных почвах в современном климате (слева) и эти же показатели для 2081-2100 гг. (справа)

Но эта зона выделена без учета типа почвы, которая наряду с климатом и агротехникой является основным фактором формирования условий жизни растений. Кроме того, сочетание

суммы температур и осадков определенных диапазонов, благоприятные для многих современных сортов и наблюдающиеся в настоящее время, для прогнозируемых состояний климата на ВЕР в будущем не отмечаются. Особенно это характерно для юга ВЕР, где на фоне уменьшения осадков увеличиваются суммы температур. Например, на каштановых и бурых пустынно-степных почвах в настоящее время яровую пшеницу возделывают в настоящее время при суммах активных температур 2200–3300°C и сумме осадков за вегетационный период 100–250 мм [Николаев, 1994]. Но по результатам моделирования на период 2081-2100 гг. зоны, где прогнозируются такие температуры и такие осадки, не совпадают совсем (Рисунок 2.32б).

2.5. Ветроэнергетические ресурсы

В условиях естественной ограниченности ископаемых топливных ресурсов во всем мире усиливается интерес к возобновляемым природным источникам электроэнергии. С учетом растущих перспектив местного автономного энергообеспечения, ветер можно назвать одним из важных климатически обусловленных ресурсов такого рода. В последние годы интерес к ветроэнергетике постоянно возрастает. Этому способствует и желание человечества стать менее зависимым от исчерпаемых источников энергии, и увеличение мощности ветроэнергетических установок, и возможное снижение потенциала малой гидроэнергетики в связи с изменениями климата, что может сдвинуть вектор развития местного автономного энергообеспечения в сторону большего использования ветровых ресурсов (Кислов и др., 2008).

Роль ветрового режима, с точки зрения ресурсных проблем, не исчерпывается энергетикой. С ним связаны опасные атмосферные явления. Учет ветровых нагрузок на ЛЭП и высотные конструкции необходим при оценке расходов на строительные, ремонтные и погрузочно-разгрузочные работы. Ветер обуславливает перенос в воздухе влаги, примесей, различным образом влияющих на условия жизни растений, животных. Отрицательное воздействие ветра может проявиться в усилении испарения с поверхности почвы, приводя к почвенной засухе и ветровой эрозии. Сильные ветры вызывают полегание посевов, нагоны вод и наводнения, пыльные бури и т.д. Учет розы ветров необходим при закладке лесополос, при снегозадержании, при выпасе скота и т.д.

Для эффективной работы ветроэнергетической установки с одной стороны требуются значительные скорости ветра, поскольку далеко не вся энергия воздушного потока может быть использована, с другой – скорость ветра не должна превышать критические предел, чтобы установка не разрушилась. В среднем удельная выработка электрической энергии, в зависимости от конкретных условий местности, в течение года составляет 15–30% энергии ветра.

Ветроэнергетические возможности оцениваются на основе такого показателя, как удельная мощность ветрового потока, N_e , Вт/м², которая может быть рассчитана по следующей формуле [Рекомендации, 1989]:

$$N_e = 0,613u^3(1 + 3C_u^2 - 0,9C_u^3 + 2,9C_u^4),$$

используя модуль скорости ветра и коэффициент вариации скорости ветра. Наибольшим ветроэнергетическим потенциалом обладают районы, где средняя месячная скорость ветра составляет более 3 м/с, а удельная мощность ветрового потока превышает 250 Вт/м².

Считается, что районы, где средняя суточная скорость ветра не превышают 3–3,5 м/с, неперспективны с точки зрения ветроэнергетики, хотя развитие ветроэнергетических установок с вертикальной осью вращения уменьшает этот порог эффективности до 1–2 м/с. С этой точки зрения, скорости ветра в приземном слое на большей части ВЕР и ЗС слишком малы для практического использования. Лишь на побережьях морей, в особенности на севере ВЕР, скорости значительно возрастают. В течение года наибольшие скорости отмечаются в осенне-зимний период, что связано с активизацией циклонической деятельности. Невелико на ВЕР и количество дней со средней суточной скоростью ветра, превышающей 10 м/с, за исключением уже отмечавшихся прибрежных районов.

Во многих районах на территории ВЕР и ЗС циркуляционные условия таковы, что развитие ветроэнергетики нерентабельно. Особенно мал этот ресурс в центральных районах европейской части России, в Ставропольском крае, Тамбовской, Московской и Астраханской областях [Энциклопедия, 2005]. Самыми перспективными в этом отношении в современных условиях являются лишь морские побережья на севере и на юге ВЕР и ЗС.

Климатические модели занижают экстремальные значения скорости ветра (Таблица 2.21), хотя средние величины по площади всей рассматриваемой территории (44–70°с.ш., 30–60° в.д.) близки к наблюдаемым (также интерполированным в узлы сетки 2х2 градуса). При рассмотрении Таблицы 2.21 необходимо помнить, что интерполяция стационарных значений в регулярные узлы сетки приводит к сглаживанию начального поля. Межмодельный разброс средних годовых величин скорости ветра составляет на основной части ВЕР и ЗС около 1 м/с.

Важно отметить, что в ансамблевых модельных результатах и в результатах отдельных используемых моделей практически отсутствуют штилевые ситуации. Это ограничивает возможности прогноза опасных ситуаций, связанных со штилями и застоем воздуха.

В середине столетия (2046–2065 гг.) изменения скорости ветра практически отсутствуют – на большей части ВЕР возрастание средних годовых величин составляет около 0,1 м/с. На севере ВЕР прогнозируется уменьшение модуля скорости на такую же величину. Аномалии скорости ветра по сезонам распределены подобным же образом, несколько меняется лишь соотношение площади положительных и отрицательных аномалий, но они также невелики, в

сравнении с межмодельной изменчивостью. Положительные аномалии в зимние месяцы и весной занимают большую площадь по сравнению с отрицательными. В зимние месяцы скорость ветра возрастает на побережьях северных морей, в остальные сезоны аномалии скорости меньше нуля.

Таблица 2.21

Статистические характеристики поля средней суточной скорости ветра по данным наблюдений и средних по ансамблю 10 моделей, 1961-1989 гг. (для всей площади ВЕР)

Показатель	Наблюдения	Модели
Среднее, м/с	3,7	3,4
Минимум, м/с	0	0,8
Максимум, м/с	21	10,0
25-я квантиль, м/с	2,3	2,6
75-я квантиль, м/с	4,5	3,9

Можно заключить, что значения средних по ансамблю моделей аномалий скорости ветра, предполагаемых в первой половине 21 в., на большей части территории ВЕР и ЗС не выходят за пределы межмодельной изменчивости, которая для средней годовой скорости ветра составляет порядка 1 м/с. Следовательно, такие колебания можно признать незначимыми.

К концу XXI века (2081-2100 гг.) средняя суточная скорость ветра в целом за год возрастает практически по всей ВЕР и ЗС. Этот рост не превышает межмодельной изменчивости, но имеет направленную тенденцию. В отличие от середины века положительные аномалии скорости ветра занимают большие площади и больше по величине, достигая в среднем 0,6–0,8 м/с. Только в июле из всех центральных месяцев сезонов в северной половине ВЕР аномалии скорости ветра отрицательны. В годовом ходе увеличение скорости ветра прогнозируется в большей степени в зимний период. В пространственном отношении наибольшие положительные аномалии отмечаются на побережье северных морей и на западе ВЕР. Но и они не превышают в среднем 1 м/с.

Перейдем от анализа скорости ветра к оценкам будущих изменений средней удельной мощности ветрового потока. Этот показатель отражает картину распределения скорости ветра по ВЕР. Из-за сглаженности поля ветра за счет интерполяции в узлы регулярной сетки на картах отсутствуют локальные максимумы скорости ветра и удельной мощности ветрового потока, связанные с особенностями рельефа и экспозиции по отношению к ведущему потоку. Но учет этих свойств не может кардинально изменить картину результатов, поэтому можно констатировать, что в целом на большей части ВЕР в настоящее время потенциал для масштабного развития ветроэнергетики отсутствует. Это, вообще говоря, не противоречит

возможности локального использования ветроэнергетических установок с учетом местных особенностей рельефа, однако данная проблема нуждается в дополнительных исследованиях.

В середине столетия удельная мощность, согласно обработке результатов ансамбля моделей СМIP3 убывает, хоть и незначительно, по всей ВЕР, несмотря на то, что в отдельных районах скорость ветра немного возрастает. Это связано с тем, что во все месяцы убывает межсуточная изменчивость скорости ветра по сравнению с современной.

В конце столетия, несмотря на некоторое увеличение скорости ветра, прогностическая удельная мощность ветрового потока остается меньше современной. Это связано, как и для периода 2046–2065 гг., с уменьшением межсуточной изменчивости скорости ветра, величина которой используется при расчете мощности потока.

Подводя итог, можно сказать, что с точки зрения энергетики прогнозируемые изменения режима скорости ветра не приводят к возникновению новых возможностей по масштабному использованию ветроэнергетических ресурсов на большей части ВЕР. Напротив, согласно прогнозу сохраняется тенденция уменьшения ветроэнергетических ресурсов, отмеченная ранее в [Стратегический прогноз, 2005; Второй, 2014; IPCC, 2013] для первой четверти XXI века. Для Арктического региона РФ перспективность ветроэнергетики может возрасти, поскольку над морями Арктики и в прибрежной зоне скорость ветра к концу XXI века может увеличиться – более подробно об ожидаемом изменении ветрового режима в Арктике для средних скоростей см. Главу 3, для экстремально высоких – Главу 5..

2.6. Ветровой режим как фактор загрязнения воздуха в нижнем слое атмосферы

Рассмотрим еще один пример того, как ветровой режим прибрежной зоны может интерпретироваться в качестве ресурса с точки зрения опасности загрязнения приземного воздуха. Оценка выполнена для северного побережья Черного моря.

Современные прибрежные районы Черного моря – зоны активно развивающейся рекреации, вместе с ними на побережье находятся транспортные магистрали и хозяйственные объекты. От них в атмосферу поступают вещества, ухудшающие качество воздуха и увеличивающие степень неблагоприятного влияния их концентрации на состояние окружающей среды. Скорость очищения атмосферы от примесей зависит от метеорологических условий, она оценивается на основании данных наблюдений или расчетов комплексных оценок.

Один из распространенных показателей рассеивающей способности атмосферы – потенциал загрязнения атмосферы (ПЗА) [Климатические, 1983]. Он показывает, во сколько раз в конкретном районе средний уровень загрязнения воздуха, определяемый реальной повторяемостью метеорологических условий (неблагоприятных для рассеивания примесей), превышает заданный порог. Расчет ПЗА выполняется для каждого района отдельно, с учетом

известных сведений о местных источниках выбросов и повторяемости приземных инверсий, небольших значений скорости ветра, застоев воздуха и туманов. Такая подробная информация имеется далеко не всегда. В связи с этим представляется целесообразным использование более простых, но эффективных методов оценки метеорологических условий с точки зрения их благоприятствования чистоте воздуха. Очевидно, что наибольшее количество информации о состоянии атмосферы – это данные многолетних стандартных метеорологических наблюдений, характеризующих состояние приземного слоя атмосферы. Особенно полезны для оценки рассеивающих свойств приземного воздуха сведения о скорости и направлении ветра.

Ветровой режим – один из важнейших факторов формирования условий накопления примесей в приземном слое атмосферы. Скорость ветра и его направление – важные предикторы в задачах прогноза загрязнения атмосферы. Оценке фактических данных и моделированию ветрового режима в связи с этими задачами посвящены, например [Берлянд, 1985; Климатические, 1983; Miller, 2003].

В прибрежной зоне на направление и скорость ветра во много определяется бризовой циркуляцией, особенно летом. Развитие бриза может приводить к неблагоприятной температурной стратификации и накоплению примесей в приземном слое. Так, с морским бризом с водной поверхности на сушу поступает относительно холодная воздушная масса, нередко, особенно в первой половине дня, способствуя формированию в прибрежной зоне суши внутреннего пограничного слоя и как следствие приподнятой инверсии, которая может оказаться над источником примеси. При таких условиях концентрация примесей может резко возрасти. Кроме того, суточная цикличность в развитии бризовой циркуляции в прибрежных районах играет важную роль в перераспределении поступающих в атмосферу загрязняющих веществ. Активная рециркуляция воздуха (его многократное полное или частичное возвращение) в бризовой ячейке может приводить к накоплению выбрасываемых веществ в дневное время над побережьем, ухудшая качество воздуха.

Наряду с термином «рециркуляция», для характеристики условий рассеивания примесей используются также понятия «застой» и «проветривание». Застойные ситуации возникают при слабой скорости ветра и штилях, приводя к накоплению выбросов загрязняющих веществ вблизи источника. В случаях активного проветривания, напротив, воздух над источником постоянно обновляется, и примеси выносятся далеко от места выброса.

Возвратная циркуляция воздуха в прибрежной зоне может развиваться в двух направлениях. Вертикальная рециркуляция связана с восходящим узлом бризовой ячейки на бризовом фронте и нисходящим узлом бризовой ячейки. Горизонтальная рециркуляция происходит по часовой стрелке вокруг гипотетической точки, приводя к полному или частичному возвращению воздуха к исходной точке (Рисунок 2.32). Степень развития бризовой

ячейки и, следовательно, интенсивность рециркуляции определяются местными метеорологическими и физико-географическими особенностями (горизонтальный градиент температуры между сушей и морем, рельеф, геометрия береговой линии и др.) и характеристиками крупномасштабных синоптических процессов, способных подавлять местные мезомасштабные процессы или способствовать их развитию.

Ветровой режим черноморского побережья разнообразен в силу разной степени изрезанности береговой линии, особенностей рельефа суши и экспозиции по отношению к крупномасштабным атмосферным течениям. Средняя скорость ветра над открытым морем больше, чем над побережьем в течение всего года. Наибольшие значения скорости во все месяцы отмечаются в северной части моря за исключением юго-восточного побережья Крыма, наименьшие – в юго-восточной части моря. По данным метеорологических станций на большей части побережья в течение года преобладают слабые ветры со скоростью менее 5 м/с. Число дней с сильным ветром (>15 м/с) наиболее велико на северо-восточном и северо-западном берегах (34-35 за год). Наименьшее число таких дней (20-22 за год) характерно для Южного берега Крыма (ЮБК) и юго-восточных районов Кавказского побережья. В годовом ходе скорости ветра практически повсеместно характерно ее возрастание в холодный период и уменьшение в теплый [Гидрометеорология, 1991].

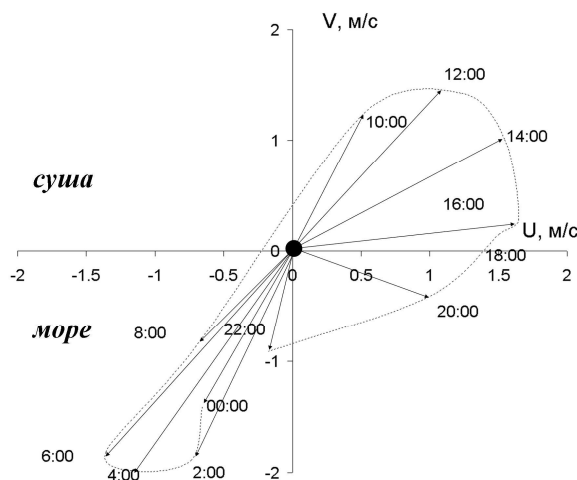


Рисунок 2.32. Средний годограф суточного хода вдольбереговой U и перпендикулярной берегу V составляющих скорости приземного ветра (м/с) по данным наблюдений 2002–2008 гг. в Рыбацкой (Голубой) бухте, г.Геленджик. Время местное, летнее.

Особенно активно бризовая циркуляция на черноморском побережье развивается с марта по октябрь [Гидрометеорология, 1991; Лабунская, 1961, Петров, Потапов, 2005]. Ее повторяемость и интенсивность в разных пунктах различна в зависимости от конфигурации береговой линии, характера рельефа суши. Западный, северо-западный и керченский районы Черноморского побережья характеризуются наименьшей повторяемостью бризов (менее 25 дней в году). Наибольшая повторяемость бризов наблюдается на Южном берегу Крыма (более

50 сут/год, местами до 190 сут/год), где температурный контраст между сушей и морем наиболее выражен и рельеф местности благоприятствует развитию бриза. Вдоль Кавказского побережья повторяемость бризов возрастает с севера на юг от 18 до 50 сут/год.

Наиболее часто бризы развиваются в июле и августе. Хорошо прогретая к этому времени суша и атмосферные процессы, развивающиеся в это время над Черным морем, способствуют возникновению температурного контраста между сушей и морем. Для разных участков побережья Черного моря годы с максимальной и минимальной повторяемостью бризов различны. Это можно объяснить синоптическими условиями, складывающимися в разные годы на некоторых участках благоприятствующих, на других, наоборот, препятствующих развитию бризовой ячейки.

Продолжительность морского и берегового бризов в течение суток примерно одинакова – 11-12 ч. Смена направления бриза утром и вечером происходит быстро – за 15–20 мин. Береговой бриз сменяется морским примерно через 2,5 ч после восхода Солнца, обратная смена направления происходит практически одновременно с заходом Солнца за горизонт.

Скорость бризовых ветров сравнительно невелика. Для морского бриза она в среднем составляет 3–5 м/с, для берегового – 1–3 м/с. Увеличение скорости может происходить в районах, где горы близко подходят к берегу моря и расположение горных и речных долин совпадает с преобладающим направлением бриза. В этих случаях бризы усиливаются ветрами склонов или за счет горно-долинной циркуляции.

Наибольшую скорость имеют бризы на западном и южном побережье Крыма, наименьшие – на Кавказском побережье.

Вертикальная мощность морского бризового потока меняется от 200 м на юге Кавказского побережья до 1000 м в Крыму в зависимости от интенсивности бриза. В отдельные дни она может достигать 1500–2000 м. Возвратный бризовый поток при этом распространяется в среднем до высоты 3000 м, выше этого уровня наблюдаются ветры, обусловленные общей циркуляцией атмосферы. Мощность берегового бриза составляет всего 200–300 м, мощность его возвратного потока – 700–800 м.

Морские бризы проникают в глубь суши в среднем на 15–20 км. При большой интенсивности и отсутствии горных препятствий зона влияния морского бриза может быть и больше. Береговой бриз распространяется в море на 20–30 км. Проникновение берегового бриза оказывается больше, чем проникновение морского бриза, хотя его интенсивность меньше морского бриза. Это объясняется малой шероховатостью морской поверхности.

Активизация бризовых ячеек и усиление рециркуляции воздуха в них происходят при ослаблении влияния крупномасштабных атмосферных процессов. Слабая рециркуляция, наоборот, связана с прохождением циклонов и атмосферных фронтов.

Методы исследований и исходные данные. Индекс рециркуляции. Объективный метод количественной оценки степени проветривания воздуха на основе измерений скорости и направления ветра на одной станции предложен в [Allwine, Whiteman, 1994]. Эффективность выноса воздуха из прибрежной зоны оценивается с помощью индекса рециркуляции R , отражающего, в какой степени происходит возвращение воздуха к точке отсчета (станции) за счет поворота направления ветра в течение определенного времени. Учитывая, что наиболее полная цикличность в суточном обращении скорости и направления ветра происходит в случае развития дневного и ночного бризов, этот индекс отражает не только степень проветривания побережья в приземном слое воздуха, но и интенсивность развития бризовой циркуляции. При определении индекса для отдельных суток (24 ч) можно воспользоваться следующими формулами.

$$S = \tau \sum_{i=1}^{24/\tau} |\bar{V}_i| = \tau \sum_{i=1}^{24/\tau} \sqrt{u_i^2 + v_i^2}, \quad (1)$$

$$L = \tau \left| \sum_{i=1}^{24/\tau} \bar{V}_i \right| = \tau \sqrt{\left(\sum_{i=1}^{24/\tau} u_i \right)^2 + \left(\sum_{i=1}^{24/\tau} v_i \right)^2}, \quad (2)$$

$$R = 1 - \frac{L}{S}, \quad (3)$$

где u и v – вдольбереговая и перпендикулярная к берегу составляющие скорости ветра V ; L (векторная сумма) – результирующее смещение объема воздуха за 24 ч; S (скалярная сумма ветра) – суммарный путь, пройденный объемом воздуха за 24 ч; τ – интервал между измерениями (или интервал осреднения, если u и v определяются как средние за этот интервал). На Рисунке 2.33 схематично представлены S и L для случаев интенсивной и слабой рециркуляции.

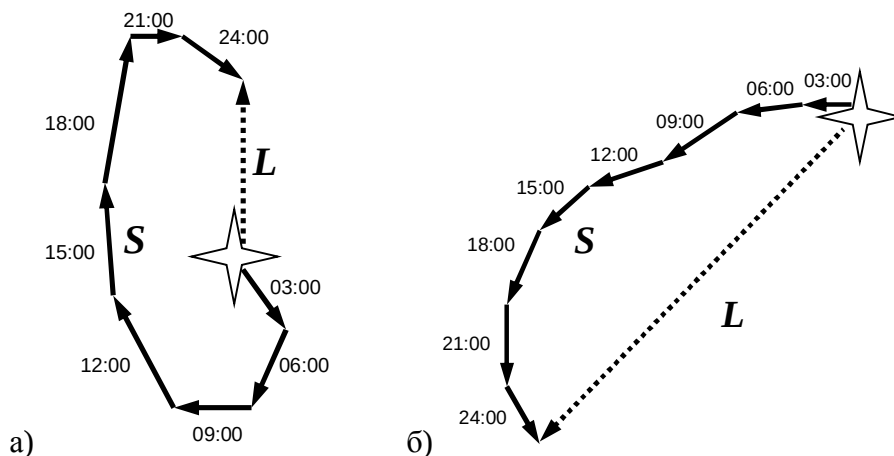


Рисунок 2.33. Схема возможных вариантов результирующего смещения (L) и длины пройденного пути (S) при интенсивной (а) и слабой (б) рециркуляции

Измерения в одной точке не позволяют строить реальные траектории частицы воздуха, так как ее скорость и направление на удалении от места измерений могут измениться. Задача расчета показателей S , L и R не в построении истинного пути прохождения частицы, а в косвенной оценке степени рециркуляции воздуха и условий проветривания.

Из выражения (3) очевидно, что величина индекса рециркуляции определяется отношением L/S . При этом одинаковые значения R возможны как при большой, так и при малой скорости ветра и зависят от степени поворота направления ветра в течение суток. Также очевидно, что диффузия примесей, переносимых с потоком воздуха, будет зависеть от скорости ветра – при застоях воздуха рассеяние происходит гораздо медленнее, чем при активном развитии бризовой циркуляции. В связи с этим при анализе индекса рециркуляции с позиций оценки условий рассеяния примесей необходимо учитывать не только степень рециркуляции, но и скорость ветра.

Удобством и простотой расчета индекса рециркуляции, требующего привлечения данных наземных наблюдений в одной точке, обусловлено его активное использование при оценке условий рассеяния примесей в прибрежных районах. Большое число работ, в том числе [Alper-Siman et al., 1997; Bouchlaghem, 2007; Kim et al., 2007; Levy et al., 2008; Ma, Lyons, 2003; Nankar et al., 2009 и др.], посвященных оценке таких условий с использованием R и сопровождавшихся измерениями концентрации загрязняющих веществ, продемонстрировали хорошую корреляцию этого индекса с содержанием примесей и подтвердили эффективность его использования. Авторы работы [Levy et al., 2008] показали, что период интегрирования 24 ч оптимален для получения информативных сведений о рециркуляции вне зависимости от времени начала интегрирования и синоптической ситуации. Анализируемые далее результаты получены при интегрировании за 24 ч, начиная от 0 ч.

Данные. Для оценки рециркуляции использованы данные стандартных наблюдений за скоростью и направлением ветра в 1960–1990 гг. на 36 метеорологических станциях бывшего СССР (высота 10 м, временное разрешение 3 ч), расположенных на побережье Черного моря (Рисунок 2.34).

По определению оценка рециркуляции R зависит от длины пути S и результирующего смещения L . Их пространственно-временная изменчивость определяется как местными, так и крупномасштабными факторами.

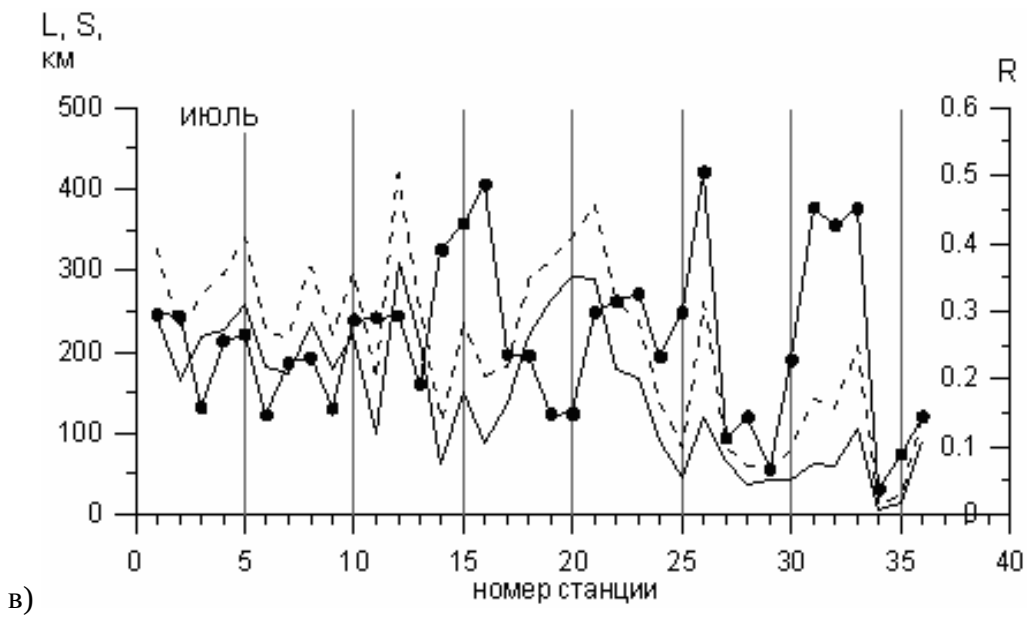
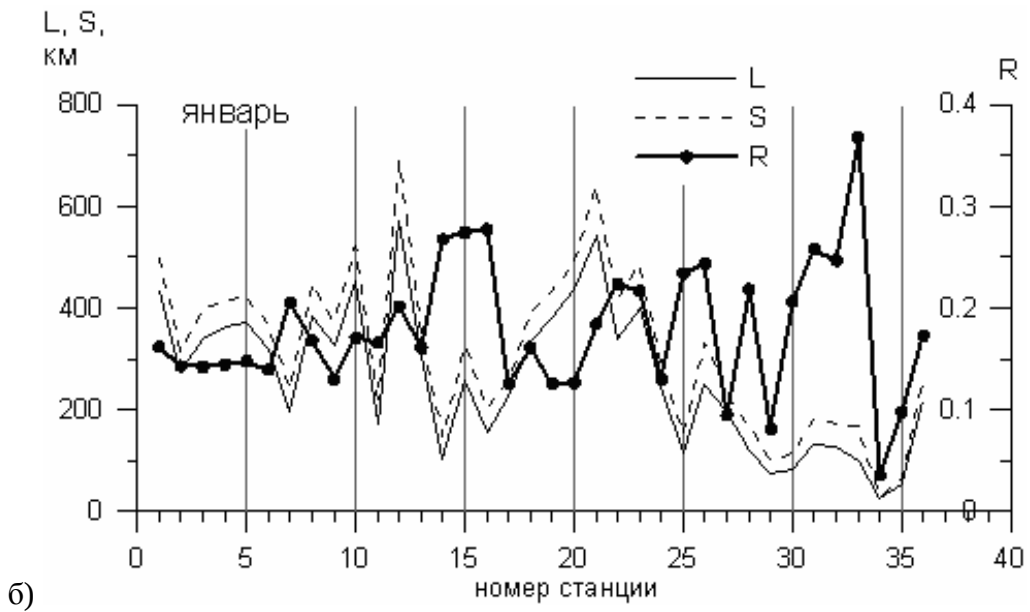
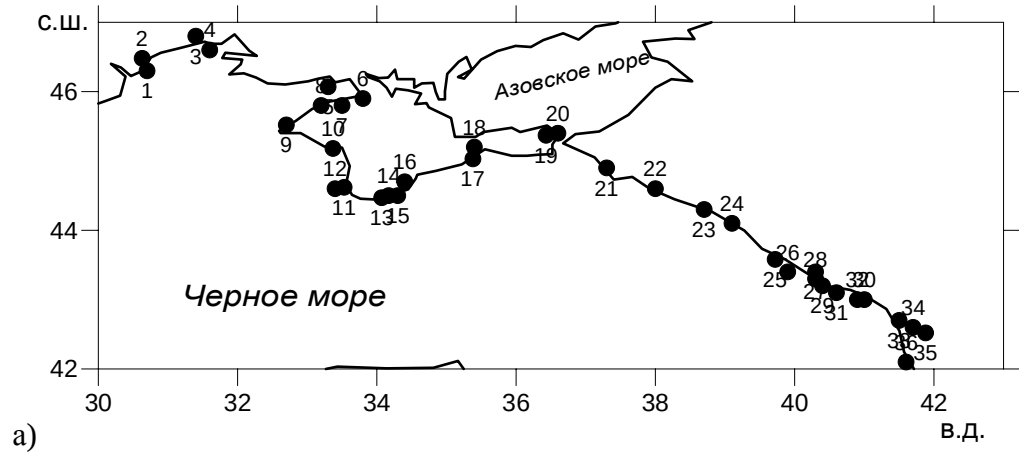


Рисунок 2.34. Расположение гидрометеорологических станций и их номера (а); средние многолетние показатели L , S , R январь (б), июль (в)

Возникает вопрос – возможно ли рассматривать индекс рециркуляции в качестве показателя наличия/отсутствия бриза или подобной бризу циркуляции с полным обращением направления ветра за сутки, например, горно-долинной? Действительно, величина результирующего смещения воздуха за 24 ч во многом зависит именно от местных циркуляций. Так, при наличии и дневного, и ночного бризов значение L будет малой за счет полного поворота ветра за сутки. Если же в течение суток преобладает однонаправленный поток, то L будет большим, и можно говорить об отсутствии бриза и усилении влияния крупномасштабных атмосферных процессов. Конечно, необходимо помнить, что в некоторых случаях бриз существует только часть суток.

Для ответа на поставленный вопрос подробно исследованы наблюдения, проводившиеся в летние месяцы в 2002–2009 гг. на северо-восточном побережье Черного моря (Рыбачья бухта) [Суркова и др., 2006], наличие бриза определяли на основе подробного ежедневного анализа суточного хода температуры воздуха, скорости и направления ветра, общего характера погоды. Влияние крупномасштабных процессов рассматривалось на основе анализа барического поля (поля приземного давления и высоты изобарической поверхности 500 гПа) и фронтологического анализа, использованы данные за 324 сут наблюдений, из которых в 208 случаях отмечено наличие бризовой циркуляции.

Среднее значение R для дней с бризом составило 0,55, для дней без бриза – 0,23. Отсутствие бриза при $R=0\div 0,3$ отмечено в 90% случаев. При $R=0,3\div 0,5$ в 80% случаях наблюдалась бризовая циркуляция, при $R>0,5$ повторяемость бризов составила 93%. С учетом этих результатов далее будем говорить, что увеличение R косвенно свидетельствует об активизации бризовой циркуляции.

Показатель S представляет собой суточный интеграл скорости ветра, т.е. то расстояние, которое прошла бы частица воздуха за сутки, если бы вдоль своей траектории сохраняла такую же скорость ветра, что и в точке измерения (см. Рисунок 2.33). Пространственное распределение средних значений S (Рисунок 2.34б, в) отражает многолетние особенности режима скорости ветра. На протяжении всего года наблюдается постепенное уменьшение скорости с запада на восток, а также на Южном берегу Крыма. С наступлением теплого сезона циклоническая деятельность в Черноморском регионе ослабевает, на фоне малоградиентного поля давления уменьшается и приземная скорость ветра.

Годовой ход S на разных участках побережья Черного моря (Рисунок 2.35) характеризуется увеличением значений в холодный сезон благодаря активизации циклонической деятельности. Годовая амплитуда S уменьшается, как и скорость ветра, в юго-восточном направлении и на ЮБК.

Смещение L определяется скоростью ветра, а также соотношением влияния крупномасштабного воздушного потока, направление которого может оставаться постоянным в течение суток, и местных циркуляций (бризы, ветры склонов), дважды в сутки меняющих направление. Наименьшие значения L характерны для районов с большой повторяемостью застойных ситуаций (ЮБК, юго-восточная часть побережья). Хорошо выраженный годовой ход L с минимальными летними значениями отражает активное развитие мезомасштабных циркуляций в теплый период. Наименьшая годовая амплитуда характерна для районов с малой скоростью ветра.

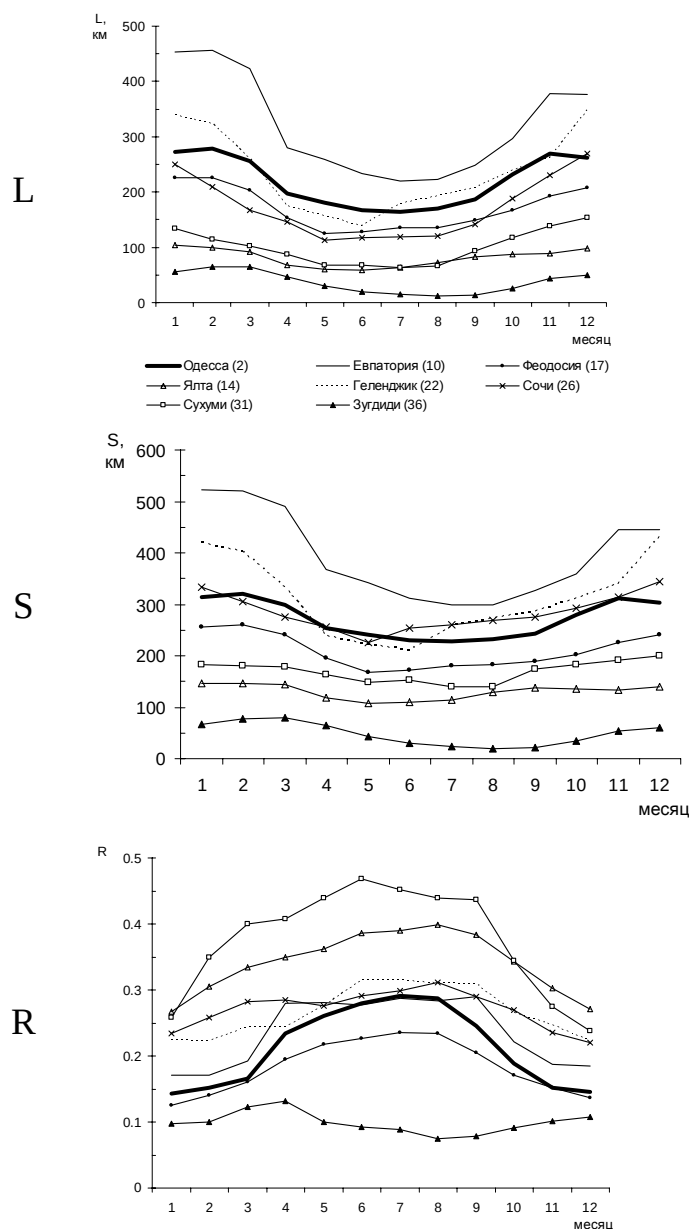


Рисунок 2.35. Годовой ход – средние многолетние показатели L , S , R . В скобках – номера станций, показанные на Рис.3а

В пространственном распределении индекса рециркуляции R отражается влияние местных физико-географических особенностей и крупномасштабных атмосферных процессов. Открытые равнинные участки побережья меньше подвержены воздействию застойных ситуаций. Для них характерны большие значения S и L , а рециркуляция гораздо слабее, чем там, где горные хребты тянутся вдоль берега, и ветры склонов усиливают развитие бризовой ячейки. Наиболее активно рециркуляция воздуха происходит на ЮБК и на юго-восточной части побережья, где горный рельеф способствует активизации бризовой и горной циркуляций и уменьшает влияние крупномасштабных атмосферных течений.

В теплое время года циклоническая деятельность ослабевает, на фоне прогрева суши чаще развиваются мезомасштабные циркуляции. Индекс рециркуляции повсеместно возрастает, его суточные значения гораздо чаще, чем зимой, достигают величины 0,9 и более, что более подробно видно из функции распределения (Рисунок 2.36).

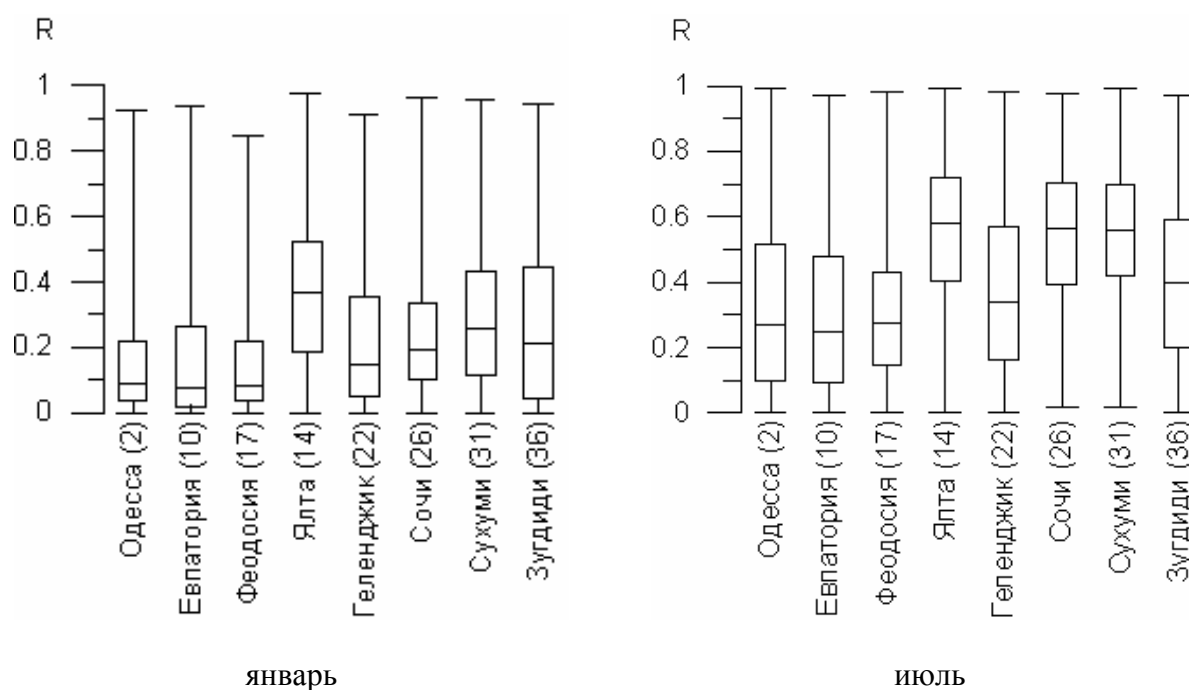


Рисунок 2.36. Функции распределения коэффициента рециркуляции R (ежедневные значения), за 1960-1990 гг. В скобках – номера станций, показанные на рис.3а. Функции распределения показаны в форме диаграммы размаха («ящики с усами»): верхняя и нижняя границы – 75 и 25% квантиль, горизонтальная линия посередине – медиана, штрихи на концах вертикальных линий – максимум и минимум соответственно.

Рассматривая эффективность выноса воздуха из прибрежной зоны с учетом местных циркуляционных особенностей, можно выделить три типа ситуаций: застой ($S \leq S_{\text{кз}}$), рециркуляция (возвращение, $R \geq R_{\text{кр}}$), проветривание ($S \geq S_{\text{кп}}$, $R \leq R_{\text{кп}}$), где $S_{\text{кз}}$, $R_{\text{кр}}$, $S_{\text{кп}}$ и $R_{\text{кп}}$ – критические значения для соответствующих ситуаций.

При малой скорости ветра (0–1 м/с, $S \leq 86$ км) формируются ситуации застоя воздуха, особенно опасные с точки зрения накопления примесей в приземном слое при наличии

наземных и низких источников выбросов. Рециркуляция воздуха также может способствовать увеличению концентраций примесей в приземном слое, если при смене направления ветра они частично возвращаются. В качестве $R_{кр}$ в работе [Allwine, Whiteman, 1994] предложено его значение, равное 0,4. Для оценки проветривания в этой же работе предложено $S_{кп}=250$ км и $R_{кп}=0,2$. Мы также воспользуемся этими критическими значениями.

Повторяемость ситуаций застоя, рециркуляции и проветривания в соответствии с вышеуказанными критериями представлена на Рисунке 2.37 для некоторых станций. Полученные результаты свидетельствуют, что наименее проветриваемые участки – те, где не только слабая скорость ветра, но и активно развивается рециркуляция. В таких случаях унесенные ночным бризом примеси могут частично возвращаться с дневным морским бризом. Это дополнительно способствует накоплению загрязняющих веществ в приземном слое воздуха в прибрежных районах наряду с увеличением вероятности формирования утренней приподнятой инверсии над побережьем после начала морского бриза. Чаше, чем в других районах, эти условия реализуются на ЮБК и на юго-восточном участке черноморского побережья.

С изменением климатических условий на протяжении XX в. изменялся и ветровой режим черноморского побережья. Общие для всей северной части Черного моря тенденции за период 1960–1990 гг. показаны на Рисунке 2.38а. Поскольку продолжительность наблюдений на станциях различается весьма существенно, средние по всем станциям значения R рассчитаны для 1960–1990 гг. Хорошо выражена как в среднем за год, так и для теплого и холодного сезонов смена относительно стабильного периода 1960-х гг. и первой половины 1970-х гг. устойчивым трендом, проявившимся после известного режимного сдвига в конце 1970-х гг. Продолжительный ряд наблюдений на некоторых станциях позволяет оценить вековые тенденции. Их общая направленность так же согласована между собой на разных участках побережья, как тренды 1960–1990 гг.

Изменения средних годовых значений R , S и L на Рисунке 2.38б показаны на станции в Сочи, где самый длинный временной ряд наблюдений. Отчетливо видно, что на протяжении 100 лет в изменении рециркуляции проявляются три крупных цикла разной продолжительности. Окончание первого цикла можно отнести к концу 1950-х гг., второго – к концу 1970-х гг., а тенденция к уменьшению R начинается в рамках третьего цикла примерно с середины 1990-х гг. Временные границы, где меняются тенденции многолетних изменений R соотносятся с изменениями и в температурном, и циркуляционном режимах на фоне меняющегося климата XX в.

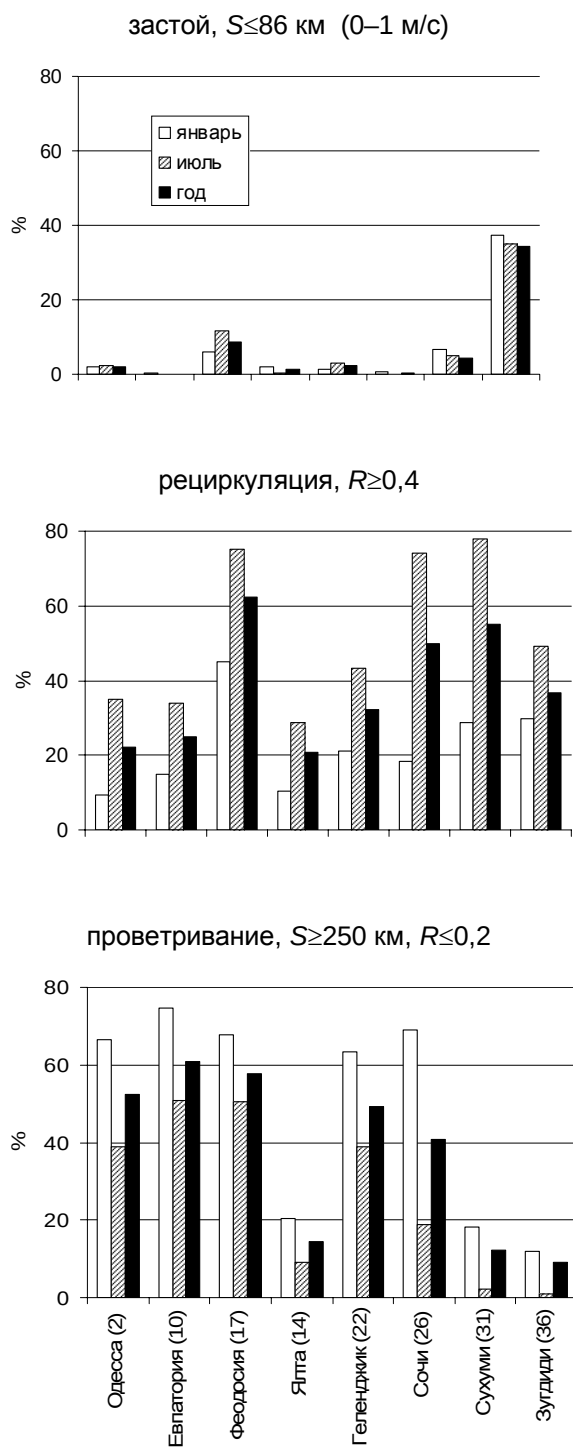


Рисунок 2.37. Повторяемость ситуаций застоя, $S \leq 86$ км (0–1 м/с), рециркуляции, $R \geq 0,4$, и проветривания, $S \geq 250$ км, $R \leq 0,2$, на различных участках побережья

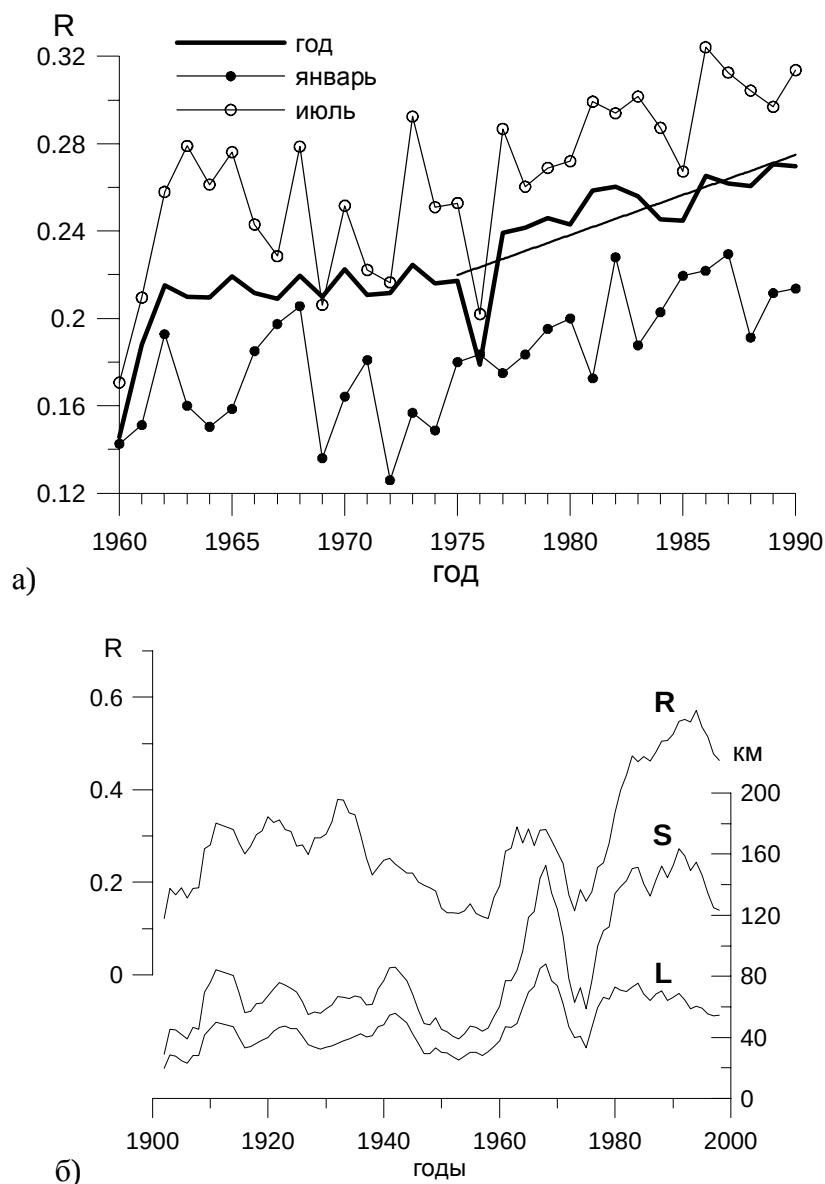


Рисунок 2.38. Изменение среднего годового R по всем станциям (а); R , S и L на станции Сочи в июле (б)

В итоге, многолетний ветровой режим нижнего слоя атмосферы в прибрежной зоне Черного моря исследован с позиции степени проветривания. Местные циркуляции (бриз, ветры склонов и горно-долинные ветры), активно развивающиеся в береговых районах, представляют собой дополнительный фактор риска с точки зрения создания условий для накопления в нижних слоях воздуха загрязняющих веществ. Оценки получены путем расчета индекса рециркуляции на основе стандартных метеорологических наблюдений за скоростью и направлением ветра. Показано, что индекс рециркуляции с высокой вероятностью отражает наличие/отсутствие местной циркуляции с суточной периодичностью (бриз, горно-долинные ветры) и является удобной количественной оценкой степени проветривания. Установлено, что в пространственном распределении индекса рециркуляции и его временных изменениях отражается влияние физико-географических особенностей и крупномасштабных атмосферных

процессов. Открытые равнинные участки побережья меньше подвержены воздействию застойных ситуаций в отличие от районов, где горные хребты тянутся вдоль берега и ветры склонов усиливают развитие бризовой ячейки. Расчет повторяемости ситуаций застоя, рециркуляции и проветривания показывает, что наименее проветриваемые участки – не только те, где небольшая скорость ветра, но и те, где активно развивается рециркуляция. В многолетних изменениях рециркуляции за последние 100 лет можно отметить три периода – с начала века, с конца 1950-х гг. и с середины 1970-х гг., на протяжении которых ее увеличение сменялось снижением. Наиболее интенсивный рост происходил в последней четверти XX в. до конца 1990-х гг.

Прогноз индекса рециркуляции при климатических изменениях возможен при детальном (с пространственным разрешением порядка 1–3 км) моделировании прогностических сценариев. Это возможно, например, с использованием мезомасштабных негидростатических гидродинамических моделей или технологий так называемого даунскейлинга, который на основе физически обоснованных параметризаций позволяет детализировать результат глобального или регионального моделирования на подробную пространственную сетку.

По итогам Главы 2 можно сформулировать следующие выводы.

Результаты проверки моделей климатической системы позволяют говорить, что значительная часть моделей способна адекватно воспроизводить годовой ход и многолетние изменения основных климатических показателей, на основе которых выполнялась оценка климатических ресурсов на ВЕР и в ЗС.

Анализ рассчитанных количественных показателей динамики климатических ресурсов для Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин показал, что в центре умеренного климатического пояса на территории ВЕР и ЗС при дальнейшем потеплении к концу XXI в. может возрасти неблагоприятное сочетание режимов температуры и осадков как с точки зрения увеличения их межгодовой изменчивости, так и за счет рассогласования ранее комфортных для определенных сельскохозяйственных культур сочетаний режима температуры и увлажнения. На юге ВЕР вероятность стабильно засушливых и жарких лет возрастет. В связи со смягчением климата ожидается сокращение отопительного периода и уменьшение индекса потребления топлива. На большей части ВЕР и ЗС существенного изменения ветроэнергетического потенциала не ожидается.

Показано, что в конце XX в. усилилась рециркуляция ветрового потока в приземном слое северо-восточного побережья Черного моря, что может способствовать скоплению загрязняющих веществ в воздухе и ухудшать состояние окружающей среды.

Результаты Главы 2 опубликованы в следующих работах:

Кислов А.В., Гребенец В.И., Евстигнеев В.М., Конищев В.Н., Сидорова М.В., **Суркова Г.В.**, Тумель Н.В. Последствия возможного потепления климата в XXI веке на севере Евразии // Вестн. Моск.ун-та. Сер.5. География. 2011. № 3. С. 3–8.

Кислов А., Гребенец В., Евстигнеев В., Малхазова С., Румянцев В., Сидорова М., Солдатов М., **Суркова Г.**, Шартова Н. Комплексная оценка последствий потепления климата XXI века на севере Евразии // Изменение климата. Европа, Северная Азия, Северная Америка. – 4-ые Европейские Диалоги в Эвиане / ред. М. Табо и А. Кислова. Eurcasia: Copy-Media, Eurcasia: Copy-Media. 2011. С. 83-96.

Кислов А.В., Евстигнеев В.М., **Суркова Г.В.** Прогноз климатических ресурсов // Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-Европейской равнины в условиях потепления XXI века. М.: Макс Пресс. 2008. С. 11–49.

Кислов А.В., **Суркова Г.В.** Последствия климатических изменений в 21 в. для сельского хозяйства по данным ансамбля моделей общей циркуляции атмосферы и океана // Материалы всероссийской научно-исследовательской конференции (с международным участием) «Методы оценки сельскохозяйственных рисков и технологии смягчения последствий изменений климата в земледелии». СПб.: 2011. С. 83–87.

Кислов А.В., **Суркова Г.В.** Возможности прогноза ветроэнергетического потенциала на Восточно-Европейской равнине моделями общей циркуляции атмосферы и океана, перспективы ветроэнергетики в связи с изменениями климата // Всероссийская научная конференция «Исследование процессов в нижней атмосфере при помощи высотных сооружений». 8–10 октября 2008 г.

Кислов А.В., **Суркова Г.В.** Пространственно-детализированный климатический прогноз температуры воздуха и осадков Восточной Сибири на основе учета локальных особенностей подстилающей поверхности // Метеорология и гидрология. 2009. № 3. С. 43–51

Суркова Г.В. Особенности глобальной циркуляции в период оптимума голоцена и позднелейстоценового криохрона по данным моделей общей циркуляции атмосферы // Метеорология и гидрология. 2003. N 6. С. 18-31.

Суркова Г.В. Термические ресурсы // Кислов А.В. и др. Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-Европейской равнины в условиях потепления XXI века. М.: Макс Пресс. 2008. С. 114–136.

Суркова Г.В. Гидротермические ресурсы Восточно-Европейской равнины при потеплении XXI века // Кислов А.В. и др. Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-Европейской равнины в условиях потепления XXI века. М.: Макс Пресс. 2008. С. 137–166.

Суркова Г.В. Прогноз изменений ветроэнергетических ресурсов // Кислов А.В. и др. Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-Европейской равнины в условиях потепления XXI века. М.: Макс Пресс. 2008. С. 208–213.

Суркова Г.В. Климатические ресурсы Европейской России и Западной Сибири в первой половине XXI века // Эколого-географические последствия глобального потепления климата XXI века на Восточно-Европейской равнине и в Западной Сибири / Под ред. Н.С. Касимова, А.В. Кислова. М: МАКС Пресс. 2011. С.118-166.

Суркова Г.В. Ветровой режим прибрежной зоны Черного моря как фактор загрязнения воздуха в нижнем слое атмосферы // Вестник Московского университета. 2011. Серия 5: География. № 6. С. 26–33.

Kislov A.V., Evstigneev V.M., **Surkova G.V.** Experience of the forecast of water and power resources changes at warming of the 21st century // Sci.China Ser E-Tech Sci. 2009. Vol. 52. № 11. С. 3224–3233.

Kislov A.V., **Surkova G.V.** Space-detailed climatic forecasting of air temperature and precipitation in Eastern Siberia on the basis of accounting for local features of the underlying surface // Russian Meteorology and Hydrology. Allerton Press Inc. (United States). 2009. Vol. 34. № 3. С. 165–170.

Kislov A., Grebenets V., Evstigneev V., Malkhazova S., Rumiantsev V., Sidorova M., Soldatov M., **Surkova G.**, Shartova N. Estimation systemique des consequences du rechauffement climatique au XXI siecle dans le Nord Eurasien // Le Changement Climatique. Europe, Asie Septentrionale, Amerique du Nord. – Quatriemes Dialogues Europeens d’Evian / ed. per M. Tabeaud et A. Kislov. Eurcasia: Copy-Media. 2011. P. 75–88.

Kislov A., Tarasov P.E., **Sourkova G.V.** Pollen and other proxy-based reconstructions and PMIP simulations of the last glacial maximum mean annual temperature: an attempt to harmonize the data-model comparison procedure // Acta Palaeontologica Sinica. 2002. Vol. 41. P. 539-545.

Surkova G.V. Changes of the zonal atmospheric circulation at the Last Glacial Maximum as it is simulated by atmospheric global circulation models in PMIP // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling / Ed. J. Côté. WMO/TD – WGNE Blue Book. 2003. Revised edition.

Глава 3. Климатические ресурсы Арктики

Исследуется изменение климатических ресурсов (КР) Арктики на фоне прогнозируемого глобального потепления климата в XXI веке. Особое внимание уделяется таким показателям КР, которые рассчитываются на основе сведений о температуре, осадках, ветре. Подробно рассматриваются суточные экстремумы приземной температуры воздуха, годовые суммы температуры воздуха в различных диапазонах и продолжительность периодов с такой температурой, индекс потребления топлива, количество и вид атмосферных осадков, выпадающих при различной температуре воздуха, и число дней с такими осадками, ветроэнергетический потенциал. Расчет КР выполнен на основе климатического прогноза ансамбля климатических моделей проекта CMIP5 для сценария RCP8.5. Для оценки КР использованы ежедневные модельные данные о температуре воздуха и суточной сумме осадков за период 1950–2100 гг. в широтной зоне 60–90 град. с.ш. Впервые получены результаты комплексного прогноза климатических ресурсов Арктики. Результаты по ветроэнергетическим ресурсам в данной главе представлены для той части КР, которые определяются на основе средних суточных значений скорости ветра. Экстремально высокие скорости ветра в Арктике и их климатический прогноз рассматриваются отдельно в Главе 5.

Исследование сурового климата Арктики всегда сопряжено с трудностями, связанными как с вопросами организации наблюдений, так и со сравнительно малым числом метеорологических станций. Большой вклад в работу в области изучения арктической атмосферы внесли российские и советские ученые, в числе которых Г. Я. Вангенгейм, С. С. Гайгеров, А. А. Гире, Б. Л. Дзердзеевский, И. М. Долгин, З. М. Прик и др. [Алексеев и др., 2015; Гайгеров, 1962, 1964; Гирс, 1971, 1974; Дзердзеевский, 1945, 1941-45, 1975; Долгин, 1968; Прик, 1965]. В последние годы, благодаря увеличению объема фактического материала наблюдений на многократно выросшей сети аэрометеорологических, береговых и дрейфующих станций, а также совершенствованию методов анализа, получены новые оценки климата Арктики [Второй, 2014, Глава 1.8. «Климат Арктики»]. Существенный вклад в развитие синоптико-климатологических методов для исследования особенностей общей циркуляции атмосферы Арктики внесли работы [Семенов Е.К. и др., 2013, 2015]. Несмотря на расширение сети

наблюдений, многие территории Арктики остаются ими не охвачены, поэтому мощным инструментом выступают модели климата [Елисеев, Семенов В.А., 2016], позволяющие рассчитать показатели состояния атмосферы и других компонентов климатической системы в современных условиях, а также для экспериментальных гипотетических сценариев развития природной среды.

Возвращение пристального внимания к Арктике в последние годы и рост востребованности сведений о ее климатическом состоянии в настоящем и будущем вызван как природными изменениями, которые активно происходят в полярных районах на фоне глобального потепления климата [Алексеев и др., 2015; Второй, 2014; IPCC, 2013], так и экономическими причинами [Горячко, 2015; Бабурин и др., 2015].

Потепление в приземной атмосфере в Арктике выражено гораздо, сильнее, чем в среднем по земному шару, получив название «арктическое усиление» [Bekryaev et al., 2010]. В последние годы в связи с потеплением в Арктике отмечаются существенные изменения в распространении, режиме и структуре снежного покрова [Bokhorst, 2016]. Например, сокращение продолжительности залегания снежного покрова в Арктике в среднем происходит со скоростью 3–5 дней/10 лет, в частности за счет более раннего снеготаяния весной и более позднего установления его осенью [Derksen et al., 2015]. За период 1982-2011 гг. на евразийском участке Арктики продолжительность залегания снежного покрова сократилась на 12.6 сут, в Северо-Американском – на 6.2.сут. [Barichivich et al., 2013]. Общий рост температуры в Арктике увеличил потенциал роста повторяемости зимних оттепелей, раннего схода снега, выпадение жидких и смешанных осадков в период залегания снежного покрова [Liston, Niemstra, 2011]. За последние годы отмечается быстрое сокращение площади морского льда в сентябре [Алексеев и др., 2009], за 30 лет оно составило в среднем 40% [Perovich et al., 2014], а его толщина с 1975 по 2012 гг. уменьшилась на 85% [Lindsay, Schweiger, 2015]. Большое количество современных исследований посвящено связи изменения морского льда Арктики и изменениям погоды и климата средних и полярных широт [например, Budikova, 2009; Petoukhov, Semenov V.A., 2010; Bader et al., 2011; Vihma, 2014; Walsh, 2014; Cohen et al., 2014 и др.]. С уменьшением площади арктических льдов связывают и изменения в общей циркуляции атмосферы средних и высоких широт и экстремальные зимы [например, Francis, Vavrus, 2012]. Однако до сих пор продолжаются дискуссии, до какой степени эти изменения обязаны антропогенному воздействию на содержание парниковых газов в атмосфере, а до какой – естественной изменчивости на различных временных масштабах [Eliseev, Mokhov, 2011; Screen, Simmonds, 2013; Semenov V.A., Latif, 2012; Семенов В.А. и др., 2014] или положительным обратным связям, способным вызвать резкие колебания климата [Semenov V.A. et al., 2009].

В настоящей главе проявление глобальных изменений климата в XXI веке в Арктике обсуждается с позиции изменения климатических ресурсов региона с учетом его географических особенностей. Поэтому перечень показателей КР несколько отличается от тех, что использовались для ВЕР и ЗС. Для Арктики большее внимание уделяется характеристикам холодного периода, а с учетом более высокого по сравнению с ВЕР и ЗС ветроэнергетического потенциала и повышенной повторяемости высоких значений скорости ветра режима ветра, средние показатели которого в основном рассмотрены также в этой главе, а экстремальные – в Главе 5.

Прогноз изменений климатических ресурсов XXI века выполнен по результатам вычислительных экспериментов международного проекта CMIP5 [Taylor, 2012]. Согласно полученным в рамках CMIP5 прогнозам основных климатических характеристик именно в Арктике предполагаются наиболее заметные флуктуации не только с точки зрения климата, но всей климатической системы, включая гидросферу, биосферу, криосферу, педосферу. Это не может не повлиять на различные направления хозяйственной и иной деятельности стран, участвующих в освоении природных ресурсов Арктики. Впервые представлены результаты комплексной оценки климатических ресурсов российского сектора Арктики, уточняющие и дополняющие оценки изменений климата, сделанные ранее для этого региона [Второй, 2014; IPCC, 2013].

3.1. Материалы и методы

Среди основных вычислительных экспериментов CMIP5, важных с точки зрения оценки дальнейшего отклика Арктики на изменения климата, были использованы следующие (подробнее описаны в Главе 1):

- эксперимент *historical* (1850–2006 гг.), изменение внешних воздействий на климат задано в соответствии с наблюдениями;
- эксперимент по сценарию RCP8.5 (2006–2100 гг.) [Moss et. al., 2008].

Выбор сценария RCP8.5 для оценки изменений СВП обусловлен тем, что он является наиболее «жестким» среди сценариев, оцениваемых в численных экспериментах CMIP5, в плане возможного воздействия внешних, в том числе антропогенных, факторов на климатическую систему с учетом политики регулирования выбросов парниковых газов. Такое интенсивное внешнее воздействие позволяет получить большой и статистически значимый отклик на увеличение концентрации парниковых газов. Радиационный форсинг численных экспериментов RCP8.5 выражен в задании увеличения концентрации парниковых газов в атмосфере до такой степени, что к концу XXI века их роль в радиационном балансе возрастает на $8,5 \text{ Вт/м}^2$, а концентрация парниковых газов в эквиваленте CO_2 составит 1370 единиц.

Подробный сравнительный анализ результатов моделей CMIP5, где особое внимание уделяется качеству воспроизведения климатических условий в Российской Федерации и в Арктике, можно найти в работах [Павлова и др., 2014; Мелешко, Говоркова, 2013; Анисимов, Кокорев, 2013; Bintanja, Selten, 2014 и др.].

Согласно оценочному докладу МГЭИК [IPCC, 2013] при сценарии RCP8.5 к середине XXI века ожидается повышение средней глобальной приземной температуры примерно на 2 °С по сравнению с 1986–2005 гг., а к 2100 г. – примерно на 4 °С. Для Арктики согласно данному сценарию ожидается значительно более интенсивное потепление климата, к концу XXI века, в зависимости от регионов его величина составит 5–10 °С. Также для Арктики ожидается значительное (на 20–50%) увеличение среднего количества атмосферных осадков и, что особенно важно, сокращение до нуля минимальной (наблюдаемой в сентябре) площади морского в Северном Ледовитом океане начиная с 70х годов XXI века [IPCC, 2013].

Исследование выполнено для широтной зоны 60–90°с.ш.

Подробный сравнительный анализ результатов моделей CMIP5, где особое внимание уделяется качеству воспроизведения климатических условий в Российской Федерации и в Арктике, можно найти в работах [Анисимов, Кокорев, 2013; Мелешко, Говоркова, 2013; Павлова и др., 2014; Bintanja, Selten, 2014 и др.]. С учетом результатов этих и других авторов, а также исходя из наличия необходимых данных в открытом доступе на интернет-портале CMIP5 [http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/data_portal.html], был собран ансамбль, в который вошли следующие модели (таблица 3.1).

Таблица 3.1. Список моделей климатической системы CMIP5, по данным которых рассчитывались показатели климатических ресурсов

Модель	Научный центр, страна	Пространственное разрешение, градусы широты и долготы
ACCESS1.0	Центр исследования погоды и климата (CAWCR), Australia	1,25 x 1,875
ACCESS1.3	То же	1,25 x 1,875
bcc-csm1-1m	Климатический центр, Китайская метеорологической администрации, Китай	2,79 x 2,8125
BNU-ESM	Колледж наук о глобальных изменениях и земной системе, Китай	1,12 x 1,125
CanESM2	Канадский центр моделирования и анализа климата, Канада	2,79 x 2,8125
CMCC-CESM	Европейско-Средиземноморский центр климата и окружающей среды, Италия	2,79 x 2,8125

Продолжение таблицы см. на следующей странице

CMCC-CMS	То же	3,7 x 3,75
CNRM-CM5	Национальный центр климатических исследований /Европейский центр исследований и подготовки научных кадров, Франция	1,865 x 1,875
CSIRO-Mk3.6.0	Научно-промышленная исследовательская организация / Квинсленд центр передового опыта по изменению климата, Австралия	1,4 x 1,40625
INMCM4	Институт вычислительной математики РАН, Россия	1,5 x 2,0
IPSL-CM5A-LR	Институт Пьера–Симона Лапласа, Франция	1,865 x 1,875
IPSL-CM5B-LR	– “ –	1,25 x 1,875
MIROC-ESM	Институт исследований атмосферы и океана (Университет Токио), Национальный институт исследований окружающей среды, Агентство по науке и технологии исследований океана и суши, Япония	1,5 x 2,0

Результаты расчетов изменений климатически обусловленных природных ресурсов представлены в виде средних отклонений соответствующих показателей для 2081–2100 гг., от базового периода 1986–2005 гг., и включают три раздела: 1) термические показатели, 2) осадки, 3) ветер и ветроэнергетические показатели (Таблица 3.2). Рассмотрим полученные результаты.

Таблица 3.2. Показатели состояния климатических ресурсов Арктики

Термические характеристики	
1.	Средняя многолетняя годовая средняя суточная температура воздуха
2.	Средняя многолетняя месячная средняя суточная температура воздуха
3.	Минимальная средняя суточная температура воздуха, С
4.	Максимальная средняя суточная температура воздуха, С
5.	Годовая амплитуда средней суточной температуры воздуха, С
6.	Годовая сумма положительных температур воздуха, С, градусо-дни
7.	Годовая сумма отрицательных температур воздуха, С, градусо-дни
8.	Годовая сумма температур за вегетационный период ($T > 10^{\circ}\text{C}$), градусо-дни
9.	Число дней в году со средней суточной температурой воздуха $t < 0^{\circ}\text{C}$
10.	Число дней в году со средней суточной температурой воздуха $t > 0^{\circ}\text{C}$
11.	Число дней в году со средней суточной температурой воздуха $t > 5^{\circ}\text{C}$
12.	Число дней в году со средней суточной температурой воздуха $t > 10^{\circ}\text{C}$
13.	Число дней в году со средней суточной температурой воздуха $-5 < t < 5$
14.	Индекс потребления топлива. для $t < 18^{\circ}\text{C}$, градусо-дни
Характеристики увлажнения	
1.	Средняя многолетняя годовая сумма осадков
2.	Средние многолетние месячные суммы осадков
3.	Среднее годовое количество осадков при температуре $t > 0$
4.	Среднее годовое количество осадков при температуре $t < 0$
5.	Среднее годовое количество осадков при температуре $t > 5$
6.	Среднее годовое количество осадков при температуре $t > 10$
7.	Смешанные осадки: среднее годовое количество осадков при температуре $-5 < t < 5$
Ветроэнергетические показатели	
1.	Средняя многолетняя годовая скорость ветра, м/с
2.	Средние многолетние месячные скорости ветра, м/с
3.	Удельная мощность ветрового потока по средним месячным скоростям, Вт/м ²

3.2. Термические ресурсы

Оценка температурного режима для целей различных отраслей науки и производства начинается с анализа данных о средних значениях температуры воздуха. На основе этих сведений формируется общее представление о тепловых ресурсах за год или отдельные периоды. Базовыми показателями такого рода являются средние годовые и средние месячные температуры. Они представлены в отчетах МГЭИК для ансамбля моделей [IPCC, 2013], исследованы в отдельных работах для отдельных моделей климата. Например, в работах по результатам модели INMCM4 Института вычислительной математики РАН [Володин, 2007; Володин, 2009; Володин и др., 2010; 2013; Гусев, 2009] показано, что величина глобального потепления в конце XXI века составляет около 3.4 К. При таком сценарии океан переносит на 0.05–0.15 ПВт меньше тепла из тропиков в более высокие широты, что является компенсацией увеличения потока тепла в атмосфере, которое, в свою очередь, происходит из-за увеличения потока скрытого тепла. Уменьшение потока тепла к полюсам в океане выражается и в уменьшении интенсивности меридиональной циркуляции в Атлантике в конце XXI века. Прогнозируется существенный тренд на понижение расхода вод через Берингов и Флоридский проливы. В работе А.В. Елисеева и В.А. Семенова [2016] показано по результатам ансамбля моделей CMIP5, что при умеренном сценарии атмосферного воздействия ожидаемое среднегодовое приземное потепление региона севернее 60° с.ш. к 2040–2049 гг. относительно 1981–2000 гг. (к 2090–2099 гг. относительно 2040–2049 гг.) в среднем по ансамблю составит от 2.9 до 4.0°C (от 1.3 до 1.7°C). Максимальное увеличение температуры при этом происходит зимой, соответственно от 3.4 до 4.6°C (от 1.9 до 2.2°C). Площадь морского льда в северном полушарии в сентябре в среднем по ансамблю при этом соответственно уменьшится до 0.7–2.2 млн км² (0.3–1.3 млн км²), а в марте до 11.4–13.2 млн км² (10.2–12.2 млн км²).

В настоящей работе исследования предыдущих авторов дополнены. В частности, показано изменение режима максимальной и минимальной температуры воздуха, ее суточной и годовой амплитуды. Широкое применение в разных отраслях получили суммы температур воздуха и продолжительность периодов с определенной средней суточной температурой – один из основных показателей термических ресурсов территории. Эти показатели также активно используют в качестве предиктора при расчетах зависящих от них биологических, экономических и других характеристик. Рассчитаны прогнозы продолжительности периодов для разных диапазонов температуры воздуха.

Согласно результатам, средние значения температуры воздуха к концу века постепенно увеличиваются во все месяцы года практически по всей Арктике (Рис. 3.1). Аномалии средней январской температуры и средней годовой возрастают в направлении полюса до 14–16 °C и более (2081–2100 гг.).

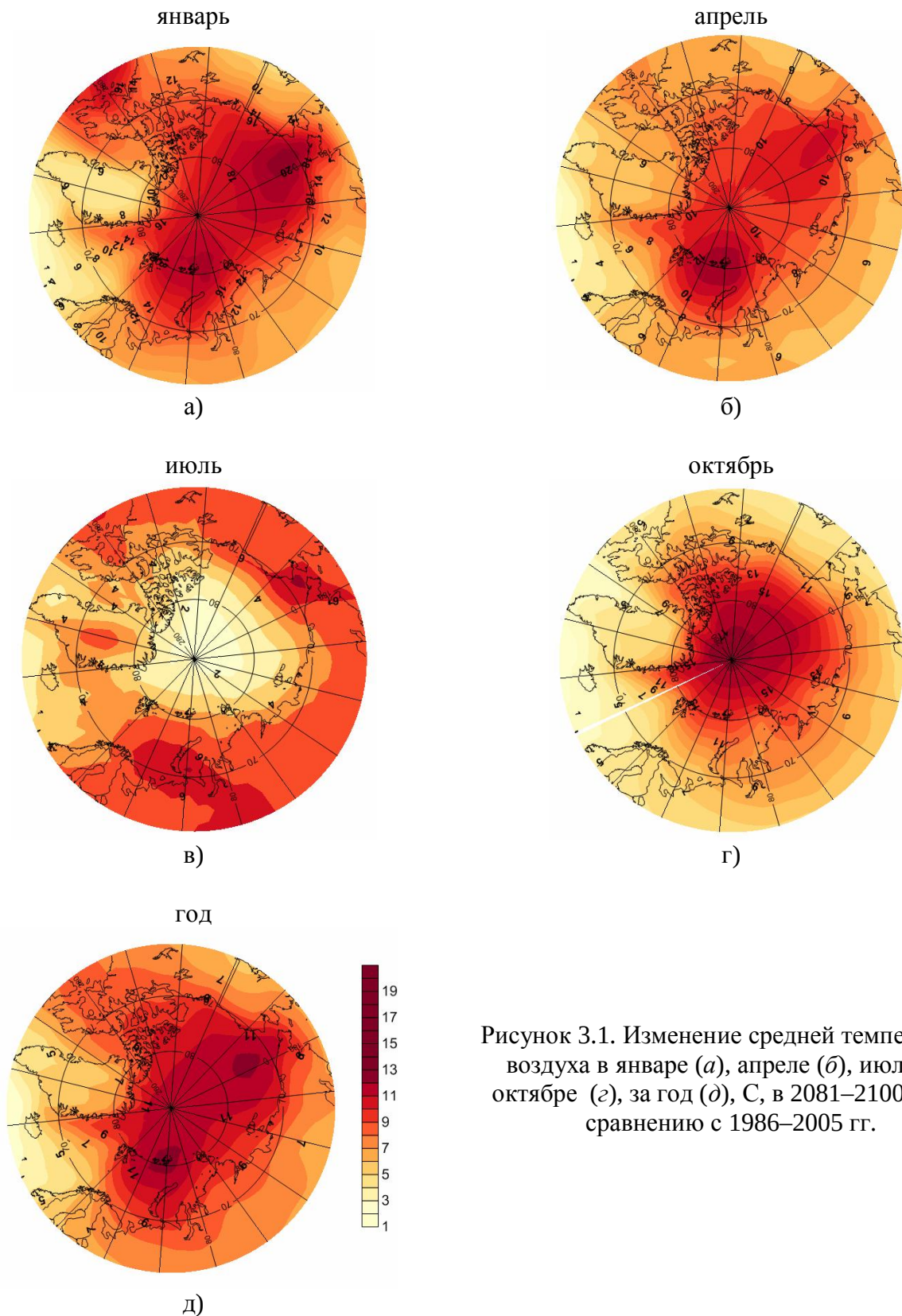


Рисунок 3.1. Изменение средней температуры воздуха в январе (а), апреле (б), июле (в), октябре (г), за год (д), С, в 2081–2100 гг. по сравнению с 1986–2005 гг.

Причина согласованности годового тренда и январских температур в том, что лето короткое и средние годовые значения определяются больше холодным сезоном. Конфигурация апрельских аномалий продолжает нести черты холодного сезона. Структура поля летних аномалий иная – они больше всего выражены над Баренцевым, Карским, Чукотским морями (7–

9 °С), на большей части морской акватории они составляют 2–4 °С и повсеместно убывают к северу. На побережье Евразии величина аномалии убывает с запада на восток. Это связано с тем, что наиболее заметные изменения над морями связаны с уменьшением площади морского льда и сдвигом его границы к полюсу. Максимальные аномалии приходятся на те районы, которые по прогнозу освободятся ото льда. Более выраженные аномалии над сушей летом связаны с уменьшением площади снежного покрова. К осени материковая часть Арктики выхолаживается быстрее морской, поэтому структура поля аномалий в октябре вновь приобретает черты, свойственные холодному периоду –положительные их значения возрастают в направлении к полюсу.

Повсеместно возрастают значения годовых экстремумов средней суточной температуры воздуха (Рис. 3.2), в особенности в северном секторе Баренцева моря, постепенно ослабевая к востоку, а также над Чукотским морем. Значения минимальной температуры к концу века увеличиваются в большей степени, чем максимальные, поэтому годовая амплитуда температуры повсеместно уменьшается (Рис.3.3), особенно выражены аномалии на севере Баренцева, Карского и Чукотского морей.

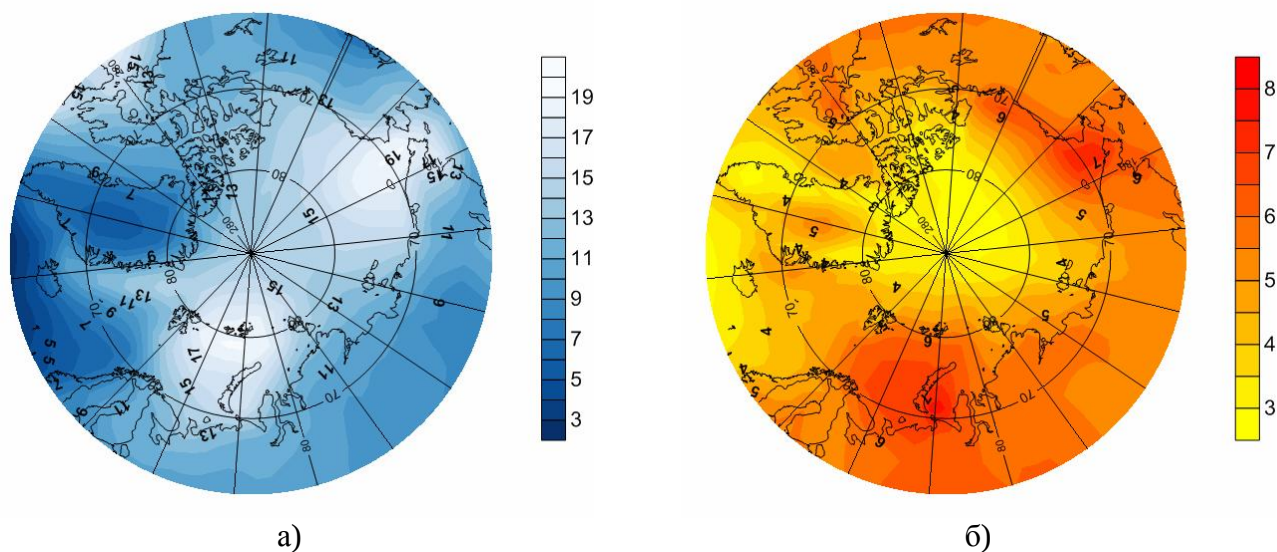


Рисунок 3.2. Изменение минимальной (а) и максимальной (б) средней суточной температуры воздуха, С, в 2081-2100 гг. по сравнению с 1986-2005 гг.

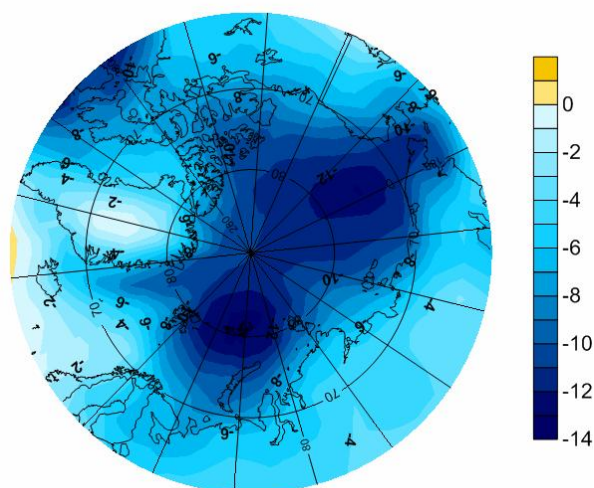


Рисунок 3.3. Изменение годовой амплитуды средней суточной температуры воздуха, С, в 2081-2100 гг. по сравнению с 1986-2005 гг.

Наибольший рост годовой суммы положительных температур отмечается над Баренцевым и Норвежским морями (Рис.3.4). Отдельно стоит отметить, что часть этой положительной аномалии приходится на холодный период (Рис. 3.4б). В холодное время года с такими днями связаны оттепели, которые могут приводить к неблагоприятным метеорологическим и гидрологическим явлениям (гололед, подтопления и др.). Доля аномалий числа дней с $t > 0^{\circ}\text{C}$ в период октябрь–апрель по отношению к аномалии за весь год наиболее высока над Северной Атлантикой, Норвежским, Баренцевым и Карским морями, Скандинавией и севером Европейской территории России (Рис. 3.5в). Не менее 25–30% составляет она над азиатской частью Российской Арктики как над сушей, так и над морями.

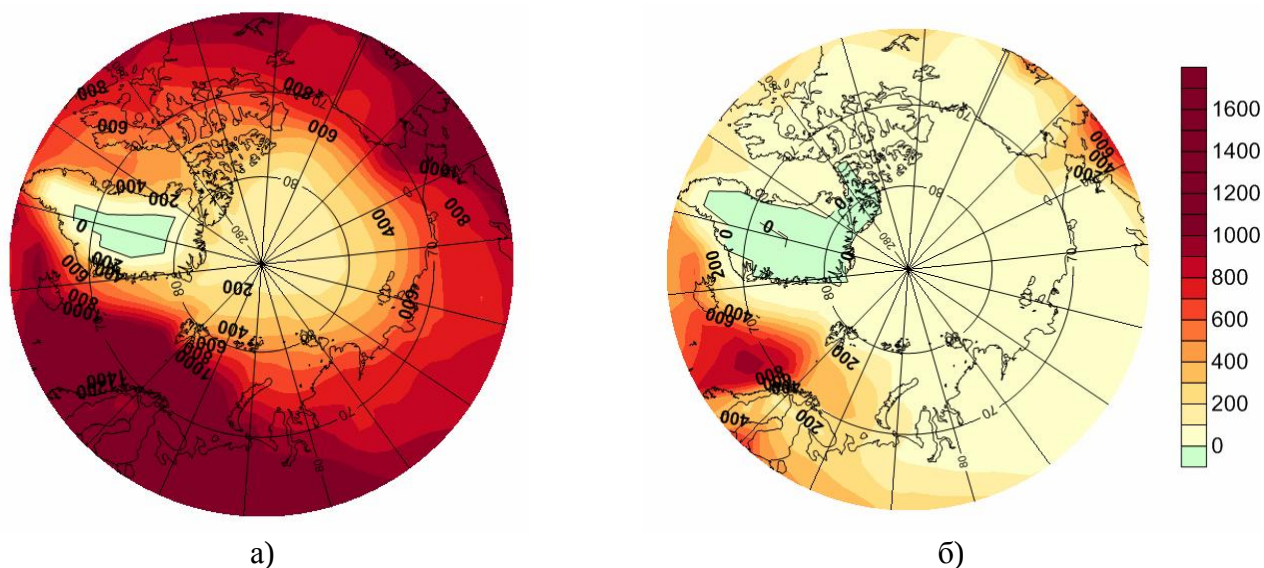


Рисунок 3.4. Изменение суммы положительных температур за год (а), за период октябрь–апрель (б), градусо-дни, в 2081-2100 гг. по сравнению с 1986-2005 гг.

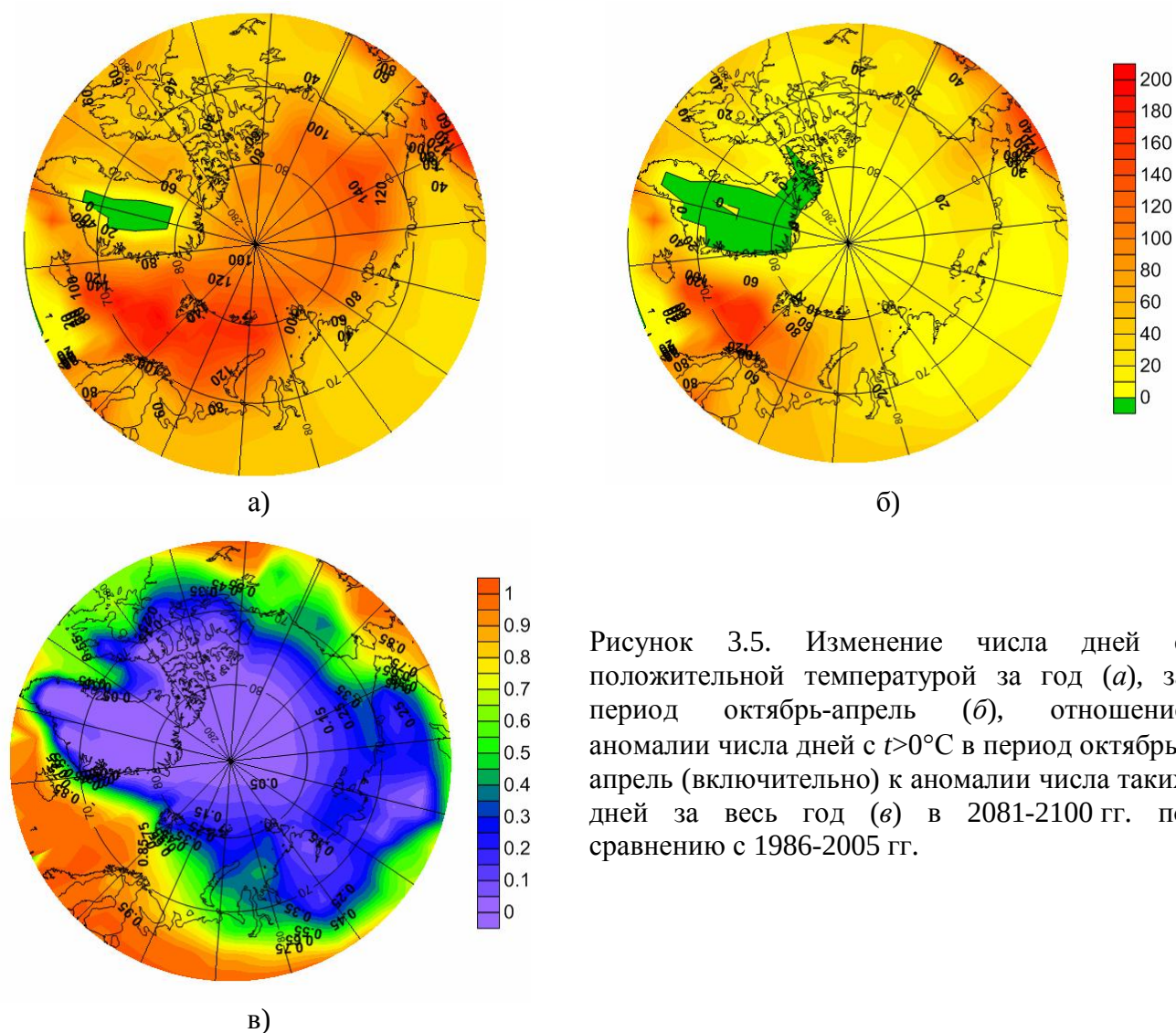


Рисунок 3.5. Изменение числа дней с положительной температурой за год (а), за период октябрь-апрель (б), отношение аномалии числа дней с $t > 0^\circ\text{C}$ в период октябрь-апрель (включительно) к аномалии числа таких дней за весь год (в) в 2081-2100 гг. по сравнению с 1986-2005 гг.

Число дней со средней суточной температурой ниже нуля уменьшается повсеместно, но наибольшие аномалии отмечаются на севере Баренцева и над Гренландским морем в поясе $75\text{--}80^\circ\text{с.ш.}$ Для этой же территории характерно наиболее заметное увеличение к концу XXI века числа дней с температурой больше 0°C , 5°C и 10°C (Рисунок 3.6).

Особое значение имеет диапазон температуры $-5 < t < 5^\circ\text{C}$, так как при этом могут выпадать смешанные осадки, развиваться опасные гололедные явления. Поле аномалий числа дней с такими температурами включает территории с разными знаками отклонений (Рисунок 3.6г). Над Норвежским морем общий рост температуры таков, что к середине и к концу XXI века она гораздо чаще, чем в современном климате выходит за рамки $-5 < t < 5^\circ\text{C}$, поэтому число дней с такой температурой к концу века здесь уменьшается. Над большей частью остальной части Арктики, напротив, рост температуры приводит к увеличению повторяемости дней с температурой около нуля.

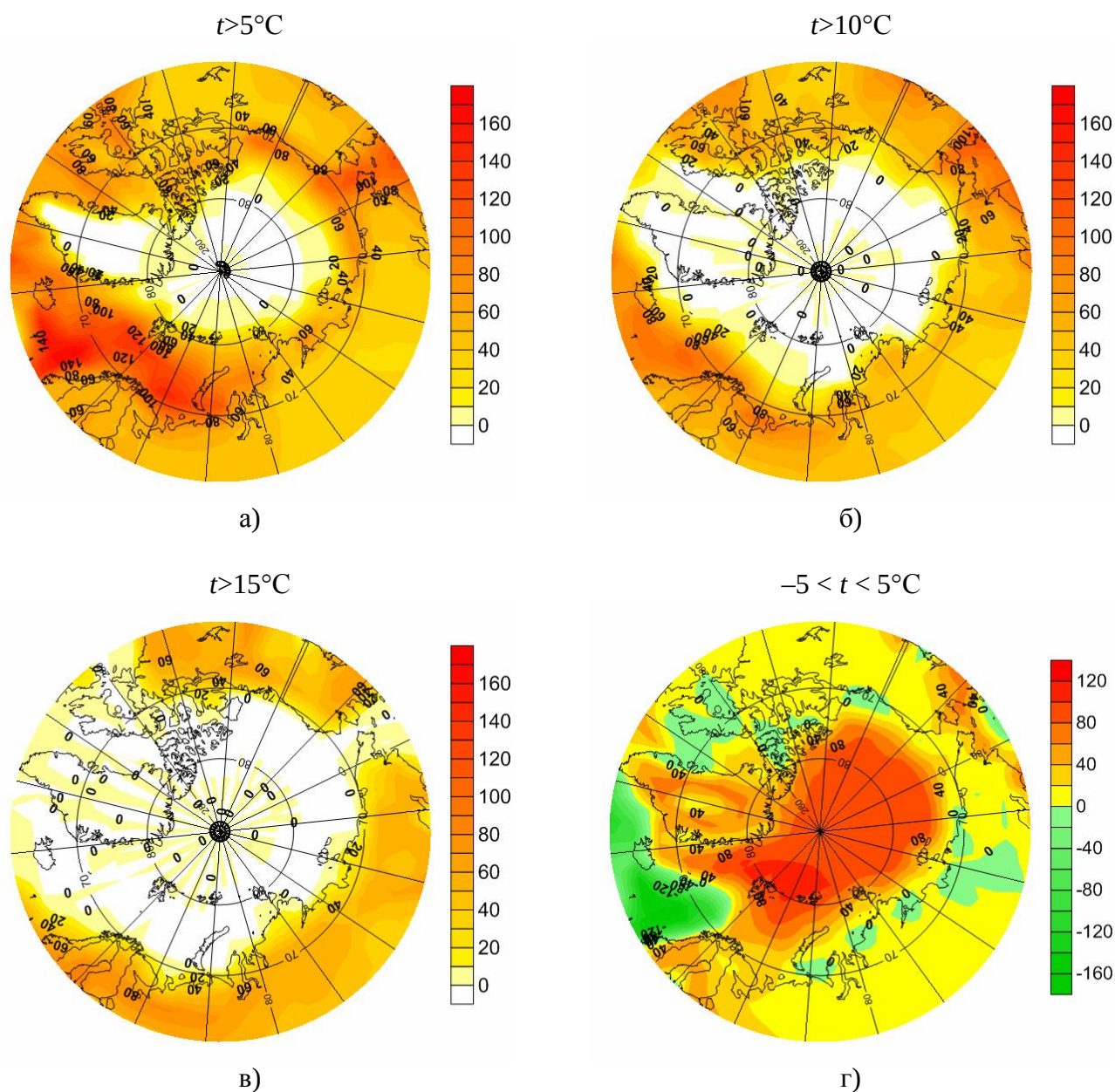


Рисунок 3.6. Изменение числа дней в году с температурой $t > 5^\circ\text{C}$ (а), $t > 10^\circ\text{C}$ (б), $t > 15^\circ\text{C}$ (в), $-5 < t < 5^\circ\text{C}$ (г) в 2081-2100 гг. по сравнению с 1986-2005 гг.

Информативным показателем для энергетики является индекс потребления топлива (градусо-дни), в некоторых странах называемый индексом нагревания, представляющий модуль суммы отрицательных отклонений температуры от 18°C [Справочник, 2005]:

$$ИПТ = \sum |t - 18| ,$$

где t – средняя суточная температура воздуха, $^\circ\text{C}$. Суммирование производят по дням, когда $t < 18^\circ\text{C}$. Температура воздуха 18°C служит порогом комфортности в отношении отапливаемых помещений. Величина отклонения реальной температуры воздуха в сторону уменьшения от этой величины пропорциональна затратам энергии на отопление. В связи с этим индекс

потребления топлива служит для относительной оценки количества необходимого топлива и затрат топливно-энергетического комплекса на эту сферу.

Прогнозируемый рост температуры влечет повсеместное уменьшение *ИПТ* (Рисунок 3.7), что к концу 21 века более всего заметно над Российским сектором Арктики, особенно, над Баренцевым, Карским и Чукотским морями как в абсолютных значениях, так и в относительных.

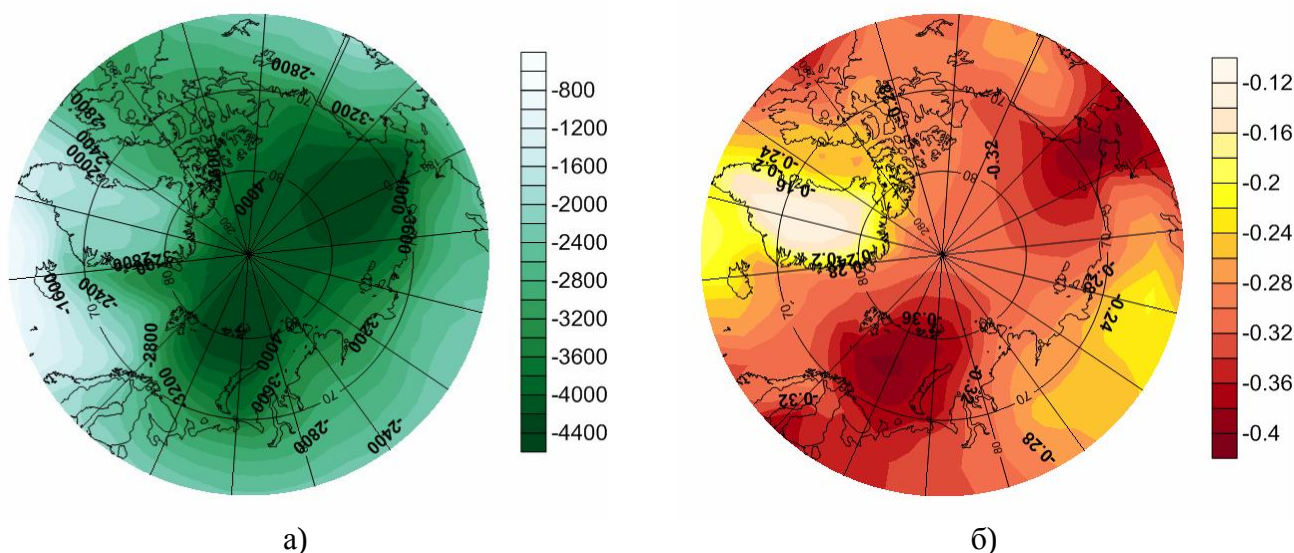
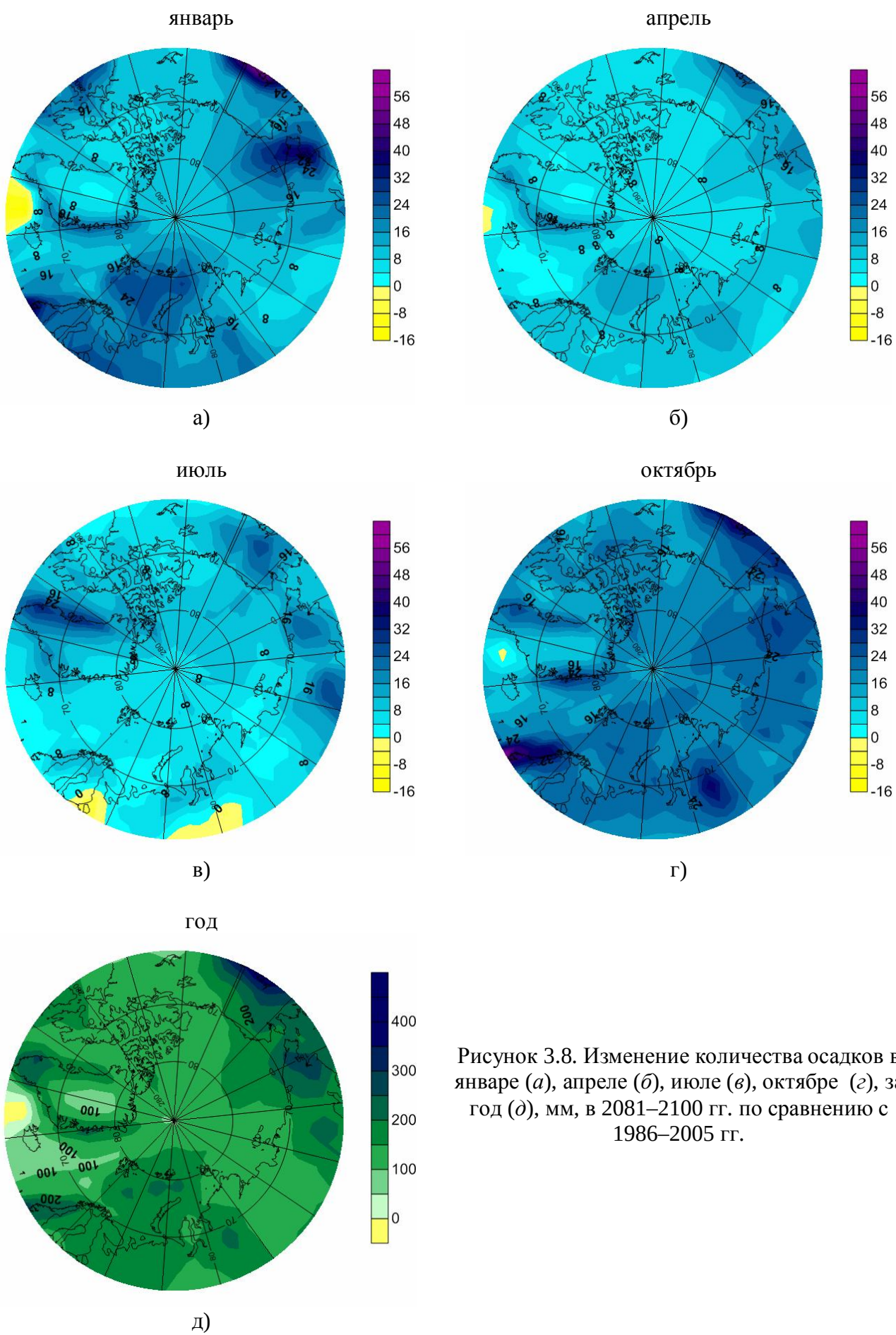


Рисунок 3.7. Изменение индекса потребления топлива (для дней с $t < 18^\circ\text{C}$), градусо-дни (а), доли единицы (б) в 2081-2100 гг. по сравнению с 1986–2005 гг.

3.3. Условия увлажнения

Прогностические аномалии средних годовых сумм осадков усиливаются к концу XXI века практически по всей Арктике (Рисунок 3.8), поскольку на фоне роста температуры возрастает испарение и, следовательно, влагосодержание атмосферного воздуха.

В холодный период зоны максимальных положительных аномалий более выражены, чем в теплый. Активизация скрытого переноса тепла от океана в атмосферу в этот сезон может приводить к увеличению бароклинности, усилению циклонической деятельности и росту количества осадков. Сдвиг границ морского льда, вдоль которых возникают благоприятные условия формирования мезомасштабных циклонов, также может привести и к смещению зон их наибольшей активности. Сдвигаются при этом и связанные с ними погодные явления, в том числе неблагоприятные (сильные осадки, высокие скорости ветра и др.) Наиболее заметные аномалии располагаются над Скандинавией, Баренцевым и Карским морями, а также в восточной части Евразийской Арктики – над Чукотским морем. В летний сезон можно отметить зоны наибольших положительных аномалий над Восточной Сибирью, Аляской, западной Гренландией.



Полезными характеристикой увлажнения помимо общих сумм осадков является их количество в периоды с различными значениями температуры воздуха. Рост температуры воздуха приводит к увеличению в Арктике числа дней с положительной температурой (Рисунок 3.5, 3.6) и увеличению количества осадков, выпадающих в этих условиях (Рисунок 3.9), т.е. возрастает вероятность выпадения их в жидком или смешанном виде. В то же время количество осадков, выпадающих при отрицательной температуре (т.е. преимущественно твердых или смешанных) уменьшается. Эти аномалии сильнее всего выражены над Норвежским и Баренцевым морями. Количество жидких осадков к концу века должно возрасти, поскольку возрастает число дней с температурой больше 5°C и 10°C . Наиболее заметно это в западном секторе Российской Арктики.

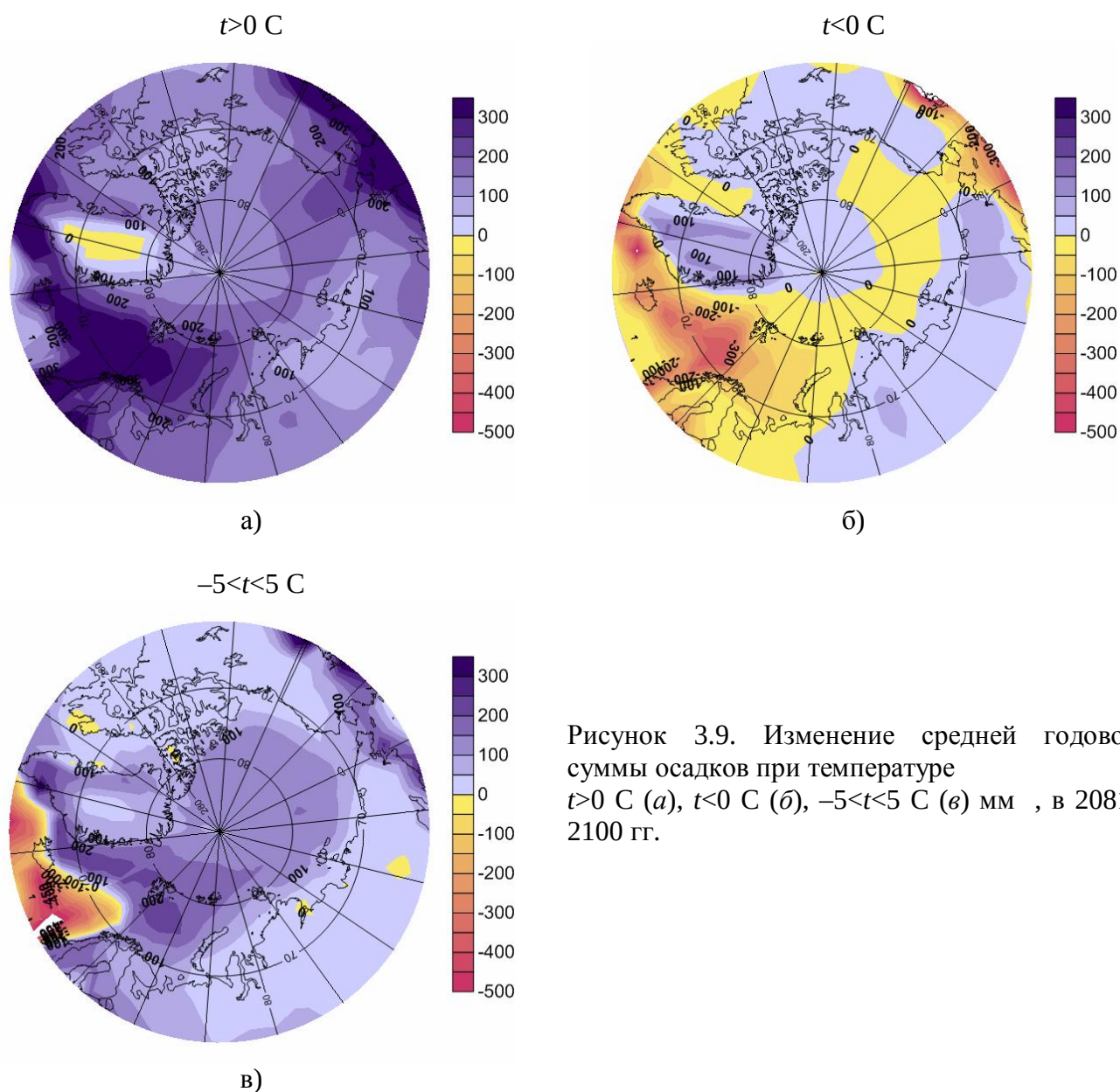


Рисунок 3.9. Изменение средней годовой суммы осадков при температуре $t > 0^{\circ}\text{C}$ (а), $t < 0^{\circ}\text{C}$ (б), $-5 < t < 5^{\circ}\text{C}$ (в) мм, в 2081-2100 гг.

Еще один важный показатель – осадки, выпадающие при температуре около 0 °С. Это может быть и ледяной дождь, и смешанные осадки, которые могут приводить к опасным гололедно-изморозевым явлениям. Согласно прогнозу на фоне роста температуры воздуха в Арктике возрастает число дней с температурой $-5 < t < 5$ °С (Рисунок 3.9), возрастает и годовое количество осадков за год, выпадающих в таких неблагоприятных условиях, что повышает риски, связанные с обледенением. Наибольший рост количества осадков такого типа предполагается к концу века в высоких широтах к северу от 80 °с.ш. Над Норвежским морем, напротив, аномалии отрицательны, поскольку здесь на фоне потепления повторяемость дней с температурой больше 5° С возрастает. На побережье аномалии выражены слабо, поскольку число дней в этом диапазоне температур меняется незначительно.

3.4. Ветроэнергетические ресурсы

В условиях естественной ограниченности ископаемых топливных ресурсов во всем мире усиливается интерес к возобновляемым природным источникам электроэнергии. С учетом растущих перспектив местного автономного энергообеспечения, ветер можно назвать одним из важных климатически обусловленных ресурсов такого рода. В последние годы интерес к ветроэнергетике постоянно возрастает. Этому способствует и желание человечества стать менее зависимым от исчерпаемых источников энергии, и увеличение мощности ветроэнергетических установок, и возможное снижение потенциала малой гидроэнергетики в связи с изменениями климата, что может сдвинуть вектор развития местного автономного энергообеспечения в сторону большего использования ветровых ресурсов [Кислов и др., 2008; Эколого-географические, 2011].

Для эффективной работы ветроэнергетической установки с одной стороны требуются значительные скорости ветра, поскольку далеко не вся энергия воздушного потока может быть использована, с другой – скорость ветра не должна превышать критический предел, чтобы установка не разрушилась. В среднем удельная выработка электрической энергии, в зависимости от конкретных условий местности, в течение года составляет 15–30% энергии ветра.

Ветроэнергетические возможности оцениваются на основе такого показателя, как удельная мощность ветрового потока, N_e , Вт/м², которая может быть рассчитана, используя модуль скорости ветра u и коэффициент вариации скорости ветра C_u , по следующей формуле [Рекомендации, 1989]:

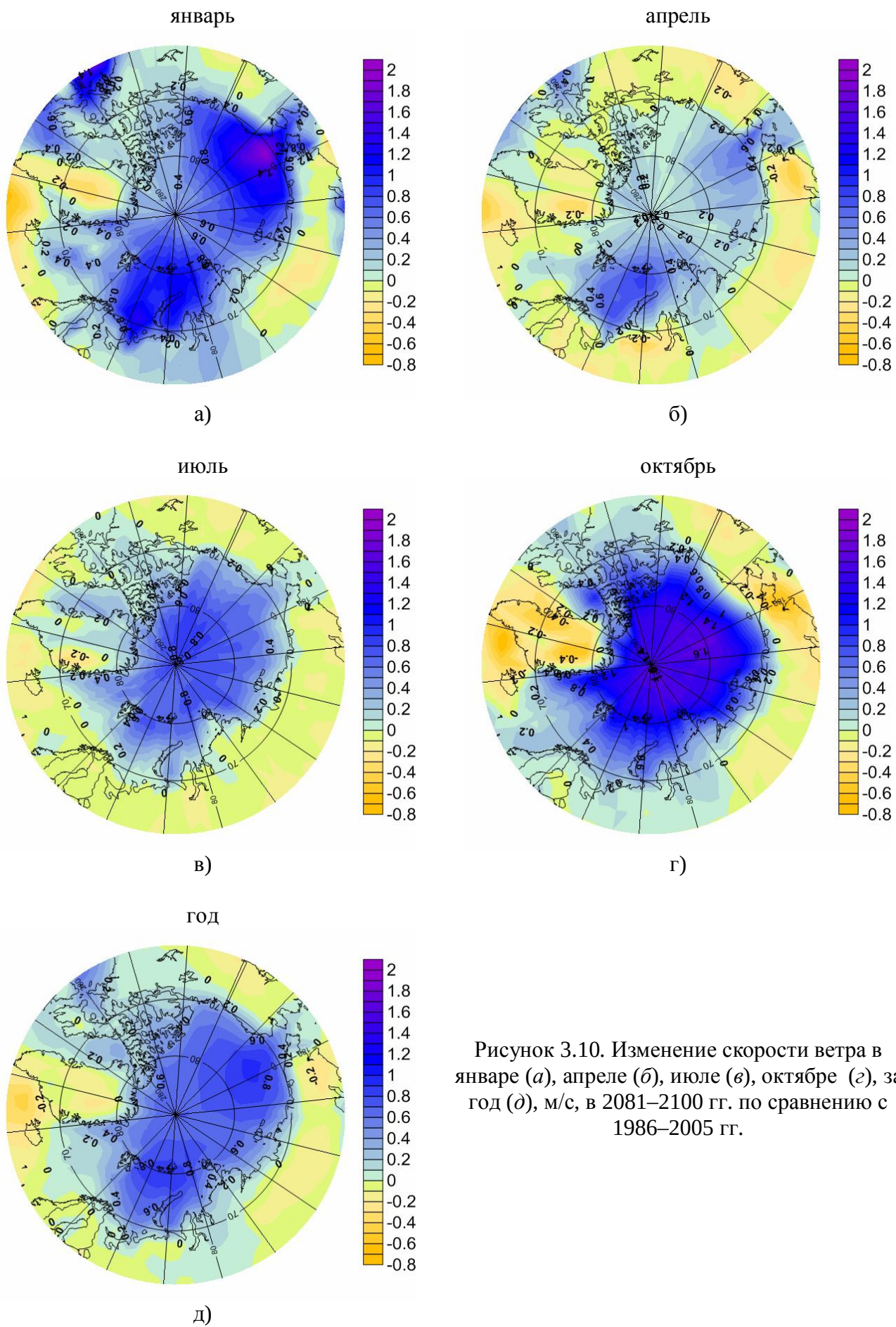
$$N_e = 0,613\bar{u}^3(1 + 3C_u^2 - 0,9C_u^3 + 2,9C_u^4).$$

Наибольшим ветроэнергетическим потенциалом обладают районы, где средняя месячная скорость ветра составляет более 3 м/с, а удельная мощность ветрового потока превышает 250 Вт/м².

Считается, что районы, где средняя суточная скорость ветра не превышают 3–3,5 м/с, неперспективны с позиций ветроэнергетики. С этой точки зрения, скорости ветра в приземном слое на большей части ВЕР и ЗС слишком малы для практического использования. Лишь на побережьях морей, в особенности на севере ВЕР, скорости значительно возрастают. В течение года наибольшие скорости отмечаются в осенне-зимний период, что связано с активизацией циклонической деятельности. Невелико на ВЕР и количество дней со средней суточной скоростью ветра, превышающей 10 м/с, за исключением уже отмечавшихся прибрежных районов.

Роль ветрового режима, с точки зрения ресурсных проблем, не исчерпывается энергетикой. С ним связаны опасные атмосферные явления. Учет ветровых нагрузок на высотные конструкции необходим при оценке расходов на строительные, ремонтные и погрузочно-разгрузочные работы. От скорости ветра зависит режим штормового волнения и нагонов. Рассмотрим возможные изменения ветровых условий к концу XXI века.

Согласно результатам модельного прогноза средняя годовая скорость ветра в Арктике существенно не изменится над континентальными районами, над морями знак аномалии преимущественно положительный (Рисунок 3.10). Наиболее выражен рост значений скорости ветра в холодный период. Зоны наибольших аномалий приурочены к Баренцеву, Карскому, Чукотскому морям. В июле аномалии близки к нулю над континентальными районами, в направлении к полюсу аномалии становятся положительными и возрастают с широтой, но не достигают таких больших значений, как в холодный период. Сложная картина аномалий может быть связана с перестройкой атмосферной циркуляции, вызванной заметным прогнозируемым уменьшением площади морского льда, а также в связи с этим с уменьшением шероховатости подстилающей поверхности и возможностью для более сильного разгона ветра над открытой водой. Широтность аномалий в теплый период может быть обусловлена как раз уменьшением ледовитости морей.



Поле аномалий удельной мощности ветрового потока в целом согласуется с полем изменения значений скорости ветра (Рисунок 3.11). К концу XXI века на большей части Российской Арктики предполагается увеличение ветроэнергетического потенциала. В холодный период особенно заметным увеличением характеризуются Европейский и Восточно-Сибирский морские секторы. В июле на большей части аномалии близки у нулю.

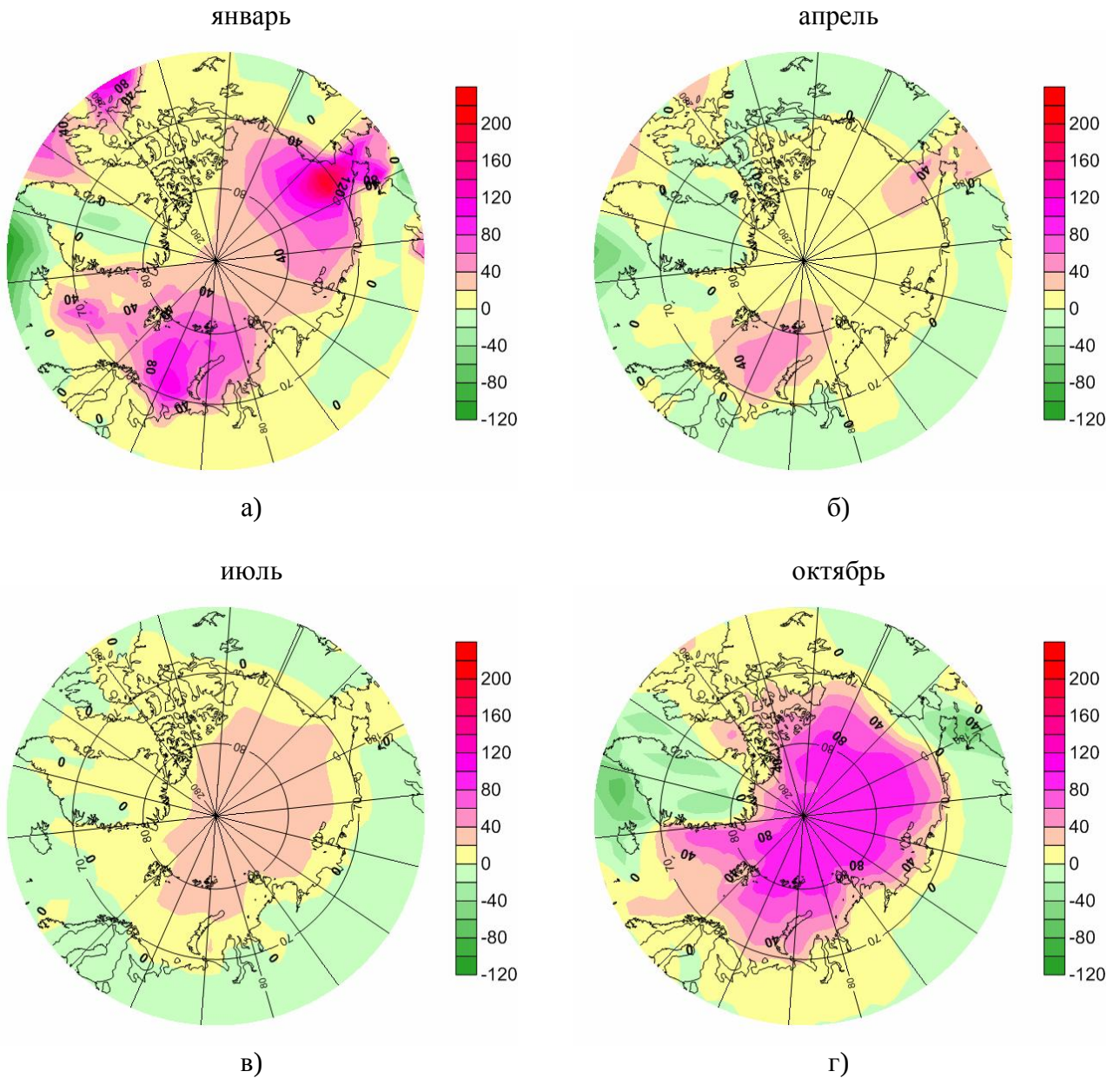


Рисунок 3.11. Изменение удельной мощности ветрового потока, Вт/м² в январе (а), апреле (б), июле (в), октябре (г), м/с, в 2081–2100 гг. по сравнению с 1986–2005 гг.

Итоги этой главы можно сформулировать следующим образом.

Пространственное распределение аномалий климатических ресурсов Арктики характеризуется существенной неоднородностью, которая может быть следствием региональных различий в уменьшении площади морского льда, его толщины и сплоченности, изменением режима энергообмена между атмосферой и океаном и атмосферной циркуляции, ослаблением меридионального переноса океанических вод в Северной Атлантике из низких широт в высокие. По различию реакции на сценарий изменения климата и направленности изменений можно выделить следующие секторы: Северо-Атлантический, Скандинавский, Баренцево и Карское моря, Центрально-Сибирский, Восточно-Сибирский, Канадский.

Наряду с пространственными, аномалии климатических ресурсов имеют выраженные сезонные различия. На большей части Арктики аномалии многих показателей КР сильнее выражены в холодный период.

Выявлены районы, где реакция показателей КР на общее потепление атмосферы в Арктике особенно заметна. Наиболее чувствительными к изменению климата по сценарию RCP8.5 являются Норвежское, Баренцево, Карское и Чукотское моря, где прогнозируемое к концу XXI в. уменьшение площади морского льда и его сплоченности по сравнению с современным климатом наиболее существенно. Наименьшие изменения КР можно ожидать над Гренландией, а также в районе Центрально-Сибирского сектора.

Даже в тех районах, где рост температуры меньше относительно других, показатели КР могут заметно меняться, так как происходит переход средних и экстремальных значений температуры воздуха в градации положительных значений. Этот переход существенно меняет климатический потенциал территории.

Получено, что на фоне увеличения количества атмосферных осадков повсеместно, за исключением морей, омывающих Северную Европу, прогнозируется рост их сумм при температуре $-5 < t < 5^{\circ}\text{C}$, возрастает и число дней в году с такой температурой. Это может способствовать росту повторяемости смешанных осадков и неблагоприятных гидрометеорологических явлений. Отрицательные аномалии осадков в этом диапазоне температуры над Севером Европы и примыкающими морями объясняются тем, что на фоне потепления повторяемость дней с температурой $-5 < t < 5^{\circ}\text{C}$ уменьшается.

Определено, что ветроэнергетический потенциал Арктики, в частности, ее российского сектора, в континентальных и прибрежных районах меняется слабо, но заметно возрастает в направлении к полюсу, особенно в секторе Баренцева и Карского морей, а также в районе Чукотского моря.

Результаты, изложенные в Главе 3, опубликованы в следующих работах

Атлас уязвимости объектов хозяйства в Арктике. Раздел «Климат» // Электронный атлас. Лаборатория комплексных эколого-географических исследований в Арктике / Под ред. С.А. Сократова. http://ael-msu.org/?page_id=166 (на русском языке), http://ael-msu.org/?page_id=367&lang=en (на английском языке).

Суркова Г.В. Климатические ресурсы современного климата в середине и конце 21 века как основа прогноза социально-важных показателей в Арктике // Меняющийся климат и социально-экономический потенциал Российской Арктики / Под ред. С.А. Сократова. Лига-Вент. Москва. 2015. С. 7-20.

Суркова Г.В., Крылов А.А. Изменение гидротермических климатических ресурсов Арктики на фоне потепления XXI века // Арктика и Антарктика. 2017. № 1. С. 47-61. DOI [10.7256/2453-8922.2017.1.22265](https://doi.org/10.7256/2453-8922.2017.1.22265).

Глава 4. Синоптические ситуации, сопровождающие штормовое волнение, и их климатический прогноз

Наряду с прогнозированием перестройки среднего состояния климатических условий, важную роль играет исследование перестройки режима экстремальных явлений при изменениях климата. Как отмечалось в главе 1, это востребованное направление климатического прогноза [МГЭИК, 2012; IPCC, 2012], однако здесь перспективы получения практически значимых результатов пока еще не полностью понятны. Проблема заключается в качестве модельных данных: как правило, модели недостаточно хорошо воспроизводят редкие, экстремальные случаи, относящиеся к краям функции распределения величины. Это связано, как считается, с недостаточным пространственным разрешением численных аппроксимаций уравнений климатических моделей, в результате чего, во-первых, теряется важное для правильного воспроизведения экстремальных явлений описание мелкомасштабных гидродинамических процессов (в частности, конвекции, гравитационных волн и др.), и, во-вторых, сглаженное представление в моделях подстилающей поверхности не позволяет до конца правильно учесть мозаичность ее свойств (локальные особенности рельефа и др.). Поэтому прямой путь модельного расчета трансформации функций распределения вероятностей климатических переменных при вариациях внешних факторов не всегда дает надежные результаты, если речь идет о прогнозе экстремальных событий. Однако возможен непрямой подход к их прогнозированию, который будет изложен в данном разделе.

Задача прогнозирования может быть сформулирована так, чтобы сконцентрироваться на прогнозировании статистики опасных явлений. Применение теории случайных процессов в приложении к статистике природных процессов и явлений неоднократно рассматривалось академиком Г. С. Голицыным [2013], в том числе применительно к теории морских ветровых волн [Голицын, 2010]. На практике методология может быть успешна только в том случае, если статистика экстремумов определяется крупномасштабными структурами метеорологических полей, которые надежно прогнозируются моделями климата. Акцент делается на оценке возможности изменения повторяемости и интенсивности экстремальных и, следовательно, опасных явлений (ОЯ), генетически связанных с ними, при изменении климата. Данную проблему можно сузить, не рассматривая вопрос об интенсивности, а задавая, как это принято и

в настоящее время, определенные пороговые значения, при переходе которых явление считается (по своим последствиям) опасным. В этом случае речь идет только об оценке изменения статистики появления ОЯ.

В первой части главы представлено обоснование предлагаемой методики оценки повторяемости экстремальных событий на примере штормового волнения на Черном, Каспийском и Балтийском морях. Идея методики в том, чтобы рассматривать не сами редкие события экстремально большой высоты волн или значений скорости ветра, а отталкиваться от их календаря и конфигурации поля атмосферного давления (которое хорошо воспроизводится моделями) для случаев штормового волнения. На основе предложенной методики выполнен, во-первых, анализ синоптических условий, при которых формируется штормовое волнение в современном климате, во-вторых, по данным моделей CMIP5 рассчитан прогноз повторяемости подобных событий в XXI веке.

4.1. О методе прогноза

4.1.1. Климат и изменения внешних факторов

Как было показано в разделе 1.1, наблюдаемые современные изменения климата представляют собой так называемое «Глобальное потепление», характеризующее происходящий в последнее столетие тренд планетарного роста температуры, проявляющийся, так или иначе, и в изменениях гидрометеорологического режима всех регионов Земного шара. С точки зрения «векового» роста температуры, современное потепление есть часть потепления, начавшегося с середины XIX века после завершения последней фазы Малой ледниковой эпохи.

С одной стороны, очевидно, что глобальное потепление есть факт, основанный на данных метеорологических наблюдений. С другой стороны, существовали опасения, что фиксируемое увеличение температуры, представляет собой не планетарный процесс, а отражает факт постепенной локальной урбанизации территорий, окружающих многие (по крайней мере, некоторые) метеорологические станции. Однако этот факт, как оказалось, играет непринципиальную роль. Так, было установлено, во-первых, что потепление свойственно не только приповерхностным слоям воздуха, но проявляется и в свободной атмосфере [IPCC, 2007, 2013], в значительно меньшей степени подверженной локальным влияниям. Во-вторых, была проведена селекция станций, в результате чего из архива были исключены те, которые находятся в сильно урбанизированных регионах, однако на глобальный ход температуры это не оказало никакого влияния. Наконец, существует ряд не прямых доказательств планетарного характера потепления. Это результаты интерпретации данных мониторинга состояния криосферы, показавшей практически повсеместное отступление горных ледников, уменьшение объема морских многолетних льдов и некоторое уменьшение объема ледников Гренландии.

Главная причина этих событий, несомненно, связана с ростом температуры [IPCC, 2007, 2013]. Это, также, инструментально зафиксированный факт роста уровня Мирового океана, представляющего собой проявление термического расширения воды и поступления в океан той части воды, которая была долгое время (в условиях более холодного климата) законсервирована в криосфере.

Причины потепления разделяют на те, которые происходят под влиянием естественных процессов (как это происходило на протяжении всей истории Земли) и за счет антропогенных воздействий.

Антропогенный фактор – это нарастание потепления за счет интенсификации парникового эффекта (ПЭ), связанное с ростом содержания в атмосфере парниковых газов (CO_2 , CH_4 , N_2O , O_3 , фреоны). Влияние на температуру усиливается за счет механизма положительной обратной связи. Ее суть в том, что при усилении ПЭ растет температура, вслед за этим увеличивается способность удерживаться в воздухе большего количества водяного пара, и это приводит к росту удельной влажности, а это обстоятельство, в свою очередь, интенсифицирует ПЭ, температура возрастает и т.д. Роль данного фактора хорошо прослеживается на планетарном масштабе обобщения информации. При переходе к региональным и локальным масштабам сигнал CO_2 в изменениях температуры затухает, и на первый план выходят изменения облачности, влагосодержания, адвекции воздушных масс, обусловленные опосредованно воздействием CO_2 и др. К антропогенным факторам относятся также преобразование свойств поверхности материков за счет землепользования в исторический период, стабильная эмиссия «промышленных» аэрозолей в отдельных регионах.

Естественные (неантропогенные) факторы – это 1) вариации светимости Солнца (хорошо коррелирующие с 11-летними циклами солнечной активности) и 2) изменения оптической толщины атмосферы за счет аэрозолей вулканического происхождения. Сочетание этих факторов позволило в главных чертах понять реконструированные за последнюю тысячу лет закономерности колебаний климата, в частности, генезис флуктуации «Средневековое потепление – Малая ледниковая эпоха» [МСА, 2011]. Кроме этого существуют гипотезы о том, что климатообразующую роль может играть солнечная активность (ее изменения помимо 11-летних циклов) и гравитационные воздействия Солнца, Луны и планет.

Климат с течением времени приспосабливается к внешним факторам, однако речь идет не о единственности режима, а о приспособлении в статистическом смысле. Поэтому в общем можно сказать, что климатическая система пребывает в режиме стохастических автоколебаний, к которым добавляются и прямые отклики на воздействия внешних факторов [Демченко, Кислов, 2010]. Этим совокупным влиянием создается своеобразный «шум» климатической изменчивости с типичным временем порядка нескольких первых десятков лет (декадная

изменчивость). На него накладываются сигналы более медленных воздействий. Это вековые антропогенные изменения CO_2 (см. <http://cdiac.esd.ornl.gov>) и вариации светимости Солнца (см. <http://lasp.colorado.edu/home/sorce>, <http://www.swpc.noaa.gov/products/solar-cycle-progression>), а также гораздо более медленные (тысячелетние) изменения инсоляции при вариациях орбитальных параметров [Berger, 1978].

Для количественной оценки изменчивости метеорологического режима используются различные интегральные показатели. Для умеренных широт это временные ходы индексов АМО (Atlantic Multidecadal Oscillation) и PDO (Pacific Decadal Oscillation) (в PDO вносит определенный вклад явление Эль Ниньо – Южное колебание). При переходе от одной фазы колебаний к другой отмечаются серьезные вариации регионального масштаба, на фоне которых роль изменений CO_2 и др., стала проявляться лишь в последние несколько десятилетий. Динамика индексов согласована. Это также послужило причиной того, что в некоторых исследованиях рассматривается сумма индексов, что, однако не совсем корректно как с точки зрения того, что алгоритм их расчета различен, так и потому, что площадь океанов неодинакова (из-за этого различен результирующий вклад). Вариации индексов позволяют понять природу изменения темпов глобального потепления. Так, быстрый рост температуры в 70–90-х годах происходил за счет того, что эффект CO_2 и др., складывался с влиянием АМО/PDO; 50–60-е годы (когда отмечалось некоторое понижение температуры) и первое десятилетие XXI века (характеризуемые флуктуациями около определенного уровня) характеризовались нисходящей ветвью цикла АМО–PDO и переломными тенденциями в поведении этих межгодовых вариаций.

Имеется много работ, в которых делаются попытки установить, как изменения внешних факторов проявляются в вариациях свойств декадной изменчивости и, следовательно, как работают механизмы обратных связей. Однозначных ответов на эти вопросы нет. Главная причина в том, что ряды наблюдений недостаточно длинны, чтобы получить надежные статистические данные для характеристики изменчивости декадного масштаба. Однако считается, что при моделировании эти связи должны воспроизводиться, если модель сконструирована правильно. Это определяет вектор постоянного совершенствования климатических моделей за счет увеличения пространственного разрешения (для расширения спектра явно моделируемых движений) и добавления новых переменных. К этому же следует отнести и поиск новых механизмов, которые еще не включены.

В последнем случае важным является осознание роли солнечной активности. В ряде работ обсуждается возможность ее непосредственного воздействия на климатическую систему [Gray, et al, 2010] и обсуждается ее роль в механизме воздействия процессов в тропиках на циркуляцию в умеренных широтах через стратосферные процессы [Haynes et al., 199; Kryjov,

Park, 2007]. Роль активизации планетарного волнового режима стратосферной циркуляции (ее стохастизация) подчеркивается в [Pogoreltsev et al., 2009] при попытках объяснения феномена роста изменчивости метеорологического режима тропосферы.

Поскольку до сих пор ясная концепция взаимодействия разномасштабных факторов отсутствует, можно предложить в качестве «рабочей» схему, когда антропогенное потепление просто накладывается на вариации «декадного» масштаба.

С учетом разного масштаба перечисленных процессов, влияющих на изменения климата, их суммарное влияние должно проявляться постепенно. А прогнозирование по результатам моделирования совокупного эффекта от их возможного влияния следует производить по достаточно длинному ряду данных, что бы модель успела «приспособиться» к новому набору внешних факторов.

Под климатическим прогнозом понимается прогноз состояния климата (или шире: гидрометеорологического режима в широком смысле слова) с заблаговременностью, превышающей сезонный долгосрочный прогноз погоды. Это, фактически, задача экстраполяции гидрометеорологических полей во времени, причем средством экстраполяции выступает математическая модель климатической системы (Earth System Model). При этом прогнозирование на 1–10 лет и прогнозы на 20–100 лет представляют собой разные задачи. В первом случае задача аналогична в главных чертах задаче прогнозирования погоды (задача Коши), когда важно стартовать от «правильных», специально подготовленных начальных данных, таких, чтобы модель сумела «подхватить» наметившиеся в них изменения и затем их экстраполировать. Отличия заключаются в том, что в случае прогноза состояния климатической системы на длительные сроки основная роль в формировании «правильного» начального поля принадлежит Мировому океану, медленные изменения состояния которого являются главным предиктором. Это требует высокоточного знания состояния океана, что достигается в последнее время развитием системы мониторинга, моделирования и 4-мерного усвоения данных [Liu, et al., 2012]. Возможно, что-то подобное можно ожидать и от других полей, обладающих большой инерционностью и, следовательно, способных обеспечить предсказуемость короткопериодной изменчивости климата, например, влажности почвы [Кислов, Барабанова, 2011] и снежного покрова. Однако пока, в конкретно реализованных алгоритмах прогноза, в качестве единственного предиктора выступает Мировой океан.

Прогнозы на длительные сроки (~100 лет) также представляют собой результат интегрирования уравнений климатической модели, стартующих от начальных данных, однако к ним требования не такие, как в первой задаче, детали полей не так существенны, более того, часто принимаются меры для того, чтобы старт осуществлялся от сглаженных данных. На рассматриваемых длительных интервалах интегрирования должно происходить

приспособление системы к граничным условиям, поэтому на первый план выходят вариации внешних факторов, таких, как изменения солнечной энергии и эмиссий парниковых газов. Необходимо задать эти вариации, что достигается разработкой специальных сценариев (см. раздел 1.3).

Состоятельность априорно выбранных сценариев, конечно, не доказана. Отсюда сразу следует представление о неопределенности климатических прогнозов. Кроме этого, ее увеличивает несовершенство моделей и неточность исходной информации. Неопределенность сценариев снизить трудно, хотя, как было отмечено выше, совершенствование методики их построения продолжается, в частности, благодаря попыткам перейти от априорности к какой-то, пусть несовершенной, интерактивности. Что касается ошибок самого моделирования, то они могут быть эффективно уменьшены применением ансамблевого подхода, когда одинаковый сценарий применяется несколькими моделями и их результаты используются как выборочные реализации одной генеральной совокупности (см. раздел 1.2). Неоднократно было продемонстрировано, что точность отдельно взятой модели как правило хуже ансамблевых оценок.

В прикладных исследованиях задача прогноза представляется разумной, если в качестве определения будущего состояния климата учитывать максимально возможные изменения. Поэтому в результатах, представленных в настоящей работе, за основу были приняты широко известные сценарии «A2» (CMIP3) и RCP8.5 (CMIP5), как наиболее «жесткие». Преимущество их использования, по сравнению с более мягкими сценариями возникает при интерпретации результатов. Дело в том, что моделируемый отклик на более сильное воздействие выражается четче, чем на более слабый. То есть на фоне модельного «шума» реакция климата на интенсивное внешнее воздействие выражается отчетливо, статистически достоверно. С этих же позиций получается, что надежнее (по статистическим соображениям) могут быть вычислены изменения в конце XXI века (когда внешние сигналы будут особенно большими) по сравнению с началом столетия.

4.1.2. Статистика экстремальных гидрометеорологических явлений и ее изменения при изменениях климата

В задаче прогнозирования изменений климата важное значение имеет оценка изменения повторяемости и интенсивности экстремальных гидрометеорологических явлений, а также опасных явлений (ОЯ), генетически связанных с ними. Данную проблему можно сузить, не рассматривая вопрос об интенсивности, а задавая, как это принято и в настоящее время, определенные пороговые значения, при переходе которых явление считается (по своим последствиям) опасным. В этом случае речь идет только об оценках изменений статистики появления опасных явлений.

ОЯ – это природные процессы и явления, возникающие в атмосфере, которые по своей интенсивности, масштабу распространения и продолжительности оказывают или могут оказать поражающее воздействие на людей, сельскохозяйственных животных и растения, объекты экономики и окружающую природную среду [Наставление, 2002]. Неблагоприятные метеорологические явления – те, которые значительно затрудняют или препятствуют деятельности отдельных отраслей экономики и по своим количественным значениям не достигают критериев ОЯ.

С одной стороны, многие явления такого рода охватывают небольшие территории (первые десятки километров) и являются «подсеточными» для моделей общей циркуляции атмосферы. С другой стороны, конкретные ОЯ, в конкретной физико-географической обстановке, возникают при строго определенной крупномасштабной конфигурации метеорологических полей. Важно то, что эти особенности крупномасштабны, то есть, воспроизводимы атмосферными моделями. Это дает основание для разработки технологии прогноза ОЯ с учетом моделируемых изменений климата.

В таком случае, технология прогнозирования ОЯ начинается с того, что выбирается интересующий заказчика пункт или регион. Затем составляется календарь появления конкретного ОЯ, основанный на выборе сроков наблюдений, когда интересующий параметр превосходил критическое граничное значение. Эту процедуру легко осуществить, если вблизи находится метеорологическая станция, обладающая достаточно длинным рядом наблюдений. Если станции нет, то можно воспользоваться данными реанализа (реанализов). По сути – это данные моделирования, точнее, ретроспективного прогноза, имеющие регулярное пространственное разрешение. В районах, где отсутствуют станционные наблюдения (труднодоступные районы, акватории морей), данные реанализа закрывают «белые пятна». Но с одной стороны, сами модели реанализа, как и все модели, несовершенны, с другой – необходимо учесть различия в данных: измерения, осуществленные на метеорологической станции «в точке», с конкретной физико-географической обстановкой, будут отличаться от данных реанализа, относящихся к ячейке большой площади с генерализованными свойствами. При этом аномалии в точке всегда больше, чем среднее по площади, и хорошо, если можно получить уравнение регрессии для этих величин. Но даже в этом случае, как показывает практика, такие уравнения регионально зависимы.

После составления календаря ОЯ проводится процедура анализа крупномасштабных полей, которые восстановлены по данным реанализа. Важным представляется то, что в зависимости от природы ОЯ выбираются определенные величины в качестве предикторов. Так, например, для анализа экстремальных скоростей ветра используется поле давления у поверхности, определяющее режим скорости ветра. Использование в таком качестве самого

поля ветра по данным реанализа менее надежно, поскольку известно, что поле давления восстанавливается с большей точностью. Для анализа комплексной характеристики, такой, как штормовое волнение на море, где акцент делается на высоту волн, важнейшим атмосферным полем, определяющим волнение, опять может служить поле давления. При исследовании экстремальных осадков в качестве крупномасштабного показателя могут выступать динамические характеристики, характеризующие зоны конвергенции/дивергенции воздушных потоков. Это величины оператора Лапласа поля давления (геопотенциала). Также важную роль может играть присутствие высотной фронтальной зоны, количественно описанное величиной горизонтального градиента температуры.

Основные концепции выявления основных типов циркуляции, подробно описанные, например, в [Huth et al., 2008] также базируются на использовании поля атмосферного давления, как одного из главных показателей состояния атмосферы. Вообще, один из современных подходов к типизации синоптических ситуаций и перехода к климатическому анализу их повторяемости активно развивается. Одним из направлений является региональная типизация синоптических ситуаций применительно к отдельно взятым экстремальным или опасным явлениям – интенсивные осадки, сильный ветер, штормовое волнение и др., например [Cannon et al., 2002; Demuzere, 2011; Yarnal, 1993; Brisson et al., 2010; Corte-Real et al., 1998, 1999; Santos et al., 2005; Cassou et al., 2010; Stahl et al., 2006; Philipp et al., 2010; Solman, Menendez, 2003 и др.]

Следующий шаг – установление того, действительно ли данная аномалия «в точке» всегда определяется определенной конфигурацией крупномасштабного поля. При этом ясно, что полного соответствия пространственной картины в отдельные дни не будет никогда, однако, если физический механизм явления определен правильно, можно надеяться на то, что главные черты будут одни и те же. Процедура выбора этих «главных черт» может быть осуществлена различными способами. Одним из наиболее употребительных является применение метода разложения полей на естественные ортогональные составляющие и основанная на этом фильтрация малосущественных деталей.

Алгоритм расчета следующий. Обозначим изучаемое поле как S . Пусть выбрана территория, на которой равномерно (или приблизительно равномерно) располагается M метеостанций (или узлов регулярной сетки). Для каждой метеостанции/узла имеется ряд наблюдений/реанализа протяженностью N с определенным шагом по времени. Пространственно-временная динамика рассматриваемого поля характеризуется матрицей S_{MN} . Она представима в виде разложения Фурье

$$S_{MN} = \sum_{k=1}^N Y_{Mk} V_{kM} \quad .$$

Здесь Y_{1N} , Y_{2N} и др. – это N -мерные вектора (описывающие изменения во времени). $\{V_{kM}\}$ – ортонормированная система M -мерных векторов (описывающих пространственную структуру каждого компонента). В качестве $\{V_{kM}\}$ будем выбирать так называемые естественные ортогональные векторы. Удобство их использования определяется тем, что средняя квадратическая ошибка восстановления поля с помощью разложения по системе векторов $\{V_{kM}\}$ оказывается минимальной.

На основе известных положений линейной алгебры можно доказать, что векторы $\{V_{kM}\}$ являются собственными векторами ковариационной матрицы (C). Она определяется как произведение исходной матрицы S_{MN} на транспонированную матрицу с выполнением операции математического ожидания $C_{MM} = \langle S_{MN} S_{MN}^T \rangle$. Как известно, $C_{MM} V_{kM} = \lambda_k V_{kM}$, где λ_k –

собственное значение оператора C . Можно показать, что, например, отношение $\frac{\lambda_1}{\sum_{k=1}^M \lambda_k}$

характеризует вклад первого слагаемого разложения в суммарную дисперсию. Аналогично оценивается доля каждого компонента. Ранжируем слагаемые так, что первое слагаемое выделяет из анализируемого процесса пространственно-временную структуру, обеспечивающую наибольший вклад в изменчивость. Второе слагаемое (ортогональное к первому) определяет следующий по значимости вклад, и т.д. С практической точки зрения метод эффективен в том случае, если первые несколько слагаемых исчерпывают значительную долю изменчивости. В случае, например, двух слагаемых, $\tilde{S}_{MN} = Y_{1N} V_{1M} + Y_{2N} V_{2M}$, а остальные слагаемые тогда можно рассматривать как «шум», выбирая в качестве критерия условие:

$$\sqrt{\frac{((S_{MN} - \tilde{S}_{MN})^2)}{(S_{MN}^2)}} \leq \varepsilon_s.$$

Отметим, что если два-три слагаемых не осуществляют определяющий вклад в дисперсию, то метод неэффективен, поскольку важно не просто воспроизвести поле $\tilde{S}_{MN}$. Важно еще и быть уверенным в том, что вклад всегда обеспечивается одними и теми же эффектами. В этом случае, с точки зрения статистической достоверности, оправдан географический анализ каждой пространственной структуры (задаваемой векторами V_{1M} , V_{2M} и др.) и ее поведения во времени, определяемого динамикой коэффициентов разложения (главных компонент). Последние рассчитываются, в силу ортогональности системы $\{V_{kM}\}$, как $Y_{1N} = S_{MN}^T V_{1M}$ и др. С практической точки зрения для ЕОФ анализа

выбирается некоторая территория, (содержащая M узлов данных реанализа), включающая интересующую точку, и рассматривается последовательность полей за дискретный интервал времени N , который выбирается так, чтобы исследуемый день календаря оказался в центре.

Таким образом, после того, как фильтрация осуществлена, выделяется основная конфигурация рассматриваемого поля. Это может одна структура, а может быть и несколько групп. Выбор их количества определяется тем, что в пределах каждой группы различия между элементами (внутригрупповые различия) меньше, чем межгрупповые различия. Такого рода сортировка может быть осуществлена построением различных метрик, из которых наиболее логичным представляется использование среднего евклидова расстояния.

Далее, если удалось таким способом выделить характерные конфигурации процессов, то следующий этап – определение того, воспроизводятся ли эти ситуации математической моделью климата. Таким способом осуществляется так называемый «hindcasting» или ретроспективный прогноз частоты появления исследуемого события в моделируемом современном климате. Если модель надежно воспроизводит статистику появления изучаемых ситуаций в условиях современного климата, то можно ожидать, что она будет способна воспроизвести их и в иных климатических условиях. Это – заключительный этап работы, когда изучается статистика появления выбранных типичных ситуаций для иного, изучаемого состояния климата. Эта информация позволяет перейти к статистике ОЯ, соответствующей будущему состоянию климата [Суркова и др., 2012].

Можно заранее быть уверенным в том, что описанная технология не может применяться одинаково ко всем ОЯ. Она требует конкретизации для каждого опасного явления и должна разрабатываться индивидуально для конкретных физико-географических условий территории и механизма происхождения явления.

4.1.3. Алгоритм составления календаря опасных явлений применительно к штормовому волнению

Рассмотрим, как описанный выше подход применялся к ситуациям штормового волнения для Балтийского, Черного и Каспийского морей. Теоретические аспекты изучения связи ветрового режима и волнения, результаты исследований этой связи на основе данных наблюдений и моделирования, связь с элементами ОЦА представлены в многочисленных работах, в том числе [Глуховский, 1966; Абузьяров, 1981; Абузьяров, Нестеров, 2014; Кабатченко, 1985; Матушевский, 1985; Gulev, Grigorieva, 2004; Справочные, 2006; Лукин, 2011; Нестеров, 2015 и др.].

На начальном этапе исследования первый вариант календаря штормов для Черного и Каспийского морей составлялся по данным наблюдений и МЧС, по научным публикациям, где были описаны и проанализированы случаи штормового волнения, зафиксированные

береговыми службами или судами (подробнее описано в разделах для каждого моря). Таких случаев было выбрано 19 для Черного и 17 для Каспийского моря. Основным источником информации стали выпуски [Гидрометеорология, 1991, т.VI, 1992], дополненные более поздними сведениями о наиболее значимых штормах, нанесших существенный ущерб.

На следующем этапе в сотрудничестве с кафедрой океанологии МГУ был составлен второй, расширенный календарь штормов Балтийского, Черного и Каспийского морей по результатам численных экспериментов модели ветрового волнения SWAN (Simulating Waves Nearshore) за период 1948-2010 гг. [Booij et al., 1999; SWAN, 2007; The SWAN, 2013]. Расчеты выполнялись на суперкомпьютере “Ломоносов” (МГУ). Пространственное разрешение составляло 1° по широте и долготе, временное – 30 мин. В качестве порогового значения для идентификации случаев со штормовым волнением были выбраны те, где значительная высота волн была не менее 4 м, $h \geq 4$ м, что согласно [ГОСТ, 1999] идентифицируется как сильное волнение (для прибрежной зоны), и площадь, охваченная такими волнами, составляла не менее трети площади акватории моря.

Сведения о поле ветра для выполнения экспериментов модели волнения были подготовлены из данных реанализа NCEP/NCAR [Kalnay et al., 1996] с дискретностью по пространству $1,9 \times 1,9^\circ$ широты и долготы, по времени – 6 ч. Этот архив реанализа был выбран, в первую очередь, из-за его большей длительности по сравнению с другими, что увеличивает статистическую значимость полученных результатов. Известно, что поля реанализа для всех метеорологических показателей, как и все моделируемые на дискретной сетке поля, сглаживают значения, поскольку представляют собой среднюю величину для ячейки сетки реанализа. Поэтому, естественно, использование данных реанализа о скорости ветра может приводить к занижению расчетных значений высоты ветровых волн, особенно в прибрежной зоне. Это показано, например, для Черного моря в [Справочные, 2006]. Тем не менее, для получения климатических оценок использование реанализа NCEP/NCAR является приемлемым. Кроме того, данные стационарных наблюдений привязаны к отдельным береговым точкам, имеют разную продолжительность наблюдений и, что основное, не могут быть распространены на всю акваторию моря, что требуется для задания условий численных экспериментов и расчета ветрового волнения.

Оценки сравнения полученных результатов волнения по SWAN обсуждаются в работах [Бухановский и др., 2009; Akpınar et al., 2012; Hadadpour et al., 2013; Rusu et al., 2006; Strukov et al., 2012a, 2012b] и др. Сравнение с данными наблюдений (спутников “Aviso”, волнографы) приводятся в работах [Мысленков, Архипкин, 2013; Arkhipkin et al., 2014]. Согласно их данным, использование реанализа NCEP/NCAR в основном занижает высоту волн на $<0,5$ м, а

коэффициент корреляции между измеренными и рассчитанными значениями высоты волн варьируется от 0,7 до 0,9.

Составление календаря штормов по данным модели ветрового волнения обусловлено тем, что результаты наблюдений за волнением ограничены в пространстве и времени. Для достоверного климатического прогноза приоритетнее, если выборка случаев опасных явлений будет длинная, хотя в рамках предлагаемой методики это не исключает отдельного рассмотрения выбранных уникальных случаев и возможности их повторения в будущем климате. Число анализируемых случаев показано в Таблице 4.1.

После того, как даты ОЯ установлены (по данным моделирования или наблюдений), проводится процедура анализа и систематизации синоптических ситуаций, вызывающих штормовое волнение. Для этого используется поле давления у поверхности моря, определяющее режим скорости ветра. Применение в таком качестве самого поля ветра по данным реанализа менее надежно, поскольку известно, что поле давления восстанавливается с большей точностью. В моделях реанализа зональная и меридиональная компоненты скорости рассчитываются, и, хотя их расчет и основан на использовании основных уравнений гидродинамики, различия реанализов в некоторых регионах довольно заметны (см., например, [Lindsay et al., 2014]). Причины этого могут лежать в различных параметризациях пограничного слоя, в разнице начальных данных о форме береговой линии, шероховатости поверхности и др.

Таблица 4.1. Число случаев со значительно высотой волны $h \geq 4$ м по результатам SWAN, 1950-2005 гг.

Море	Случаев всего	Из них	
		Теплый период (апрель-октябрь)	Холодный период (ноябрь-март)
1	2	3	4
Балтийское	364	80	284
Каспийское	87	9	78
Черное	125	10	115

В то же время, из уравнения движения очевидно, что скорость ветра определяется полем давления (а именно его неоднородностью, выражаемой через градиент), а также влиянием вращения Земли, силой тяжести и силой трения:

$$\frac{d\vec{U}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \text{grad}(p) - 2\vec{\Omega} \times \vec{U} + \vec{g} + \vec{F}_r$$

где $\vec{U}$ – вектор поля скорости ветра, ρ – плотность воздуха, p – атмосферное давление, $\vec{\Omega}$ – вектор углового вращения Земли, $\vec{g}$ – вектор силы тяжести, $\vec{F}_r$ – сила трения.

Как показывает анализ порядка величин данного уравнения (в проекциях на горизонтальные оси), приведенный в [Holton, 2004], порядок слагаемых, связанных с силой Кориолиса, а также с градиентом давления, равен 10^{-3} , в то время как порядок слагаемого, связанного с силой трения, равен 10^{-12} . Это дает основания рассматривать поле давления, как основной фактор формирования поля скорости ветра.

Для выявления сходных процессов была выполнена их группировка по типу конфигурации поля приземного атмосферного давления. Для этого предварительно выполнялось разложение полей атмосферного давления для случаев со штормовым волнением на естественные ортогональные составляющие. Затем для каждого случая было создано восстановленное по первым трем модам разложения на ЕОФ поле приземного давления. Как будет показано далее, первые три ЕОФ исчерпывают более 70% изменчивости. Полученная выборка, состоящая из двумерных массивов полей приземного давления, была подвергнута кластерному анализу по методу k -средних, который предполагает минимизацию изменчивости внутри группы одного типа при максимально возможной межгрупповой изменчивости. Принадлежность к кластеру определяется по сумме квадратов отклонений от среднего значения для данного кластера (квадрат евклидова расстояния). Расстояние $D(i,k)$ наблюдения i кластера k , для M непрерывных переменных X_j вычисляется как

$$D(i,k) = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{j=1}^M (X_{ij} - \bar{X}_j^{(k)})^2}.$$

Для каждой группы, принадлежащей одному кластеру, далее рассчитывается среднее по ансамблю поле, так называемый композит, по которому удобно рассматривать основные черты данного типа.

Следующим важным этапом является определение возможности воспроизведения синоптических ситуаций, способствующих штормовому волнению, математическими моделями климата. Если модель надежно воспроизводит статистику появления изучаемых ситуаций в условиях современного климата, то можно ожидать, что она будет способна воспроизвести их и в иных климатических условиях.

Степень близости ежедневных синоптических ситуаций и тех, когда наблюдались ОЯ, определялась в нашем случае по полю приземного атмосферного давления, которое определяет высокие скорости ветра и штормовой волнения, анализируемые далее, как примеры ОЯ. Барические поля были заданы в узлах регулярной сетки с постоянным шагом по широте и долготе и могут быть записаны в виде матрицы:

$$X = \begin{pmatrix} X_1 \\ X_2 \\ \dots \\ \dots \\ X_N \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} x_{11} & x_{21} & \dots & x_{i1} & \dots & x_{K-11} & x_{K1} \\ x_{12} & x_{22} & \dots & x_{i2} & \dots & x_{K-12} & x_{K2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ x_{1N} & x_{2N} & \dots & x_{iN} & \dots & x_{K-1N} & x_{KN} \end{pmatrix}, \quad i=1,2,\dots,K, \quad j=1,2,\dots,N$$

где K – общее число узлов сетки, N – число полей. Поиск аналога подобным путем применялся ранее в задачах прогноза погоды и общей типизации синоптических процессов, например, в работах [Мартазинова и др., 2007, 2010], где для распознавания наиболее информативного синоптического процесса использовались критерии аналогичности метеорологических полей. В нашей задаче геометрическое подобие поля давления текущего дня и того, дня, когда развивалось ОЯ, определяется путем расчета пространственной корреляции этих полей [Багров, 1983; Lund, 1963; Brinkmann, 2000].

На заключительном этапе определяется статистика появления изучаемых типичных ситуаций для иного исследуемого состояния климата. Эта информация позволяет перейти к статистике ОЯ, соответствующей будущему состоянию климата. Общая схема алгоритма для исследования современного климата приведена на Рисунке 4.1, для прогноза – на Рисунке 4.2. Оценка повторяемости синоптических ситуаций, вызывающих штормовое волнение, без дополнительного прямого моделирования – это потребовало бы очень больших затрат машинного времени, особенно если отдельно рассчитывать волнение по прогностическому полю ветра каждой климатической модели.

Наряду с анализом синоптических ситуаций, вызывающих штормовое волнение для перечисленных морей в следующих разделах также приводятся результаты анализа ветрового режима, в том числе режима экстремально высоких скоростей, по данным наблюдений и реанализа.

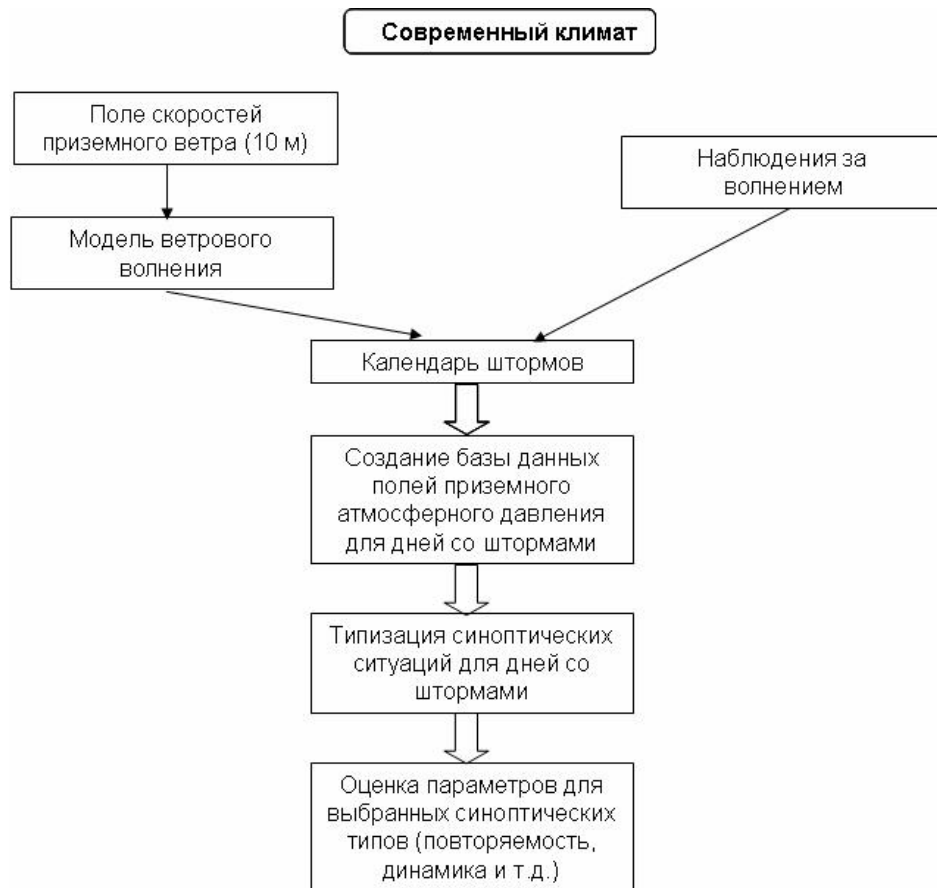


Рисунок 4.1. Схема алгоритма методики оценки динамики синоптических ситуаций, вызывающих штормовое волнение, для современного климата



Рисунок 4.2. Схема алгоритма методики оценки динамики синоптических ситуаций, вызывающих штормовое волнение, для климатического прогноза

4.2. Черное море

Черное море не относится к самым бурным морям, хотя отдельные известные штормы имели катастрофические последствия. В теплый период года (апрель октябрь) на море часто

распространяется отрог азорского антициклона, который определяет устойчивую ясную и теплую погоду. Хотя летом нередко над восточной частью моря формируется локальная зона пониженного давления, иногда трансформирующаяся в активный циклон, сопровождающийся сильными ветрами, штормовым волнением и интенсивными осадками. В целом штормы в теплый период редки. Зимой частота штормовых ситуаций возрастает. Именно сильнейшая Балаклавская буря 14 ноября 1854 г., где флот союзных войск англичан и французов понес катастрофические потери, послужила поводом к тому, что в 1859 г. Наполеон III издал приказ о создании службы метеорологии во Франции, а в 1871 г. была создана Международная метеорологическая организация.

Значительные размеры моря, его глубоководность, неизрезанность берега способствуют развитию волнения. В некоторых районах шторма у побережья могут быть усилены местными ветрами [Бурман, 1969], обусловленными определенными синоптическими ситуациями в сочетании с рельефом побережья. Их влияние над морем в среднем остается ощутимым на протяжении 15–20 км от берега. Сильнейшие (более 30 м/с, иногда до 60 м/с и выше) и продолжительные (более 40 дней в году) ветры при Новороссийской боре, сопровождаются быстрым и резким, иногда на 20°C и более, похолоданием, а также вызывают штормовое волнение на море, опасность которого усиливается обледенением судов и прибрежных сооружений и деревьев, до которых долетают брызги от разбивающихся волн. Так, начавшаяся в конце октября 1847 г. и продолжающаяся до января 1848 г. бора в районе Цемесской бухты вызвала тяжелейшие потери во флоте – часть кораблей были выброшены на берег, часть затонули под тоннами намерзшего льда вместе с экипажем.

Оценка климатического прогноза новороссийской бора, связанной с определенными синоптическими ситуациями и разработанными генетической и синоптической классификациями [Новороссийская бора, 1959; Семенов и др., 2013], в настоящее время ведется автором по описанной выше генетической методике, но результаты не включены в диссертацию.

Наиболее часто черноморские штормы возникают при прохождении через море и прилегающие территории циклонов, траектории которых пересекают Европу, а также при выходе южных средиземноморских циклонов. Подробное описание климатологии ветрового режима и волнения Черного моря можно найти, например, в [Гидрометеорология, 1991; Климат, 2001; Справочные, 2006; Костяной и др., 2014] и других изданиях.

Рассмотрим реализацию предлагаемой технологии для трех вариантов: 1) для случаев сильного ветра (15 м/с и более), 2) для случаев штормового волнения, зафиксированных по наблюдениям, 3) для случаев штормового волнения, идентифицируемых по результатам расчетов ветровой модели волнения.

4.2.1.

В первом примере исследуем возможность климатического прогноза сильного ветра (средняя скорость 15 м/с и более) по данным наблюдений прибрежных метеорологических станций. Выбор такого порогового значения вызван следующими причинами. Согласно типовому перечню ОЯ [Наставление, 2002] штормовое предупреждение для морского побережья следует делать в случае, если максимальная скорость ветра при порывах (или максимальная средняя скорость) не менее 35 м/с. Но в архивных данных станционных наблюдений и реанализа под скоростью ветра подразумеваются не порывы, а среднее за 10 мин значение. Согласно исследованиям в береговой зоне морей [Подобед, 2006; Луговский, 1976] повторяемость коэффициента порывистости ветра K_p (отношения максимальной скорости и средней за 10 мин.) при погодных условиях, сопровождающихся большими скоростями ветра примерно в 99 % случаев не превышает $K_p=1,4$. Наиболее вероятное значение коэффициента порывистости составляет 1,25. В условиях сильной турбулентности, при прохождении атмосферных фронтов, при шквальных усилениях ветра коэффициент порывистости может превышать типичные значения в 3–5 раз [Швень, 2006]. Кроме того, в [Гидрометеорология, 1991] рекомендуется для исследования штормового волнения на Черном море рассматривать барические ситуации со скоростью ветра 15 м/с и более. Это также подтверждается расчетами, выполненными на основе соотношения высоты волн от длины разгона и периода волны (Рисунок 4.3).

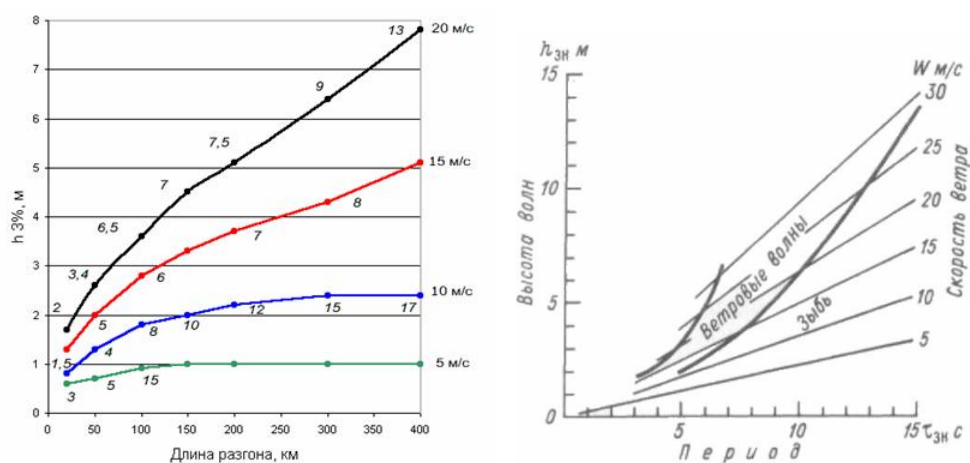


Рисунок 4.3. Зависимость высоты волны от скорости ветра, длины разгона (длина водного пространства, на котором ветер постоянного направления воздействует на поверхность моря), продолжительности воздействия. Высота волны 3% обеспеченности. Цифры у точек указывают длительность действия ветра в часах. По данным [Справочные данные, 2006] (а). Зависимость значительной высоты волны от скорости ветра и периода воздействия [Васильев, 1980] (б)

В качестве иллюстрации ниже показан случай известного шторма 11 ноября 2007 г. (Рисунок 4.4) – 10 ноября 2007 года давление в циклоне над Балтийским морем снизилось до 983 гПа, что вызвало мощный заток холодного воздуха из высоких широт на территорию

Центральной Европы, вплоть до Балканского региона. В результате здесь сформировался южный циклон с давлением в центре 987 гПа. Под влиянием западного воздушного переноса балканский циклон со скоростью 70 км/ч вышел на Чёрное море и 11 ноября достиг Крымского полуострова. При этом давление в его центре понизилось до 980 гПа. Практически над всей акваторией моря, кроме его южной части, резко усилился ветер южной четверти. Сила ветра к утру 11 ноября достигала: в Керчи — 27–32 м/с, в Анапе — 25–30 м/с, в Геленджике — 30–35 м/с. Это происходило на фоне развития высотной ложбины, протянувшейся к Черному морю с севера Европы, что способствовало усилению южного циклона. 12 ноября циклон ушёл на север, оставив после себя в Чёрном море четыре затонувших и шесть выброшенных на берег кораблей, а также более 1500 тонн вылившегося в море мазута.

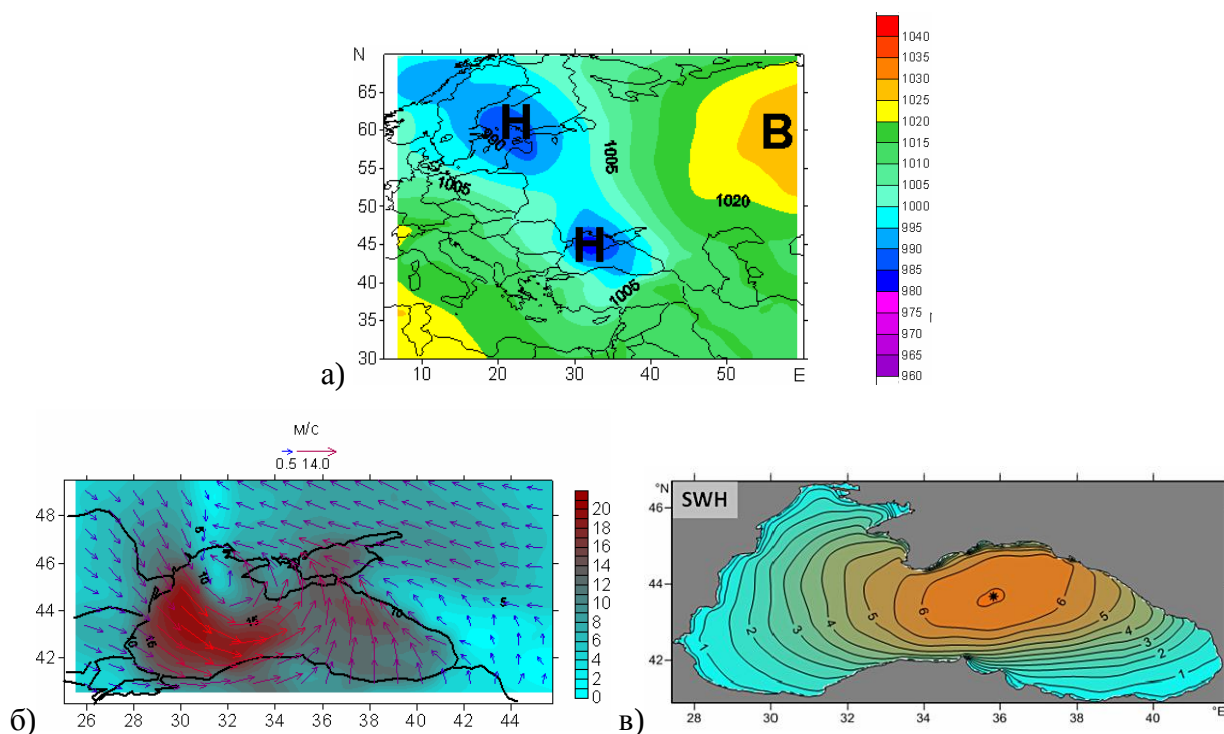


Рисунок 4.4. Приземное атмосферное давление, гПа (а); направление (векторы) и скорость ветра, м/с (цветная заливка) (б); значительная высота волн, м (в) 11 ноября 2007 г. Высота волн рассчитана с помощью модели SWAN [Arkhipkin et al., 2013]

География многолетнего ветрового режима над Черным морем и его побережьем довольно сложная в силу закрытости моря, особенностей береговой линии и прибрежного рельефа. Основные черты описаны, например, в [Гидрометеорология, 1991; Климат, 2001] и др. В данной работе не ставится задача пересмотреть имеющиеся многолетние данные по ветру в целом по всему Черноморскому региону. Сделанные далее обобщения данных наблюдений на начальном этапе работы помогли сформировать более детальное представление об особенностях режима именно сильных ветров, чтобы далее перейти к результатам прогностического моделирования таких скоростей. Для оценки многолетнего ветрового режима используются данные срочных наблюдений за скоростью и направлением ветра (на

высоте ~10 м над поверхностью) на 35 метеорологических станциях бывшего СССР в период 1948-2000 гг.

Оценка возможных будущих изменений режима сильных ветров, сопровождающих шторма и имеющих самостоятельное значение, как фактор риска, выполняется по результатам расчетов модели общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАиО) ЕСНАМ5-MPI/OM (Германия, институт имени Макса Планка, пространственное разрешение модели - T63L32). Используются результаты моделирования современного климата (1960-2000 гг.) и его прогноза для середины XXI в. по сценарию A2 проекта CMIP3 (Coupled Model Intercomparison Project phase 3) Международной программы исследования климата WCRP (World Climate Research Programme) [Meehl et al., 2007]. Выбор модели в данном случае был обусловлен ее показателями при моделировании современного климата в целом [Кислов и др., 2008] и тем, что она показала хорошие результаты при воспроизведении современных синоптических ситуаций, сопровождающих опасные явления [Суркова и др., 2012].

На первом этапе по данным наблюдений оценивается повторяемость случаев с $V \geq 15$ м/с по данным срочных наблюдений прибрежных станций территории бывшего СССР. На всех участках побережья особенно часто они наблюдаются в холодный период с ноября по март (Рисунок 4.5а), что связано с активизацией циклонической деятельности на полярном фронте в это время. Основные направления ветра, при которых скорость ветра велика, имеют выраженные региональные особенности (Рисунок 4.5б). Это связано с рельефом побережья и его экспозицией к ведущему потоку. В особенностях направления ветра преобладание западной или восточной компоненты связано с двумя разными типами синоптических ситуаций, приводящих к развитию штормов на Черном море. Как общую черту можно отметить меньшую повторяемость западных направлений для случаев $V \geq 15$ м/с. Дополнительному усилению ветра северо-восточного направления, особенно в секторе 5 в районе Новороссийска, способствует рельеф, и в холодный период при определенных синоптических ситуациях там часто наблюдается бора. Вообще, северо-восточный ветер или норд-ост – один из неблагоприятных почти на всем черноморском побережье бывшего СССР, поскольку зачастую связан с резкими арктическими вторжениями, которые в холодное время года сопровождаются резким похолоданием, штормовыми значениями скорости ветра (порывы до 30–40 м/с и выше) и сильным волнением, обледенением судов и портовых построек. Средний годовой ход повторяемости скорости ветра $V \geq 15$ м/с по 35 станциям показан на Рисунке 4.6.

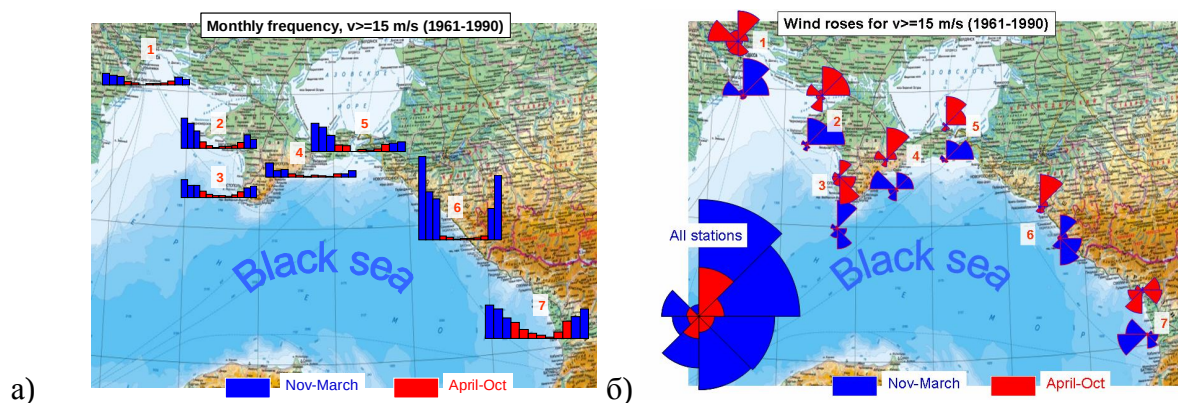


Рисунок 4.5. Годовой ход (по месяцам) повторяемости скорости ветра $V \geq 15$ м/с (а), повторяемость направлений для $V \geq 15$ м/с в теплый (красный) и холодный (синий) период (б). Цифрами указаны номера секторов.

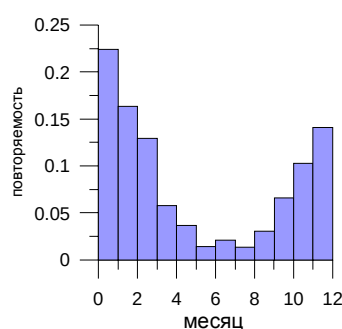


Рисунок 4.6. Повторяемость (доли единицы) скорости ветра $V \geq 15$ м/с по данным 35 прибрежных метеорологических станций, 1948-2000 гг.

Далее повторяемость случаев с $V \geq 15$ м/с оценивается по данным моделирования современного климата. Это необходимо для подтверждения способности модели воспроизводить реальные условия. Сравнение диаграмм на Рисунках 4.6 и 4.7а показывает, что для большинства месяцев модельные результаты хорошо согласуются с данными наблюдений. Некоторые расхождения можно отнести как на счет несовершенства модели, так и на счет различия сравниваемых показателей – стационарные наблюдения на каждой станции относятся к одной точке в пространстве, модельные данные отражают среднее значение по ячейке сетки (в данном случае размер ячеек составляет $1,9 \times 1,9$ градуса широты и долготы). В данном случае отбирались ситуации, когда хотя бы в одной модельной ячейке над морем скорость была не менее 15 м/с. Более подробные оценки ЕСНАМ5-MPI/ОМ для Восточно-Европейской равнины и Черного моря можно найти, например, в [Кислов и др., 2008; Суркова и др., 2012].

Перейдем к прогнозу повторяемости таких значений скорости в середине века (2046-2065 гг.). Согласно результатам моделирования к середине XXI в. повторяемость случаев с $V \geq 15$ м/с слабо изменяется в целом за год (Рисунок 4.7а). Значимого изменения соотношения направлений ветра для $V \geq 15$ м/с также не предполагается (Рисунок 4.7б). Различие двух последних двадцатилетий XX в. по многим климатическим характеристикам отмечается и по

данным наблюдений [IPCC, 2007, 2013], согласно которым отмечается тенденция к уменьшению скорости ветра на фоне глобального потепления.

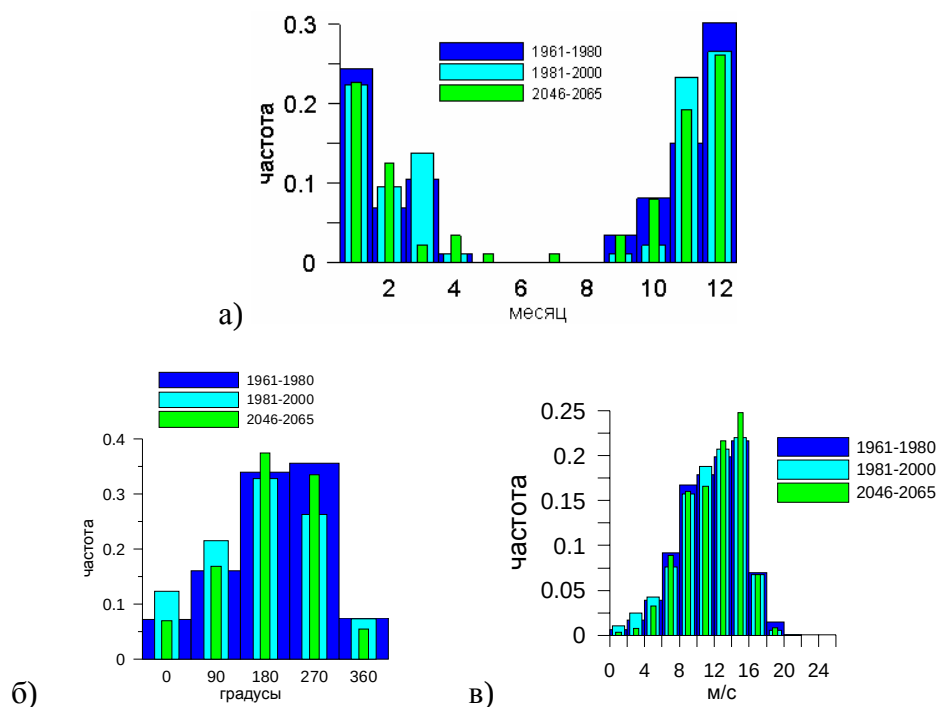


Рисунок 4.7. Повторяемость (доли единицы) числа случаев с $V \geq 15$ м/с (а), направлений ветра при $V \geq 15$ м/с (б), и модуля скорости ветра (в) над Черным морем для случаев, если хотя бы одна точка имеет скорость ветра $V \geq 15$ м/с, по результатам моделирования ECHAM5-MPI/OM.

4.2.2.

Как было сказано выше, развитие штормового волнения зависит не только от скорости ветра, но и от его направления, которое задает длину разгона и длительность ветрового воздействия на морскую поверхность. Поэтому данных береговых наблюдений может быть недостаточно, чтобы рассматривать ветровой режим, благоприятствующий штормовому волнению.

Рассмотрим второй вариант реализации предлагаемой технологии. Предположим, имеется не большой набор, а один или несколько случаев, когда наблюдалось опасное явление. Небольшое число ситуаций может быть связано как с их редкой повторяемостью, так и с отсутствием данных наблюдений. Если эти события экстремальны и опасны, полезна индивидуальная оценка повторяемости и ее прогноз для каждого случая.

В качестве примера такого подхода рассмотрим ситуации сильных штормов на Черном море, когда ущерб от волнения и нагонов был особенно велик. Выбор 19 таких событий был сделан на основе [Гидрометеорология, 1991] и сообщений Министерства по чрезвычайным ситуациям. Даты начала штормов перечислены в Таблице 4.2. Первичный визуальный анализ конфигурации поля приземного атмосферного давления и карт AT500, AT700 позволил

распределить случаи на две характерные группы, указанные в Таблице 4.2. Типичные примеры поля приземного давления и ветра для каждого из типов показаны на Рисунке 4.8.

Таблица 4.2. Распределение случаев с сильными штормами по двум типам синоптических ситуаций. Черное море.

I тип				II тип	
1.	1964, 25 ноября	9.	2009, 13 декабря	1.	1957, 17 марта
2.	1968, 28 января	10.	2010, 23 января	2.	2000, 18 января
3.	1969, 4 января	11.	2010, 12 сентября	3.	2007, 11 ноября
4.	1969, 17 февраля	12.	2010, 10 октября	4.	2011, 13 февраля
5.	1981, 9 ноября	13.	2011, 26 августа	5.	2011, 27 июня
6.	2003, 12 сентября	14.	2011, 18 октября		
7.	2006, 20 января				
8.	2006, 16 сентября				

Для случаев первого типа (Рисунок 4.8а) характерно распространение ложбины средиземноморского циклона с центром на востоке Средиземного моря и над Малой Азией на Черное море, где зачастую формируется локальный центр пониженного давления. При наличии в районе Средиземноморья циклона, смещающегося в сторону Черного моря, такая ситуация может способствовать углублению его, особенно эффективному в холодный период над относительно теплым морем, что усугубляет бароклинность атмосферы. Дальнейшее смещение такого средиземноморского циклона на север блокируется зоной высокого давления над Европейской территорией России и Восточной Европой. В этом случае направление ветра над Черным морем зависит от положения центра циклона, его траектории и может меняться до противоположного в разных частях моря.

Второй тип барической обстановки (Рисунок 4.8б) характеризуется быстрым распространением ложбины на юг с севера на Восточную Европу и ЕТР с возможным формированием локального глубокого циклона в северной части моря. Наличие такой ложбины или мощного циклона на севере Европы приводит к вторжению холодного воздуха на юг Европы. При наличии циклона над востоком Средиземного моря, движущегося на северо-восток в сторону Черного моря, это может способствовать регенерации циклона. Нередко в этих случаях происходит постепенное смыкание выходящего на Черное море с юго-запада циклона с зоной пониженного давления на севере Европы. Возникновение циклонической завихренности может произойти и на юго ложбины пониженного давления над Черным морем, особенно в холодное время года, за счет температурного контраста пришедшего за счет северное адвекции холодного воздуха и относительно теплого моря. Такая ситуация также может приводить к развитию сильных штормовых ветров с преобладанием северо-западного, западного, юго-западного направлений.

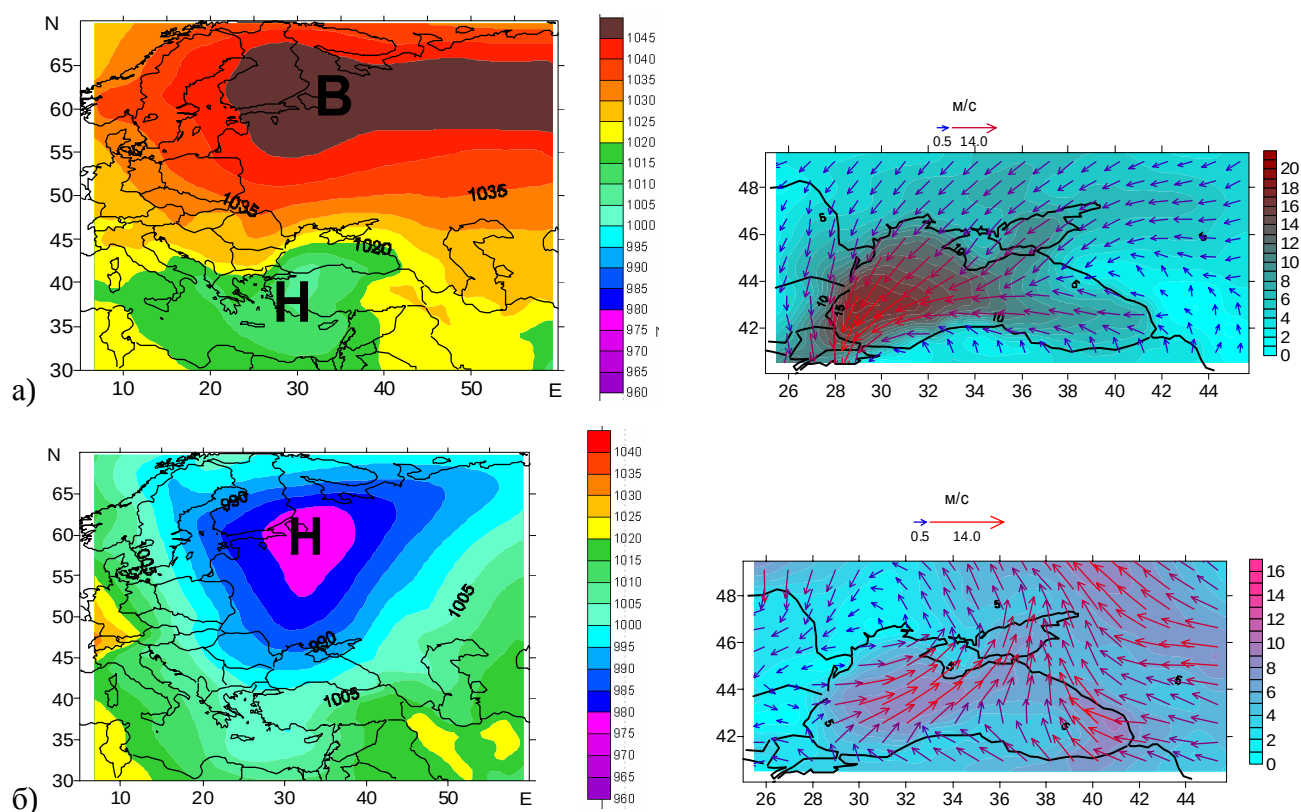


Рисунок 4.8. Примеры поля приземного давления (слева) и скорости ветра (справа) для первого типа, 23 января 2010 г. (а), второго типа, 18 января 2000 г. (б)

Волнение и режим ветра тесно связаны. Один из традиционных способов расчета параметров ветрового волнения основан на использовании информации о поле ветра [Гидрометеорология, 1991]. Также и типизация погодных условий, связанных с штормовым волнением, основывается в первую очередь на характере атмосферной циркуляции. Поле ветра в приземном слое атмосферы определяется полем атмосферного давления.

На основании этого будем искать аналоги погодных ситуаций, сопутствующих штормовому волнению, по конфигурации полей давления. Пространственный масштаб для их рассмотрения должен быть сопоставим с размерами континента или его частей, чтобы иметь возможность оценивать региональные особенности поля давления в их связи с крупномасштабными синоптическими объектами.

Для каждого из 19 случаев штормов, перечисленных в Таблице 4.2, были выбраны средние суточные поля приземного давления из данных реанализа NCEP/NCAR [Kalnay, 1996] по территории, охватывающей Европу и часть Западной Сибири (30° – 80° с.ш., 0° – 90° в.д.). Это было сделано для первого дня каждого шторма. Для фильтрации этих полей было выполнено их разложение на естественные ортогональные функции в соответствии с алгоритмом, описанным выше (на основании данных за 30 сут. – 15 дней до и 15 дней после случая шторма). Как показали расчеты, суммарный вклад первых трех ЕОФ в изменчивость поля приземного

давления на этой территории для случаев штормового волнения в основном превышает 60-70% (Рисунок 4.9). Новые отфильтрованные поля давления включили сумму первых трех ЕОФ.

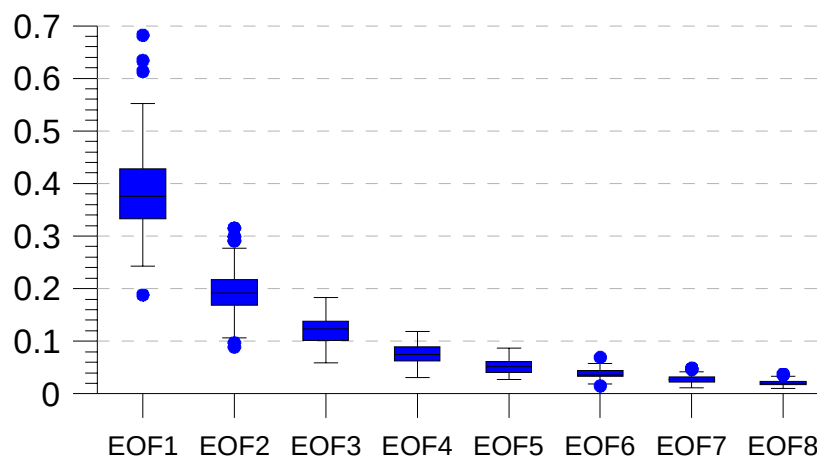


Рисунок 4.9. Вклад ЕОФ (функция распределения дисперсии в форме «ящик-с-усами») в поле средних суточных значений приземного атмосферного давления для случаев штормового волнения на Черном море

Следующий шаг основан на том, что в случае, если поле атмосферного давления, аналогично или близко к таковому в день зарегистрированного ОЯ, можно ожидать того, что это ОЯ состоится. Поэтому следующая задача – поиск таких полей и оценка их повторяемости. Поиск был выполнен на основе пространственного корреляционного анализа 19-ти отфильтрованных полей среднего суточного приземного давления для случаев сильных штормов и ежедневных полей давления (реанализ NCEP/NCAR) за период 1948-2011 гг. Размер области, в пределах которой рассчитывалась корреляция, меньше области, на которой производилось ЕОФ разложение. Это обусловлено тем, что сходство полей давления важно именно над регионом, где наблюдалось ОЯ. Известно, что похожее распределение изобар возможно при различных конфигурациях крупномасштабного поля. Расчет повторяемости синоптических ситуаций, близких к одному из 19-ти тестовых случаев показал явное преобладание ситуаций, соответствующих 1 типу (Рисунок 4.10). Среди них наиболее часты случаи, близкие к 3, 4 и 13 (номера по таблице 4.2).

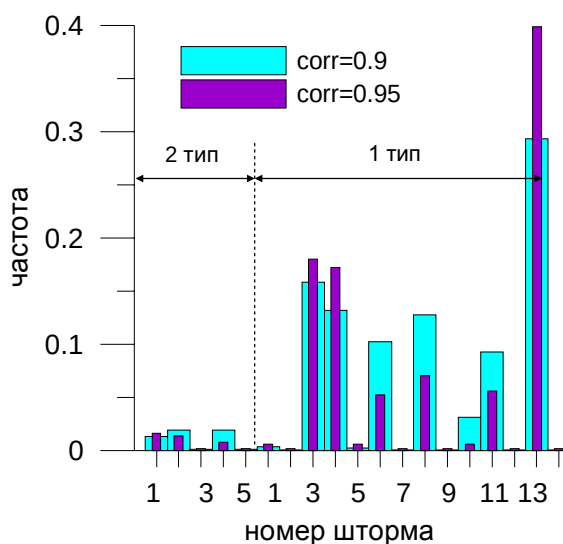


Рисунок 4.10. Повторяемость (по полю приземного давления), ситуаций, аналогичных тем, при которых имели место шторма (Таблица 4.2), за весь период 1948-2011 гг. Рассчитано по территории 35-50 с.ш., 25-50 в.д.

Для перехода к климатическому прогнозу повторяемости каждого из 19 штормов используем результаты численных экспериментов с объединенной моделью общей циркуляции атмосферы и океана ECHAM5-MPI/OM (Институт Метеорологии Макса Планка, Германия) [Roeckner et al., 2003; Marsland et al., 2003; Jungclaus et al., 2006]. При сравнении Рисунка 4.10 и Рисунка 4.11 видно, как хорошо модель воспроизводит соотношение разных типов синоптических ситуаций для современного климата – явно выражено преобладание процессов 1 типа тех же конфигураций поля давления, что и в наблюдениях, преобладают процессы под номерами 3, 4 и 13 (см. Таблицу 4.2). Согласно результатам моделирования (Рисунок 4.11) соотношение повторяемости 19-ти штормовых синоптических ситуаций в середине 21 в. в основном сохранится. Для некоторых процессов можно ожидать изменений как доли в общем числе штормовых дней (Рисунок 4.11а), так и абсолютного числа дней с таким процессом (Рисунок 4.11б). Для некоторых случаев модельный прогноз повторяемости соответствующих полей приземного атмосферного давления более походит на ситуацию 1961-1980 гг, чем на следующее двадцатилетие, т.е. однонаправленная тенденция изменений повторяемости на столетнем масштабе времени для этих процессов отсутствует.

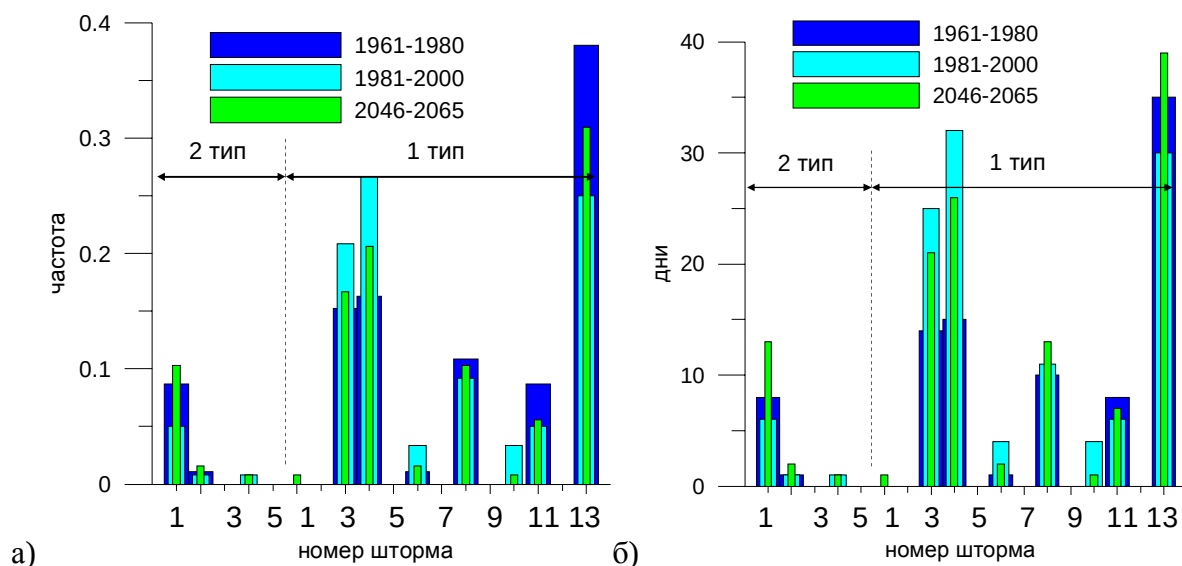


Рисунок 4.11. Повторяемость (по полю приземного давления), ситуаций, аналогичных тем, при которых имели место шторма (табл.1), коэффициент корреляции 0,95, территория 35-50 с.ш., 25-50 в.д., частота (а), число дней за указанный период (б), рассчитано по результатам ЕСНАМ5-MPI/OM.

Многие из перечисленных в Таблице 4.2 штормов уникальны по разрушительным последствиям. В реальности, штормовое волнение на Черное море – ежегодное явление. Но, во-первых, на этом этапе исследования выборка была сделана для тех случаев, когда наибольшим разрушениям подверглись антропогенные объекты – набережные, причалы, суда, порты, пострадали люди. В случае даже небольшого смещения самых разрушительных волн в сторону от прибрежных построек и других объектов катастрофичность события могла быть оценена по-другому, а ущерб быть иным. Во-вторых, станций, где ведутся наблюдения за волнением немного, что не позволяет сделать исчерпывающий календарь событий штормов по многолетнему непрерывному ряду наблюдений за высотой волн. Кроме того, штормовое волнение может охватывать лишь часть моря. Эти причины послужили тому, что далее, в третьем примере применения технологии прогноза ОЯ, для создания календаря ОЯ мы используем данные моделирования ветрового волнения.

4.2.3.

Третий подход в использовании предлагаемой технологии представляется оптимальным, когда число случаев с ОЯ велико, а также требуется поиск образов основных типов погоды, генерализующих картину состояния атмосферы и позволяющих от прогноза частных случаев перейти к прогнозу типов.

Рассмотрим случаи штормового волнения в Черном море, при которых высота волн достигает 4 м и более. Как описано в разделе 4.1, календарь этих событий составлен на основе

результатов расчетов численной модели ветрового волнения SWAN (Simulating Waves Nearshore) за период 1948-2010 гг. [Booij et al., 1999; SWAN, 2007; The SWAN, 2013]. Поля ветра, необходимые для расчетных экспериментов, взяты из реанализа NCEP/NCAR [Kalnay et al., 1996] с дискретностью по пространству $1,9 \times 1,9^\circ$ широты и долготы, по времени 6 час. Многолетний режим волнения, по которому составлен календарь, рассчитан на кафедре океанологии географического факультета МГУ к.г.н., доцентом В.С. Архипкиным, которому автор искренне признательна за предоставление данных.

По результатам моделирования SWAN для периода 1949-2010 гг. получилось 137 случаев, когда значительная высота волн была не менее 4 м. Общий режим годового хода продолжительности случаев с определенными градациями h показана на Рисунке 4.12. Согласно этим результатам случаи с $h \geq 5$ м не отмечались в летний период. Наибольшая штормовая активность характерна для холодного сезона. Пространственное распределение рассчитанных величин средней и максимальной h представлено на Рисунке 4.13, откуда следует, что центральная и юго-западная части моря отличаются наибольшими значениями h . Как свидетельствуют для Черного моря расчеты SWAN [Arkhipkin et al., 2014], многолетние изменения частоты случаев штормового волнения и его суммарной продолжительности в последние несколько десятилетий не показывают направленной тенденции (Рисунок 4.14).

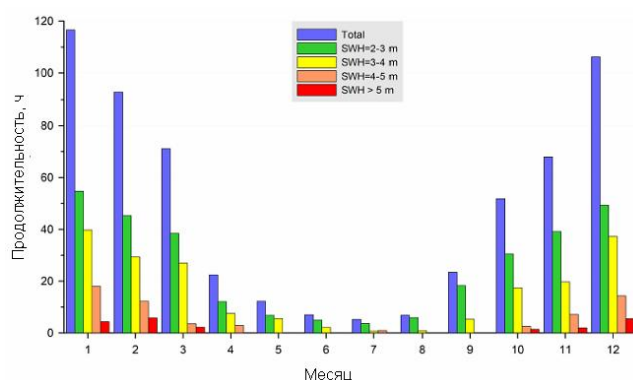


Рисунок 4.12. Годовой ход средней продолжительности (ч/мес) случаев со значительной высотой волны (SWH) разных диапазонов для каждого месяца года за период 1949-2010 гг., по результатам SWAN [Arkhipkin et al., 2014]

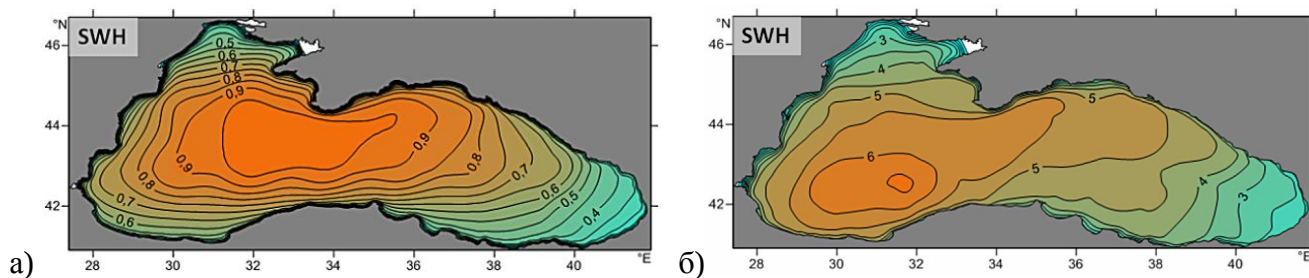


Рисунок 4.13. Средняя (а) и максимальная (б) величина значительной высоты волн в зимний период (декабрь–февраль) [Arkhipkin et al., 2014]

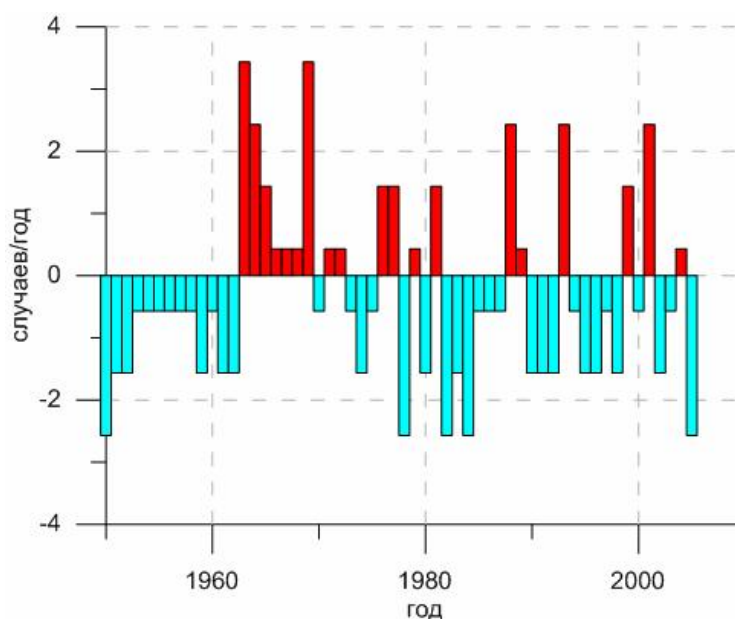


Рисунок 4.14. Многолетний ход ежегодного числа штормов (аномалии от среднего за 1961-1990 гг), SWAN, 1950-2005 гг. Черное море – всего 125 случаев

Для более общего представления об основных типах штормообразующих полей приземного атмосферного давления была выполнена их типизация. Существуют различные классификации синоптических процессов, вызывающих штормовое волнение на Черном море. В целом выделяют два основных типа штормовых полей атмосферного давления [Гидрометеорология, 1991; Справочник, 1974]. При первом преобладают ветры южных и юго-западных румбов. Это связано с выходом циклона на запад и север Черного моря, или при смещении областей низкого давления с Балтийского моря и Скандинавии на Балканы. При выходе отрогов антициклона с запада Европы на Балканы и запад Черного моря могут формироваться штормовые северные ветры. При втором типе полей атмосферного давления преобладают северо-восточные ветры. Этот тип возникает, когда траектории циклонов проходят через Малую Азию и юг Черного моря, а над Европейской территорией России формируются области высокого давления.

Существующая классификация Черняковой А.П., в основу которой заложены типовые поля ветра, успешно использовалась для расчета ветра и волнения в открытом море [Чернякова, 1965; Атлас, 1969]. Из работ последних лет пример иерархической типизации методом кластерного анализа для волнения 3 м и более показан в статье [Воскресенская и др., 2009] на основе данных о высоте изобарической поверхности 500 гПа. В этой работе авторы выделяют 4 типа полей давления, сопутствующих штормам. Тип I – западный, тип II – смешанный, тип III – центральный, тип IV – восточный. Помимо этого для западного и смешанного типов дополнительно были выделены два подтипа, макросиноптические условия которых значительно отличаются между собой. Так в одном из подтипов западного типа осуществляется

северо-западный перенос воздушных масс, а в другом – северо-восточный, восточный. Смешанный тип, в зависимости от локализации гребней по отношению к Азово-Черноморскому бассейну, представляется двумя подтипами, в одном из которых перенос воздушных масс осуществляется с юга на Черное море, в другом случае – из севера, северо-запада.

Степень детализации классификаций, очевидно, определяется задачами исследования, а также пространственными и временными масштабами, на которых рассматриваются процессы. В настоящей работе речь идет о долговременных климатических изменениях, поэтому в предлагаемой далее типизации, в которой, как и в варианте, изложенном в [Гидрометеорология, 1991; Справочник, 1974], рассматриваются два основных вида. Замечательным, на наш взгляд, является то, что формальный подход для типизации случаев большой выборки, основанный на кластерном анализе (см. раздел 4.1) привел к получению таких же типов, что были выделены (см. выше) на малой выборке из 19 случаев на основе визуального анализа полей давления, и также, что особенно важно, такие же типы получены неавтоматизированным методом в предшествующих исследованиях, описанных для более ранних временных интервалов [Гидрометеорология, 1991; Справочник, 1974].

Карты-схемы композитов аномалий (отклонений от средних многолетних) этих двух типов, полученных в настоящей работе автоматизированным способом (аналитический математический программный пакет MATSTATISTICA) для периода 1948-2010 гг. по данным поля приземного давления реанализа NCEP/NCAR представлены на Рисунке 4.15.

Группировка случаев и представление в виде композитных карт средних величин позволяет более четко увидеть основные черты данного типа. Рисунки 4.15, 4.16 демонстрируют, что два процесса практически противоположны друг другу по конфигурации крупномасштабного поля атмосферного давления. В первом случае активное развитие штормового циклона (очевидно, что отдельный циклон в силу осреднения по пространству не вырисовывается на композитной карте) происходит при развитии над Европой и Европейской частью России обширной зоны пониженного давления, на западной периферии которой происходит вторжение холодного воздуха из высоких широт, что активизирует циклоническую деятельность в районе Средиземного и Черного моря., особенно в холодный сезон. При этом циклон может выходить к Черному морю из более южных и юго-западных районов или формироваться, как самостоятельное барическое образование, непосредственно над морем, но ключевую роль играет зона низкого давления к северу от Черного моря и отрог повышенного давления к западу от него. Второй тип отражает противоположный сценарий – над Европой и Европейской частью России устанавливается антициклон, который не позволяет продвигаться на север южным циклонам. При таком, так называемом Скандинавском процессе, основные траектории циклонов полярного фронта проходят по югу Европы и Европейской части России.

Общая особенность для обоих типов, отмечаемая для случаев штормов на Черном море – наличие циклона, с которым связаны сильные ветра и штормовое волнение. При этом происхождение циклона и его дальнейшая эволюция могут быть различны, но определяются общим крупномасштабным полем давления, два типа которых и описаны.

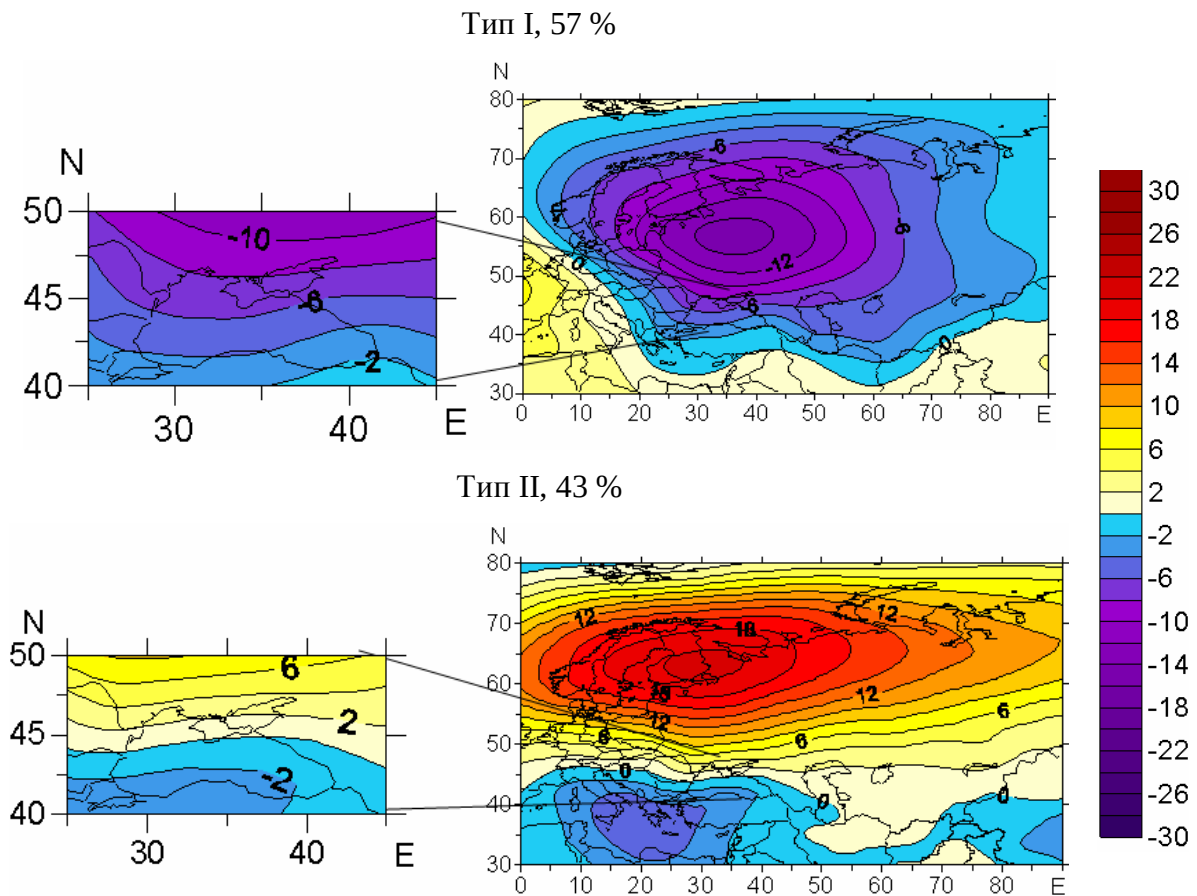


Рисунок 4.15. Аномалии поля приземного давления, гПа, для каждого типа циркуляции от среднего многолетнего (1961-1990)

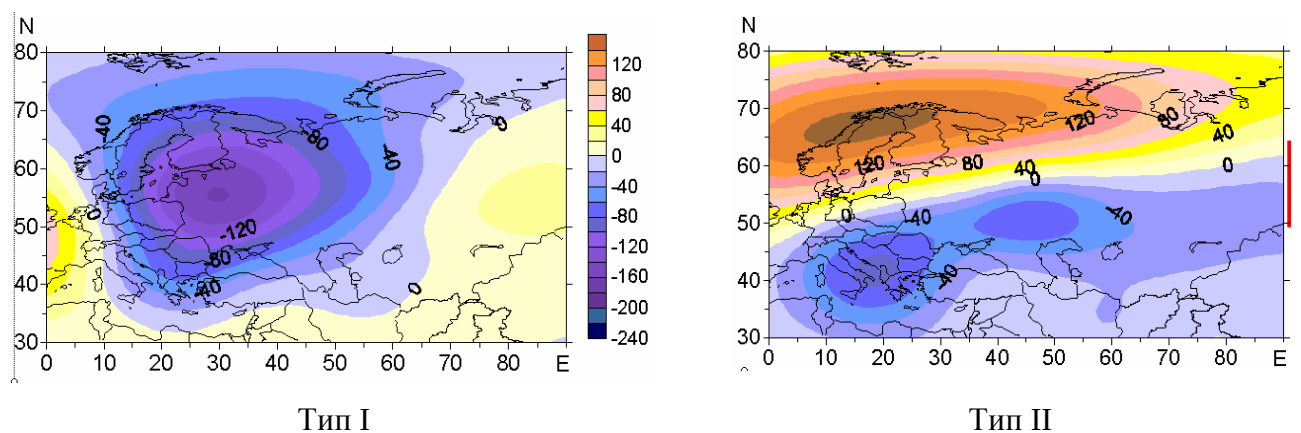


Рисунок 4.16. Аномалии высоты изобарической поверхности 500 гПа для каждого типа циркуляции от среднего многолетнего (1961-1990).

Далее на Рисунках 4.17-4.20 представлены результаты анализа многолетних изменений и соотношения двух типов атмосферной циркуляции, сопровождающих штормовое волнение на Черном море. По этим результатам можно сделать следующие выводы. Первый тип циркуляции встречается несколько чаще, чем второй. С 1960-х гг. отмечается постепенное уменьшение частоты повторяемости штормообразующих синоптических ситуаций обоих типов, хотя это происходит на фоне значительной межгодовой и междекадной изменчивости.

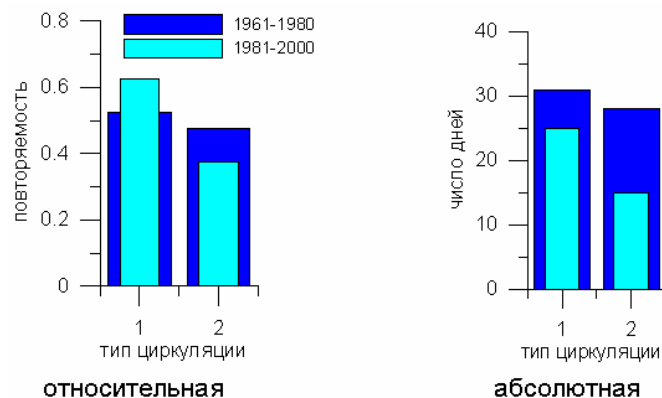


Рисунок 4.17. Относительная (слева) и абсолютная (справа) повторяемость типов циркуляции.

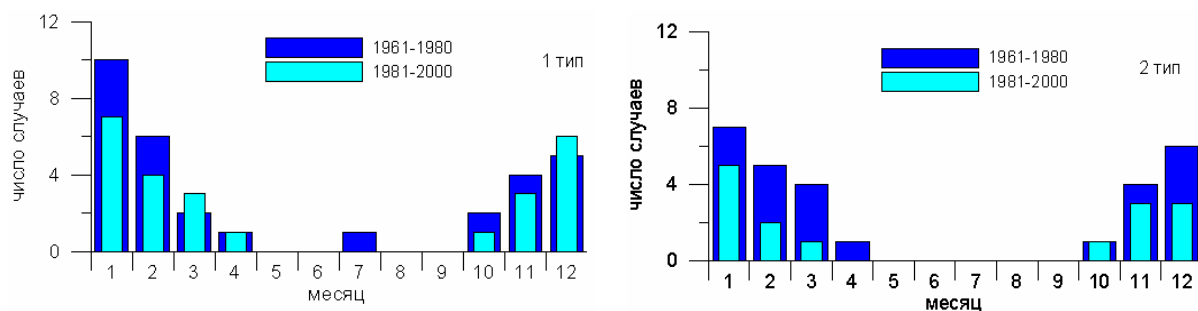


Рисунок 4.18. Средние годовой ход числа случаев каждого типа циркуляции.

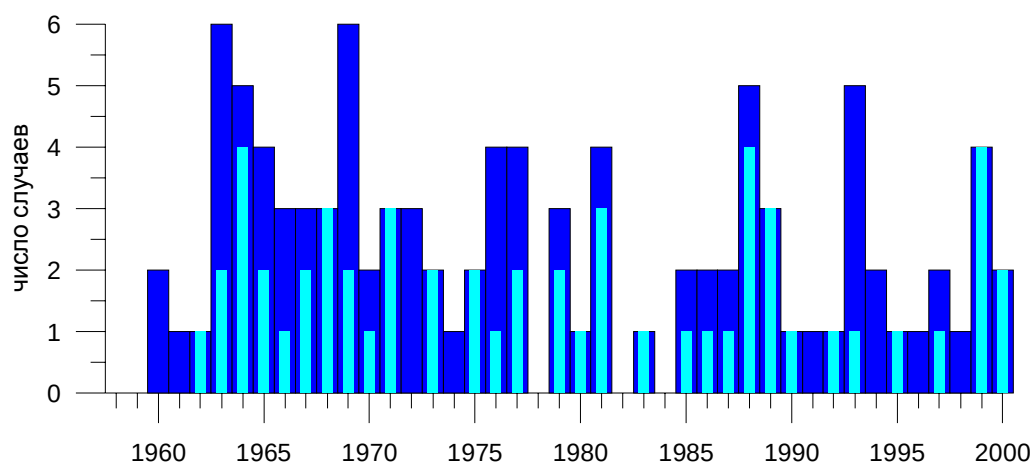


Рисунок 4.19. Ежегодное число штормовых ситуаций при циркуляции двух типов: общее число (синий цвет), число случаев типа 1 (голубой цвет). Число случаев 2 типа видно, как разница общего числа и числа случаев 1 типа.

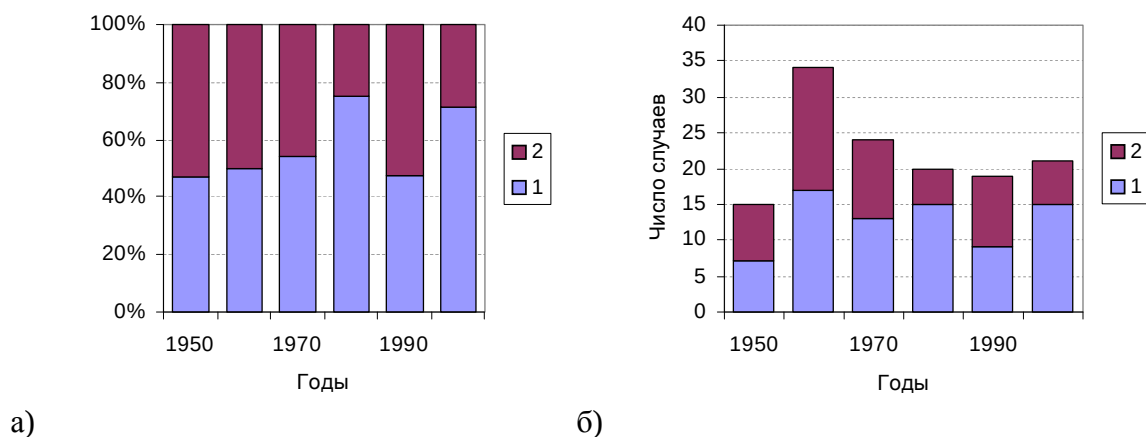


Рисунок 4.20. Повторяемость типов циркуляции по десятилетиям (слева – относительная, справа – абсолютная).

Для сопоставления штормовых ситуаций на Черном море с общими процессами циркуляции атмосферы были использованы климатические индексы крупномасштабного взаимодействия. Это направление исследования естественным образом проистекает из связи ветрового режима, как результата синоптической ситуации, и волнения. Взаимное расположение и интенсивность крупных барических образований в разных регионах земного шара характеризуется индексами, в целом отражающими перепад атмосферного давления на большом, порядка тысяч километров, пространстве. Повторяемость их ежедневных значений при каждом типе циркуляции для случаев со штормами показана на Рисунке 4.21.

В качестве степени интенсивности западного атмосферного переноса в умеренных широтах атлантического сектора северного полушария служит индекс Североатлантического Колебания (САК), он отражает колебание атмосферной массы между севером и югом Северной Атлантики и успешно используется для поиска связи особенности атмосферной циркуляции и изменений климата в России и Европе (например, [Зверьев, Гулев, 2007; Шмакин, Попова, 2006; Zverev, 2006 и др]). Пространственные особенности и временная изменчивость САК обычно определяются по полю давления на уровне моря (SLP), для которого существует наиболее длительный ряд инструментальных наблюдений. Обычно индекс САК вычисляется как разность нормированных значений давления на станции Гибралтар (Лисбон или Понта Дельгада) и станции Рейкьявик. Исходя из определения индекса и известных закономерностей черт ОЦА очевидно, что связь циклонической активности над Северной Атлантикой и режима волнения должна проявляться как над Атлантикой (например, [Абузаров, Нестеров, 2015]), так и над морями, омывающими Европейскую часть России, как это представлено далее.

Так максимальное число штормов обоих типов наблюдается при индексе близком к нулю, то есть при минимальных различиях приземного давления между Исландским минимумом и

Азорским максимумом, ослаблении зонального переноса и усилении меридиональных процессов.

Значения индекса Арктического колебания вычисляются как по данным давления на уровне моря в регионе Северного полушария с координатами (20° с.ш. -90° с.ш.), так и по среднемесячным аномалиям высоты геопотенциальной поверхности 1000 (или 700) гПа в узлах регулярной сетки, которые нормализуются относительно базового периода. Как видно из графика, для ситуаций со штормами преобладают случаи, когда значения АК отрицательны, т.е. зональная циркуляция ослаблена.

Поскольку штормы нередко развиваются при выходе циклонов со Средиземноморья были рассмотрены два варианта индекса Средиземноморского колебания СК-1 и СК-2 (Рисунок 4.21). Индекс СК-1 представляет собой разницу давления на уровне моря между станциями в Алжире (36.4° N, 3.1° E) и в Каир (30.1° N, 31.4° E), а СК-2 между северной границей Гибралтара (36.1° N, 5.3° W) и аэропортом Лод в Израиле ($32,0^{\circ}$ с.ш., 34.5° E). То есть эти индексы характеризуют крупномасштабные процессы в атмосфере над Средиземным морем. Как видно из рисунка, возникновение шторма происходит при разных значениях этих индексов.

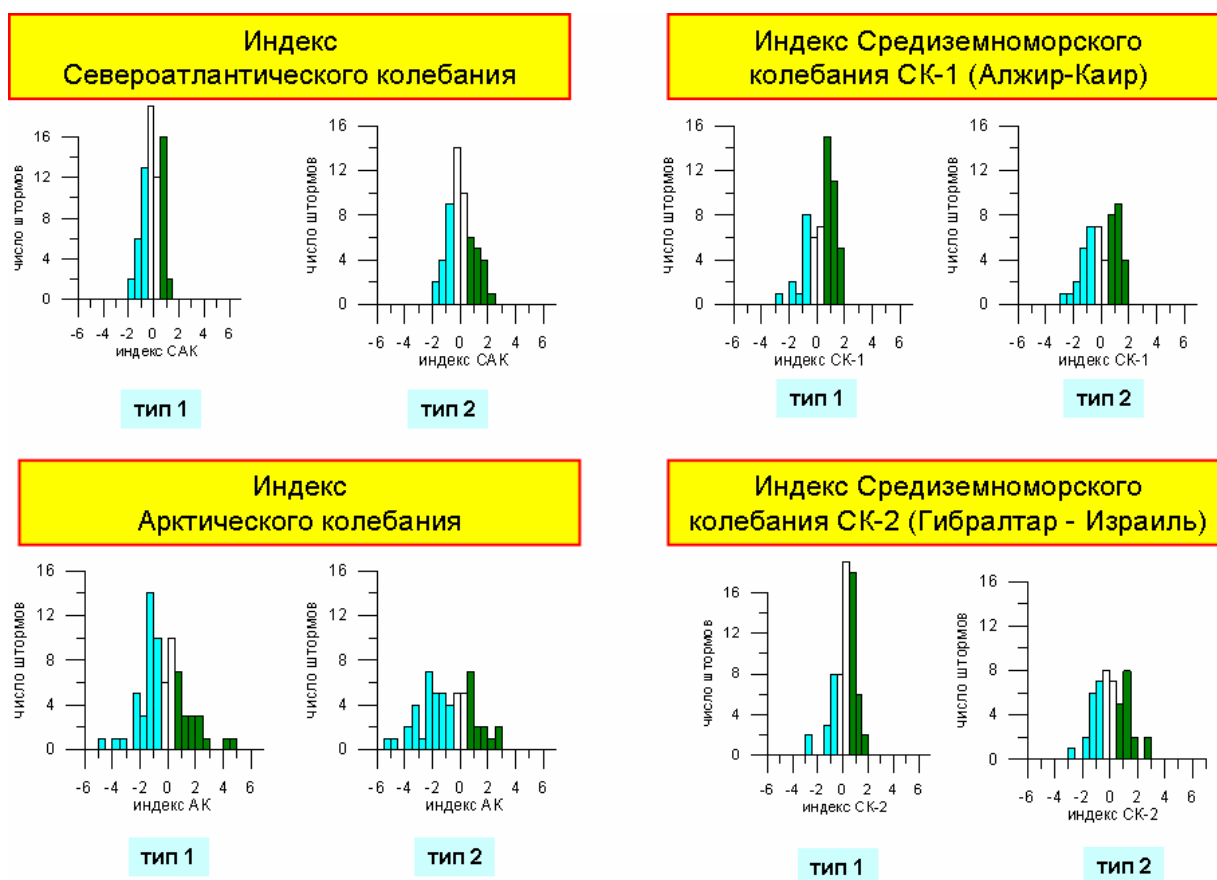


Рисунок 4.21. Повторяемость значений климатических индексов при разных типах циркуляции. Белым цветом выделены столбики с малыми значениями индекса (от -0.5 до 0.5), голубым – остальные отрицательные значения, зеленым – остальные положительные значения.

На следующем этапе по результатам климатических моделей проекта CMIP5 для численного эксперимента Historical (1950–2005 гг.) была выполнена оценка способности каждой модели проекта воспроизводить годовой ход повторяемости штормогенерирующих синоптических ситуаций по полю приземного давления, а также многолетнюю изменчивость их частоты. Список моделей, данные которых использовались в данном исследовании дан в Таблице 4.3.

Таблица 4.3. Климатические модели проекта CMIP5

Модель	Научный центр, страна
ACCESS1.0	Центр исследования погоды и климата (CAWCR), Australia
bcc-csm1-1	Климатический центр, Китайская метеорологической администрации, Китай
BNU-ESM	Колледж наук о глобальных изменениях и земной системе, Китай
CanESM2	Канадский центр моделирования и анализа климата, Канада
CCSM4	Объединенная модель климатической системы, США
CESM1-BGC	То же
CESM1-CAM5	– “ –
CMCC-CESM	Европейско-Средиземноморский центр климата и окружающей среды, Италия
CMCC-CMS	То же
CNRM-CM5	Национальный центр климатических исследований /Европейский центр исследований и подготовки научных кадров, Франция
CSIRO-Mk3.6.0	Научно-промышленная исследовательская организация / Квинсленд центр передового опыта по изменению климата, Австралия
GFDL-CM3	Геофизическая лаборатория гидродинамики, США
GFDL-ESM2G	То же
GISS-E2-H	Годдаровский институт космических исследований, Национальное управление по воздухоплаванию и исследованию космического пространства (NASA), США
GISS-E2-R	То же
HadGEM2-CC	Метеорологическое управление, центр Хэдли, Великобритания
HadGEM2-ES	То же
INMCM4	Институт вычислительной математики РАН, Россия
IPSL-CM5A-LR	Институт Пьера–Симона Лапласа, Франция
IPSL-CM5A-MR	То же
IPSL-CM5B-LR	– “ –
MIROC-ESM	Институт исследований атмосферы и океана (Университет Токио), Национальный институт исследований окружающей среды, Агентство по науке и технологии исследований океана и суши, Япония
MIROC-ESM-CHEM	То же
MIROC5	– “ –
MPI-ESM-LR	Институт метеорологии имени Макса Планка, Германия
MPI-ESM-MR	То же
MRI-CGCM3	Институт метеорологических исследований, Япония
MRI-ESM1	То же
NorESM1-M	Норвежский климатический центр, Норвегия

Все перечисленные модели проходили индивидуальную проверку реалистичности моделирования современного климата в части годового хода и многолетней повторяемости синоптических штормовых ситуаций, соотношения их типов. Получено, что большинство моделей хорошо воспроизвели главные типичные черты годового хода – максимальное число

штормов в холодный сезон и резкое уменьшение их числа в теплый сезон. Хотя многие из них в разной степени преувеличивают число штормовых ситуаций в теплый период (Рисунок 4.22)

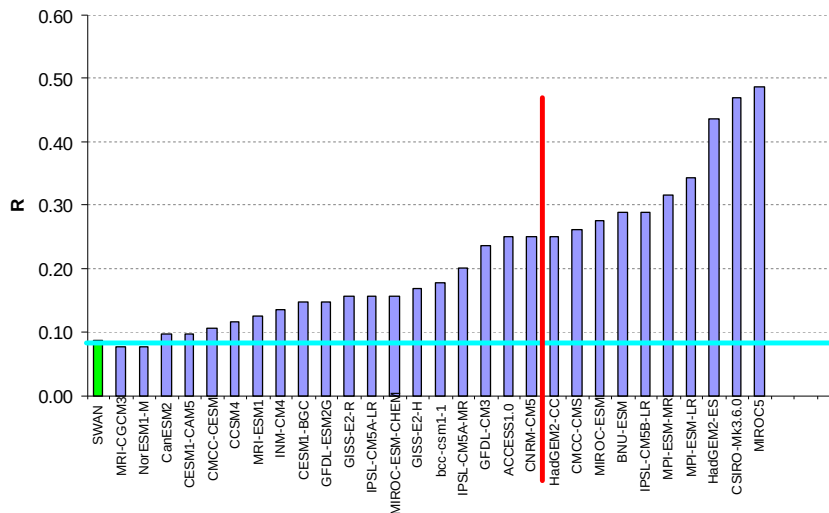


Рисунок 4.22. Воспроизведение моделями CMIP5 соотношения числа штормовых ситуаций (по полю приземного давления) в теплый (апрель-октябрь) и холодный (ноябрь-март) сезоны по сравнению с результатами SWAN. Голубая горизонтальная линия – уровень по данным SWAN. Красная вертикальная линия – граница отсеечения моделей с учетом результатом анализа по диаграмме Тейлора (Рисунок 4.23).

По результатам проверки были исключены модели HadGEM2-CC, CMCC-CMS, MIROC-ESM, BNU-ESM, IPSL-CM5B-LR, MPI-ESM-MR, MPI-ESM-LR, HadGEM2-ES, CSIRO-Mk3.6.0, MIROC5. Были оставлены 19 моделей, для которых на диаграмме Тейлора коэффициент корреляции не менее 0.9, соотношение штормовых ситуаций в теплый и холодный сезон не более 0.25. На основе этих моделей был составлен ансамбль. Далее для каждой модели рассчитывали коэффициент пространственной корреляции k между полем давления (реанализ NCEP/NCAR) за каждый день со штормом $p_n(\varphi, \lambda)$ и ежедневных полей давления, полученных по результатам моделирования за 1950–2010 гг. Затем, зная, сколько всего случаев штормового волнения было за 60 лет, оценивалась величина так называемого критического коэффициента корреляции $k_{\text{крит}}$ (в среднем 0,95–0,96), при котором за 60 лет число штормовых полей давления в модели аналогично числу штормовых дней в календаре штормов по SWAN (т. е. модель правильно воспроизводит многолетнюю статистику штормов).

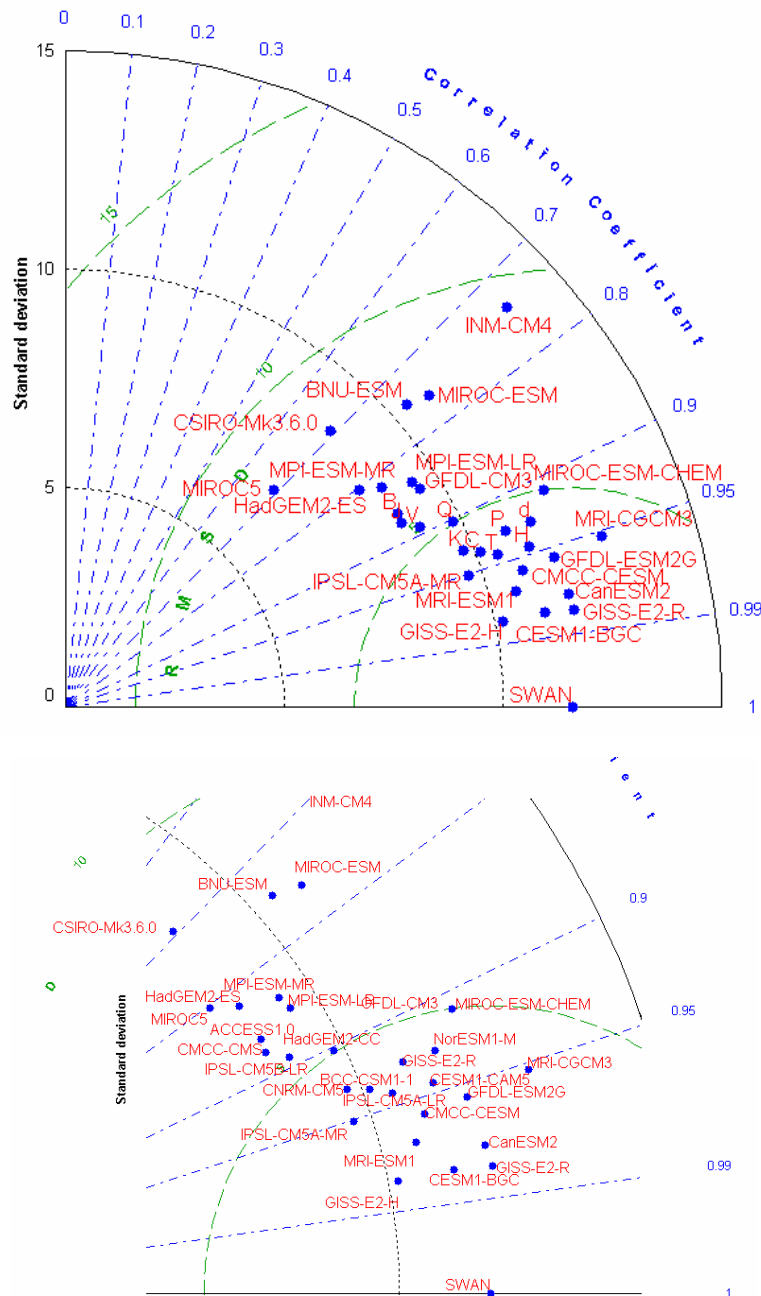


Рисунок 4.23. Воспроизведение моделями годового хода повторяемости штормовых ситуаций в сравнении с годовым ходом по результатам SWAN – диаграмма Тейлора [Taylor, 2001].

По внешней стороне круга изменяется по азимуту коэффициент корреляции данных каждой модели и SWAN. Круговые линии (пунктир с точкой), значения которых уменьшаются по мере удаления от центра круга – стандартное отклонение для каждого ряда. Круговые линии (длинный пунктир) относительно точки SWAN – среднеквадратическое отклонение между модельным рядом и данными SWAN. Наверху полная схема с подписанными осями, внизу – увеличенная часть диаграммы с полными названиями моделей.

Для климатического сценария RCP8.5, предполагающего наиболее сильный радиационный форсинг из-за увеличения концентрации парниковых газов, климатический прогноз возможной повторяемости штормовых ситуаций в XXI в. был рассчитан по ансамблю моделей. Причисление дня к штормовому типу осуществлялось только в том случае, если

коэффициент пространственной корреляции между полем давления и $p_n(\varphi, \lambda)$ удовлетворял условию $k \geq k_{\text{крит}}$.

Согласно полученным результатам для условий сценария RCP8.5 диагностируя рост числа штормовых ситуаций (Рисунок 4.24). Эта особенность оказывается выраженной в виде квазирегулярного тренда, рост статистически значим, хотя происходит с некоторыми квазипериодическими колебаниями.

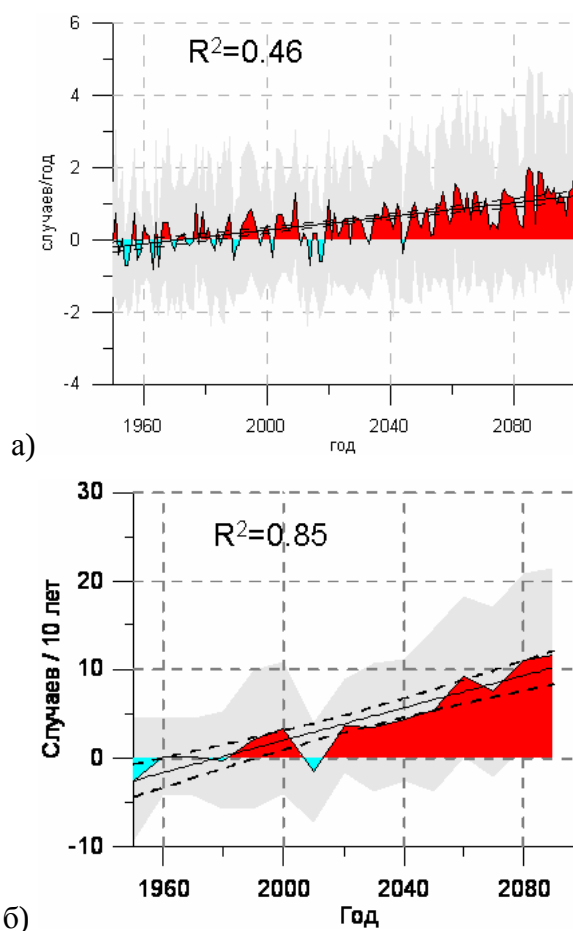


Рисунок 4.24. Динамика отклонения от среднего за период 1961-1990 гг. числа штормовых ситуаций по ансамблю моделей CMIP5 по данным экспериментов Historical (1950-2005 гг.) и RCP8.5 (2006-2100 гг.). Наверху – ежегодная динамика, внизу – средние значения по десятилетиям.

Черная прямая – линия тренда и ее 95%-ный доверительный интервал. Серая заливка – межмодельный разброс значений.

Можно предположить, что этот региональный эффект к концу XXI в. вступает в противоречие с результатами прогноза увеличения температуры в высоких широтах, уменьшения межширотного градиента температуры, а следовательно, и градиента атмосферного давления в направлении экватор–полюс и ожидаемого в связи с этим уменьшения скорости ветра. Но это не противоречит полученным результатам. Во-первых, уменьшения средней скорости ветра, действительно демонстрируемое многими моделями CMIP5 в умеренных и высоких широтах для климата XXI в., не отменяет присутствия в

прогностической функции распределения значений скорости ветра, которые вызывают штормовое волнение. Во-вторых, климатические модели в целом занижают абсолютные значения экстремальной скорости ветра, поэтому прогноз скорости ветра не анализируется в данной работе, а рассматриваются прогностические проекции повторяемости синоптических ситуаций, генерирующих штормовой ветер, по полю атмосферного давления, которое, как известно, хорошо воспроизводится моделями климата. В-третьих, активная циклоническая деятельность в средних и высоких широтах, способствующая развитию сильных ветров и штормового волнения, свидетельствует о существенном вкладе крупномасштабной вихревой компоненты в формирование результирующего среднего значения скорости ветра. Кроме того, увеличение частоты штормогенерирующих синоптических ситуаций не обязательно должно приводить к увеличению значений средней скорости, напротив, она может оставаться неизменной или даже уменьшаться до некоторого предела, при котором будет развиваться штормовое ветровое волнение.

4.3. Каспийское море

По аналогии с прогнозом по Черному морю (раздел 4.2) для Каспийского моря предлагаемая технология была реализована для трех вариантов: 1) для случаев сильного ветра (15 м/с и более) по данным срочных наблюдений на прибрежных станциях, 2) для случаев штормового волнения, зафиксированных по наблюдениям, 3) для случаев штормового волнения, идентифицируемых по результатам расчетов ветровой модели волнения.

4.3.1.

Климатология ветрового режима и волнения Каспийского моря очень сложна, ее описание можно найти, например, в [Кошинский, 1964, 1975; Гидрометеорология, т.VI, 1992; Климат, 2001; Справочные, 2006; Болгов и др., 2007; Костяной и др., 2014; Водный, 2016] и других работах. Штормы на Каспийском море бывают довольно часто и в любое время года. В силу орографических особенностей побережья и атмосферной циркуляции влиянию сильных и штормовых ветров, особенно северного и северо-западного направлений наиболее подвержен Апшеронский полуостров. Несколько слабее штормовая деятельность в районе Махачкала-Дербент, здесь при северо-западном и юго-восточном направлениях ветра особенно высока повторяемость больших скоростей ветра. Районирование Каспийского моря по ветровому режиму и повторяемость дней в году со скоростью ветра не менее 15 м/с показаны на Рисунке 4.25. Наиболее подробное сводное описание основных типов синоптических ситуаций, приводящих к штормовым ситуациям дается в [Гидрометеорология, т.VI, 1992]. Эти типизации выполнялись по данным наблюдений за различные периоды и их обобщение было выполнено

на основе тщательного анализа сборно-кинематических карт, ежедневных карт приземного давления и барической топографии. Среди наиболее известных – типизация А.А. Мадат-заде [Мадат-заде, 1954, 1959], которая уточнялась и модифицировалась по мере углубления исследований. В результате среди основных процессов, обуславливающих сильные ветры, называются четыре разновидности антициклонического влияния (отрог азорского антициклона, скандинавские и Карские антициклоны, юго-западная периферия антициклона) и отдельно рассматривается циклоническая деятельность. В последнем случае циклоны могут выходить на Каспий по различным траекториям, имеющим в целом западную составляющую, отдельно рассматривается также местный циклогенез. Но основная часть случаев с сильными и штормовыми ветрами на Каспийском море формируется под влиянием антициклонических процессов, в особенности, связанных с прорывами на Каспий ядер отрогов Азорского и полярных антициклонов (47%). Штормы циклонического происхождения более редки (29%) и охватывают меньшую часть моря [Гидрометеорология, т.VI, 1992].

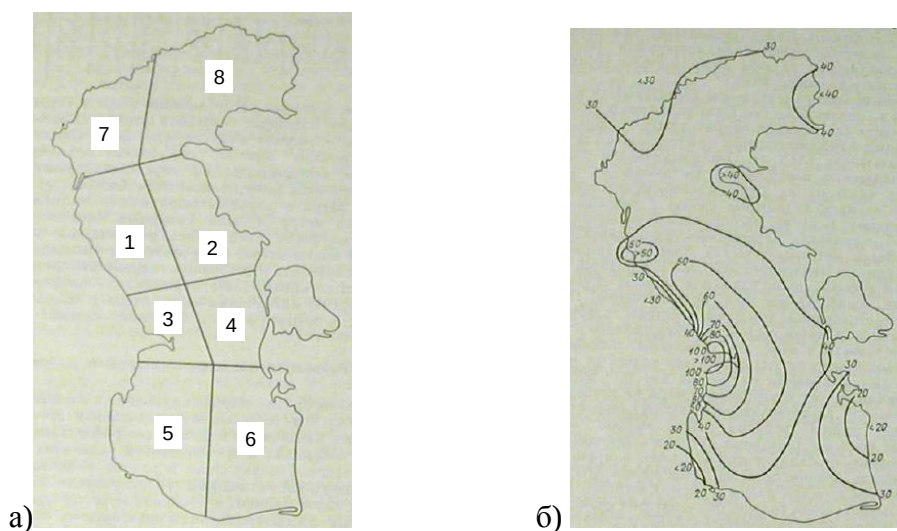


Рисунок 4.25. Районирование Каспийского моря по ветровым условиям (а), количество дней в году с сильным ветром $V \geq 15$ м/с [Гидрометеорология, т.VI, 1992].

Одни из детальных исследований ветрового режима были выполнены С.Д. Кошинским [1964]. Согласно им над Каспийским морем преобладают ветры северных С, СЗ, СВ (41%) и юго-восточных (35%) направлений, причем последние отмечаются наибольшей устойчивостью. В зависимости от переноса воздушных масс С.Д. Кошинским [1975] выделено пять основных типов ветровых полей: тип I – северо-западный; тип II – северо-северо-восточный; тип III – восточный-северо-восточный; тип IV – юго-восточный; тип V – вихревой. Из них наибольшую устойчивость имеет тип IV, наименее устойчив тип V. Число дней с $V \geq 15$ м/с наибольшее, 60–80 дней в году, в районе п-ова Апшеронский, где проявляется аэродинамический эффект усиления северо-западного ветра. Менее всего подвержены влиянию сильных и штормовых ветров юго-западное и юго-восточное побережье моря, где число дней с таким ветром обычно

не превышает 20–30 в год. В Северном Каспии и на восточном берегу Среднего Каспия таких дней 30–40 в году. Сезонный ход таких ветров неравномерен по акватории. В северной части моря сильные ветры чаще весной, реже – летом; на восточном побережье Среднего Каспия максимум таких дней приходится на зиму, а на юго-восточном побережье – на лето или конец весны. В районе Апшеронского п-ова два максимума – зимой и в середине лета [Кошинский, 1975].

Для дополнения общей картины по аналогии с Черным морем упомянем некоторые особенности ветрового режима для $V \geq 15$ м/с, полученные в ходе данной работы по результатам срочных наблюдений на метеорологических станциях бывшего СССР.

Более частая повторяемость больших скоростей ветра характерна для холодного периода (Рисунок 4.26а). Для таких ветров наиболее характерны направления с преобладанием северных румбов (Рисунок 4.26б). Намного более редкие, но выраженные при сильных скоростях ветра – юго-западная и юго-восточная четверти. Развитие штормового волнения на море зависит не только от скорости ветра, но и от продолжительности ветрового воздействия. Проведенный нами анализ данных наблюдений показывает, что в среднем по всей выборке станций наибольшая повторяемость скорости ветра даже при штормах, которые имели наиболее жестокие последствия, характерна для диапазона 15–20 м/с (Рисунок 4.26в). Здесь малые значения относятся к тем участкам берега, которые не были затронуты штормами.

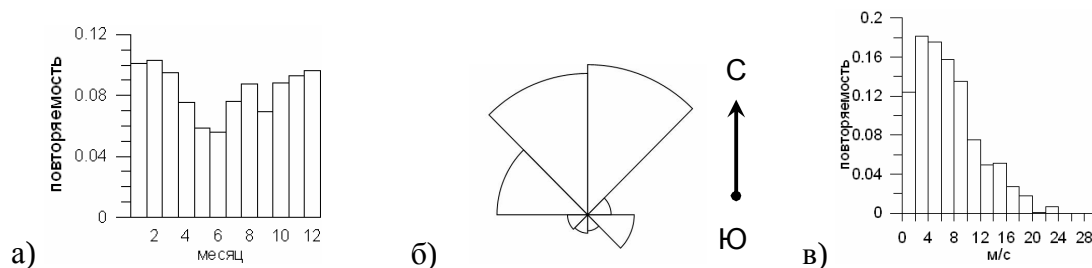


Рисунок 4.26. Повторяемость по месяцам числа случаев (а), направлений ветра (б) для всех случаев с $V \geq 15$ м/с по данным срочных наблюдений на береговых метеорологических станциях; повторяемость скорости ветра на этих станциях для штормов с высотой волны более 4 м (результаты SWAN, 94 случая за 1948–2010 гг.).

Далее для выборки случаев, при которых рассчитанная моделью ветрового волнения SWAN высота волн была не ниже 4 м, анализ данных по скорости ветра выполнен по данным реанализа NCEP/NCAR, что позволило рассмотреть ветры над морем, а не только на побережье (Рисунок 4.27). Очевидно, что для теплого периода такие шторма редки. Их возникновение во все сезоны наиболее часто связано с ветрами северных и западных румбов. Этот же вывод при более подробной оценке по десятилетиям следует из Таблицы 4.4.

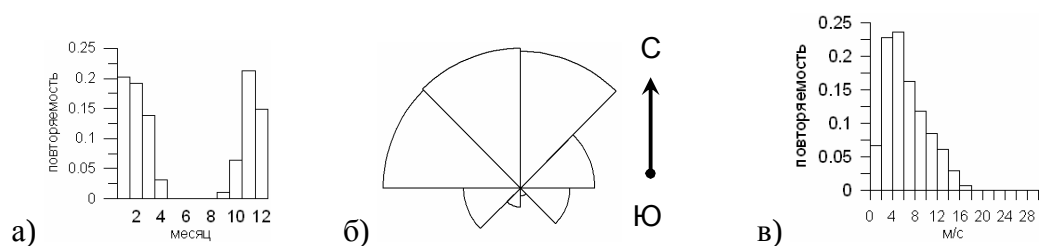


Рисунок 4.27. Для случаев штормов с высотой волны 4 м и более (результаты SWAN) повторяемость по месяцам числа случаев (а), направлений ветра (б); скорости ветра (в) над морем (реанализ NCEP/NCAR).

МОЦАиО MPI-ESNAM5 удовлетворительно воспроизводит интегральные закономерности в распределении направления ветра и его скорости над морем для периода 1961-2000 гг (Таблица 4.4, 4.5). Несколько преувеличена в результатах моделирования значимость ветров южных направлений для случаев, когда скорость над морем хотя бы в одной модельной ячейке превышает 15 м/с в среднем за сутки.

Таблица 4.4. Повторяемость направления ветра (NCEP/NCAR) над морем при штормовых ситуациях с высотой волны 4 м (по календарю SWAN)

Направление ветра	Годы						Всего (1948- 2010)
	1950- 1959	1960- 1969	1970- 1979	1980- 1989	1990- 1999	2000- 2009	
Преобладание направления ветра на 2/3 и более площади моря							
С, >315, <45°	6	4	7	3	7	5	33
В, 45-135°	6	4	3	0	0	0	14
Ю, 135-225°	0	1	0	0	0	0	1
З, 225–315°	8	4	0	6	2	2	22
Смешанные случаи							
С и З	1	2	2	0	1	3	10
С и В	1	1	4	0	1	0	7
Все направления	0	3	2	0	1	1	7
ВСЕГО	22	19	18	9	12	11	

Таблица 4.5. Повторяемость преобладающих направлений ветра с $V \geq 15$ м/с над морем (MPI-ESNAM5)

Направление	Годы		
	1961-1980	1981-2000	2046-2065
Преобладание направления ветра на 2/3 и более площади моря			
С, >315, <45°	32	20	29
В, 45-135°	5	15	8
Ю, 135-225°	12	11	13
З, 225-315°	5	4	3
Смешанные случаи			
С и З	5	7	5
С и В	1	0	0
Ю и З	0	3	0
Ю и В	9	16	7
Все направления	1	0	7
ВСЕГО	70	76	72

Результаты прогностических численных экспериментов МОЦАиО MPI-ESNAM5 по сценарию SRES A2 не дают оснований предполагать к середине XXI века заметного изменения ветрового режима над Каспийским морем (Рисунок 4.28). Кроме того, результаты модели демонстрируют заметные различия между двумя двадцатилетиями XX века, на фоне которых предполагаемые изменения в середине XXI века затруднительно принимать, как значимые.

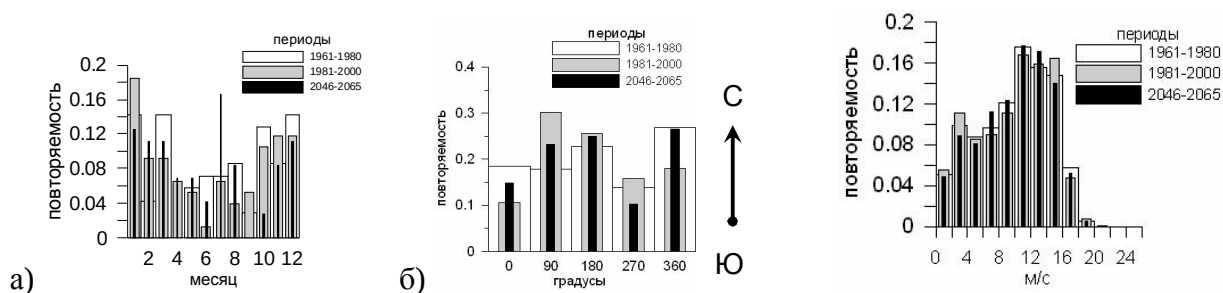


Рисунок 4.28. Повторяемость по месяцам числа случаев (*а*), направлений ветра (*б*) для всех случаев с $V \geq 15$ м/с; распределение скорости ветра над морем для случаев, когда хотя бы в одной модельной ячейке средняя суточная $V \geq 15$ м/с (*в*). По результатам МОЦАиО MPI-ESNAM5

4.3.2.

Теперь вместо результатов моделирования поля ветра, рассмотрим, насколько успешно модель климата воспроизводит статистику по выбранным случаям особенно известных штормов, календарь по которым (Таблица 4.5) был собран по сведениями [Гидрометеорология, т. VI, 1992] и сообщениям МЧС. Результаты моделирования MPI-ESNAM5 полей атмосферного давления, при которых формировались эти штормы очень близки к данным реанализа (Рисунок 4.29) – ярко выражено преобладание случаев, подобных номерам 3, 6, 7, 8 (номера см. Таблица 4.6). Прогноз повторяемости показывает, что в середине 21 в. взаимное распределение повторяемости этих типов синоптических ситуаций изменится несущественно и будет более близко к периоду 1961-1980 гг., чем к 1981-2000 гг.

Таблица 4.6. Даты штормов. Разделение по группам выполнено на основе визуального и количественного анализа степени близости полей приземного давления и H700 и H500 на территории 35-50°с.ш. 40-60° в.д.

№ п/п	Дата	№ п/п	Дата	№ п/п	Дата
	Тип 1		Тип 2		Тип 3
1	1952-02-12	10	1948-10-26	13	1957-11-20
2	1952-03-01	11	1975-01-13	14	1976-10-17
3	1952-11-11	12	1985-10-01	15	1980-05-15
4	1965-12-17			16	1982-01-11
5	1978-02-21			17	1987-01-31
6	1981-11-04				
7	1984-01-25				
8	1990-12-13				
9	1995-03-12				

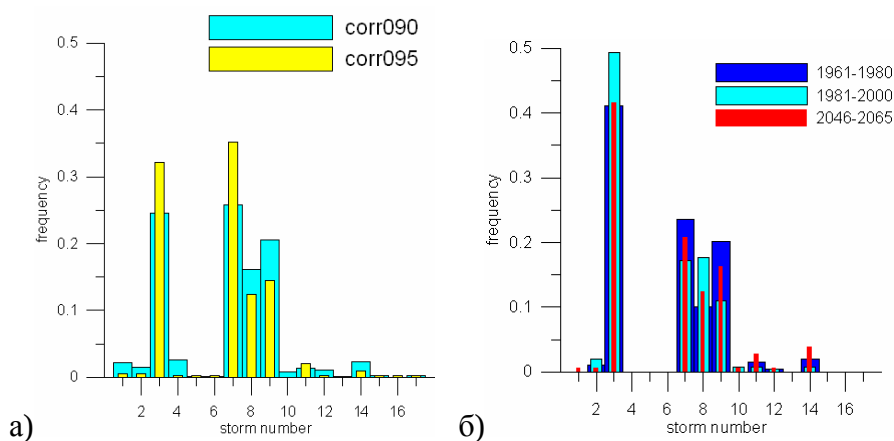


Рисунок 4.29. Повторяемость событий штормов по данным реанализа NCEP/NCAR в период 1948-2010 гг. (а) и результатам МОЦАиО MPI-ESM5 за три периода (б). Номера штормов (ось ОХ) соответствуют календарю в Таблице 5.5.

4.3.3

В третьем варианте, как и для Черного моря, за исходный календарь штормовых событий на Каспийском море использовались данные модели ветрового волнения SWAN, рассчитанные к.г.н., доцентом кафедры океанологии географического факультета МГУ В.С. Архипкиным. В качестве порогового значения для составления календаря вновь использована значительная высота волн $h \geq 4$ м. При таких условиях за период 1948-2011 гг. в календарь вошло 87 штормов, их ежегодная повторяемость показана на Рисунке 4.30. Из этого графика видно, что со второй половины 1970-х гг. повторяемость указанных ситуаций несколько уменьшилась по сравнению с периодом 1950–1975 гг., хотя были годы и с положительными отклонениями от среднего многолетнего. Годовой ход штормового волнения представлен на Рисунке 4.31, согласно результатам моделирования, явное преобладание таких ситуаций приходится на холодный сезон.

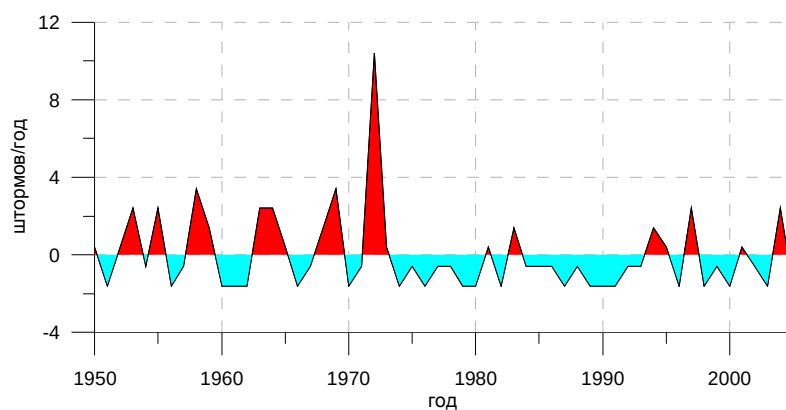


Рисунок 4.30. Ежегодное число случаев штормового волнения (значительная высота волн $h \geq 4$ м) по результатам модели ветрового волнения SWAN.

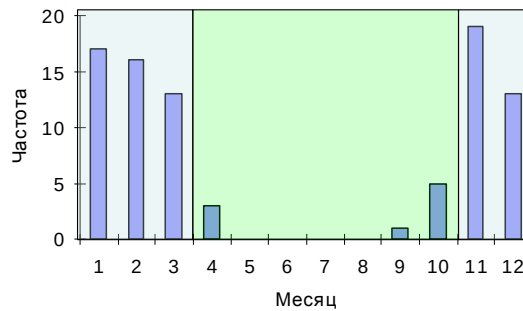


Рисунок 4.31. Количество штормовых ситуаций (значительная высота волны $h \geq 4$ м) за каждый месяц года по результатам моделирования SWAN.

По аналогии с методом, примененным для Черного моря, для ситуаций штормового волнения была выполнена типизация полей приземного атмосферного давления методом кластерного анализа. Было выделено три основных типа (Рисунок 4.32). Они генетически и с точки зрения циркуляционных особенностей согласуются с описанными выше пятью синоптическими типами [Мадат-заде, 1954, 1959] и пятью типами поля ветра [Кошинский, 1975]. Однако выделенные в настоящей работе три типа более генерализованы, поэтому их меньше.

Первый тип циркуляционной картины характеризуется развитием мощного антициклона в районе востока Европейской части России, Среднего Урала и Западной Сибири. Циклоническая деятельность вытеснена на север и на Средиземное море. Южная периферия антициклона определяет ветровой режим над Каспием. Второй тип составляет почти половину случаев со штормами. Его отличительные черты – обширная циклоническая область над Арктикой, циклоны над регионом Ближнего Востока и Ираном, два крупных антициклона с центрами над юго-востоком Европы и Монголией. Между антициклонами над Центральной Азией располагается перемычка низкого давления, захватывающая и Каспий. Третий тип имеет некоторые схожие черты со вторым типом, но его отличают меньшая выраженность антициклона над Европой и выраженная область пониженного давления над Центральной Азией. В этом случае именно усиление циклонической деятельности способствует развитию больших скоростей ветра над морем.

Годовой ход повторяемости штормовых ситуаций с учетом выделенных типов показан на Рисунке 4.33. Видно, что тип I, особенно часто встречается в холодный сезон, в теплый период возрастает роль двух других типов. На основе Рисунков 4.34, 4.35 можно сделать вывод, что повторяемость типа I к концу XX века уменьшается.

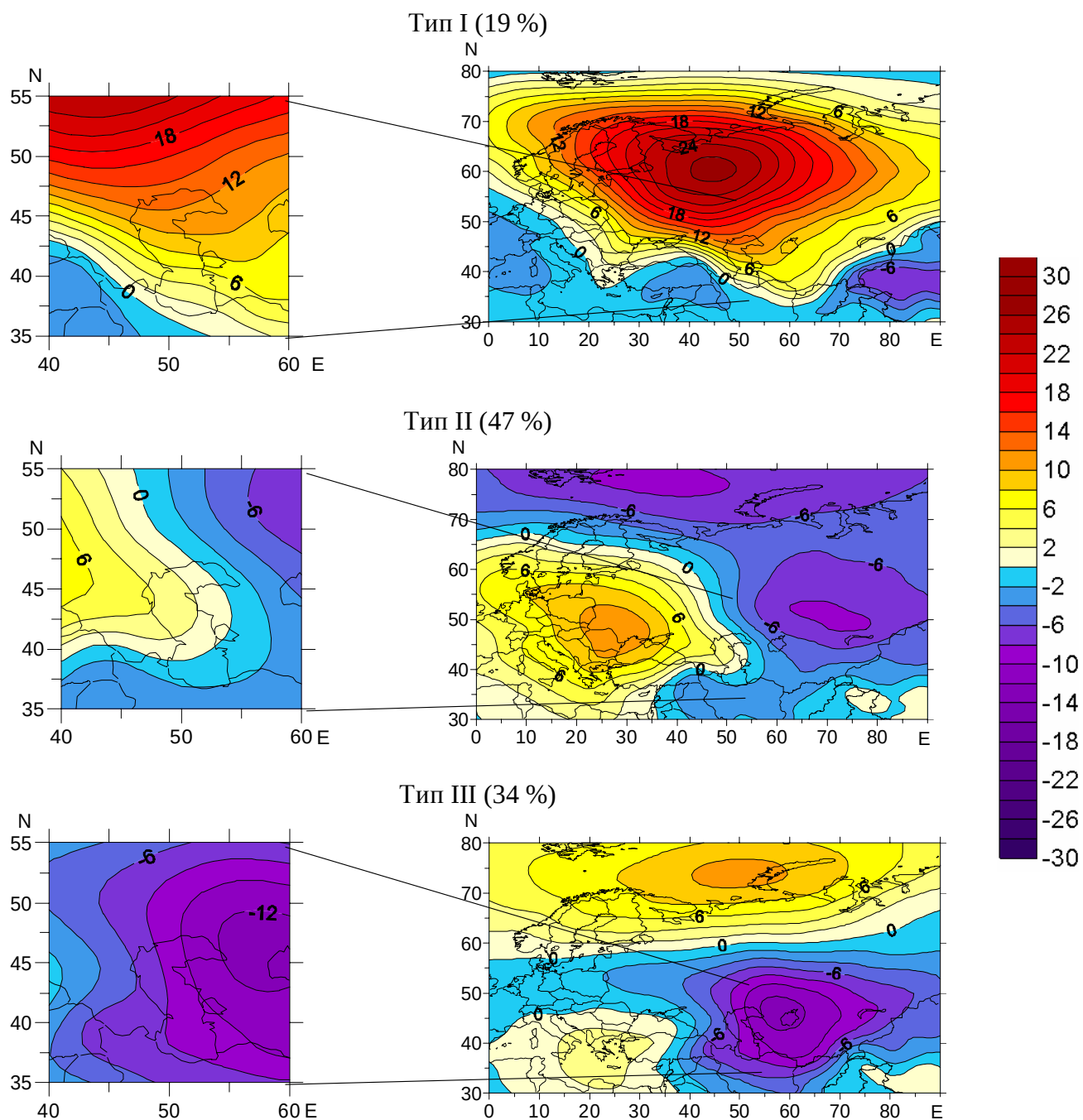


Рисунок 4.32. Аномалии поля приземного давления , гПа, для каждого типа циркуляции от среднего многолетнего (1961-1990)

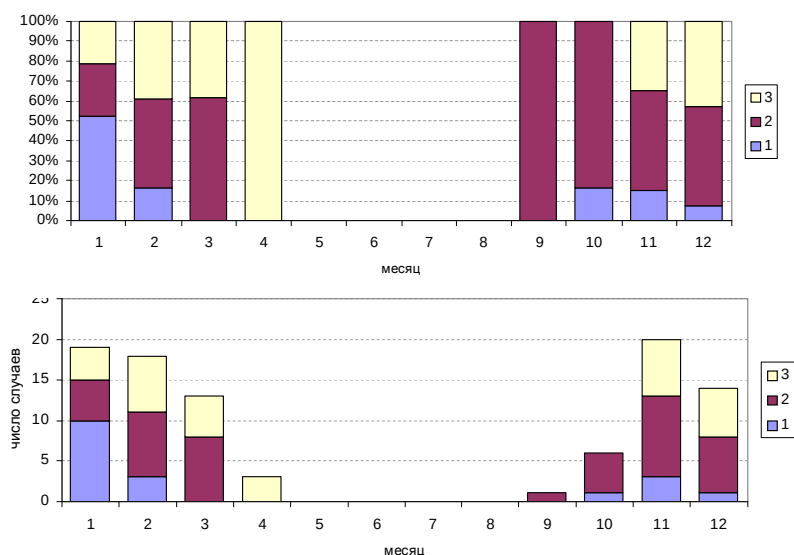


Рисунок 4.33. Годовой ход повторяемости штормовых ситуаций с учетом типа атмосферной циркуляции. Вверху – относительная, внизу – абсолютная.

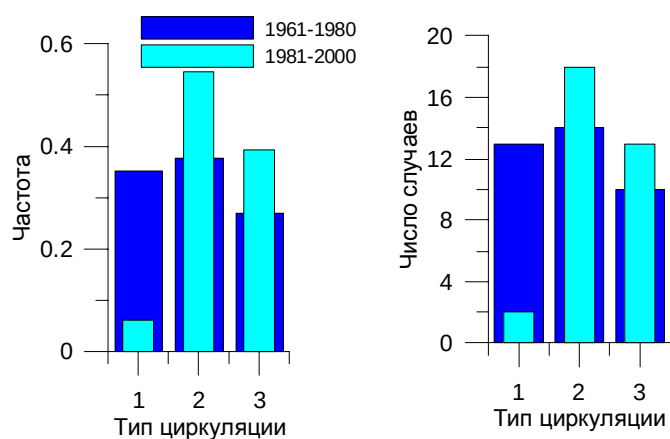


Рисунок 4.34. Повторяемость типов циркуляции для случаев со штормовым волнением на Каспийском море, относительная (слева), абсолютная (справа) за период 1948-2011 гг.

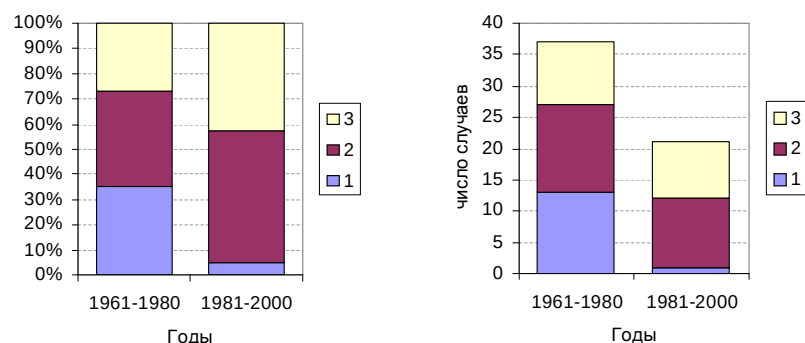


Рисунок 4.35. Повторяемость типов циркуляции для случаев со штормовым волнением на Каспийском море для двух двадцатилетних периодов (1961-1980 и 1981-2000 гг.). Слева – относительная, справа – абсолютная.

Связь с индексами крупномасштабной циркуляции атмосферы показана на Рисунке 4.36. Выборка индексов была выполнена для каждого дня со штормом по ежедневным данным индексов Североатлантического колебания (САК) и Арктического колебания (АК), а также по средним месячным данным этих индексов и индексов POLEUR, SCAND (США, Climate Prediction Centre, National Weather Service, <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml> [Barnston, Livezey, 1987]), NCP (Северное море – Каспий), Великобритания, Climate Research Unit, <https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/ncp/> [Kutiel, Benaroch, 2002]).

Как видно из Рисунка 4.36, для первого типа наиболее явной получается связь с положительными значениями индекса NCP, который рассчитывается как нормализованная разница двух значений высоты изобарической поверхности 500 гПа: среднее значение в Северном море (между точками 55°с.ш., 0°в.д. и 55°с.ш., 10°в.д.) и среднее значения для Северного Каспия (между точками 45°с.ш., 50°в.д. и 45°с.ш., 60°в.д.), а также с положительными значениями индекса SCAND, который отражает перепад давления между Скандинавией и восточной Европой-Россией. Такое сочетание отвечает главным чертам поля давления для типа I – снижение давления с севера на юг к Каспийскому морю.

Для типа II заметнее всего связь с положительным индексом NCP, который как раз отражает снижение атмосферного давления в направлении от Северного моря к Каспию. Можно также отметить преобладание положительных значений индекса Арктического колебания, который оценивается по первой составляющей разложения на ЕОФ поля аномалий высоты изобарической поверхности 1000 гПа (или 700 гПа) для Северного полушария (20–90°с.ш.) и нормализуется относительно базового периода 1950–2000 гг.

В случае типа III наиболее часто отмечаются отрицательные значения индексов САК и АК. Действительно отрицательные индексы соответствуют ситуации аномально высокого давления в полярных широтах и смещения зоны пониженного давления и траекторий полярно-фронтовых циклонов к югу умеренного климатического пояса.

Обобщая, можно сказать, что во всех трех типах вектор барического градиента направлен в сторону Каспийского моря, над которым атмосферное давление понижено. Направление вектора различается, хотя общие черты есть между типами I и III. Используемые индексы отражают в целом перепад атмосферного давления между различными крупными географическими регионами, отсюда и преобладание связи с тем или иным индексом.

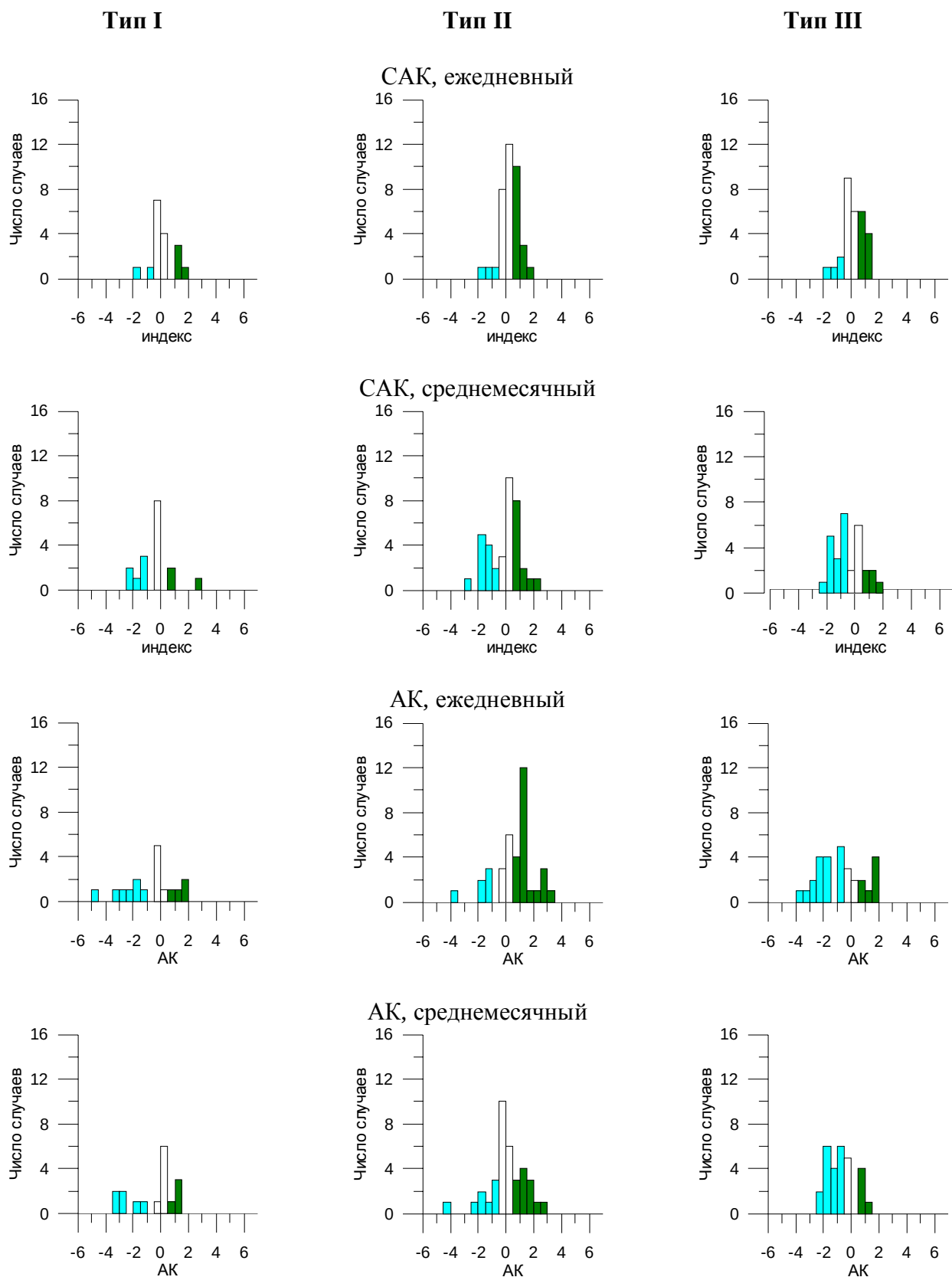


Рисунок 4.36. Повторяемость значений климатических индексов при разных типах циркуляции. Белым цветом выделены столбики с малыми значениями индекса (от -0.5 до 0.5), голубым – остальные отрицательные значения, зеленым – остальные положительные значения.

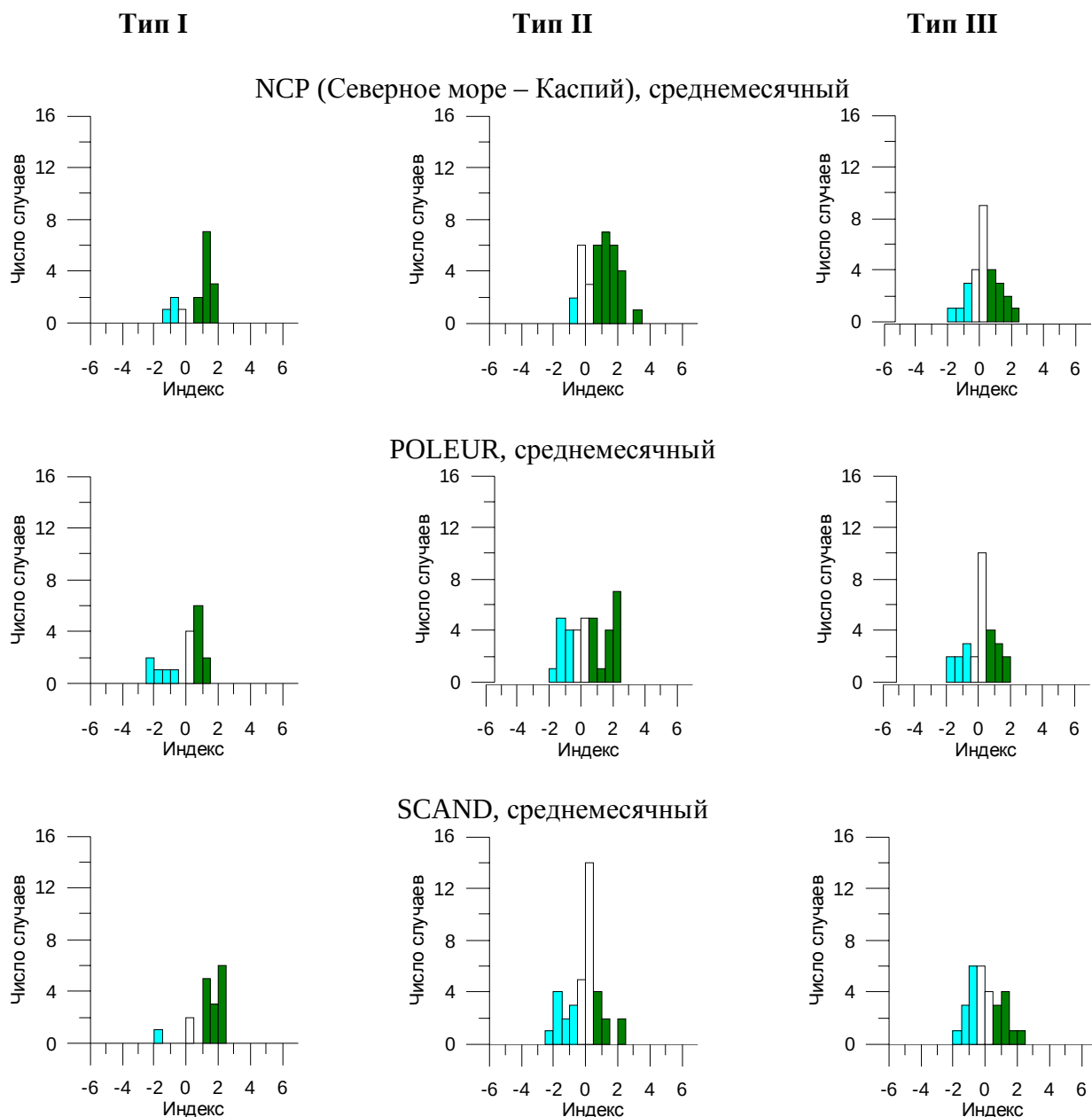


Рисунок 4.36. Продолжение.

Перейдем к задаче климатического прогноза повторяемости синоптических ситуаций, сопровождающихся штормовым волнением. На первом этапе, как и ранее, был выполнен анализ успешности климатических моделей проекта CMIP5 воспроизводить такие ситуации в целом и отдельно по типам. Анализ способности моделей воспроизводить соотношение типов циркуляции и сопоставление с календарем SWAN (Рисунки 4.37, 4.38) показал необходимость исключить часть моделей из рассмотрения, для многих из них основным недостатком оказалось существенное преувеличение штормовых синоптических ситуаций в летнее время. Поэтому в итоге были оставлены 12 моделей, что несколько улучшило ансамблевые результаты по годовому ходу повторяемости, хотя не решило проблему до конца (Рисунок 4.39).

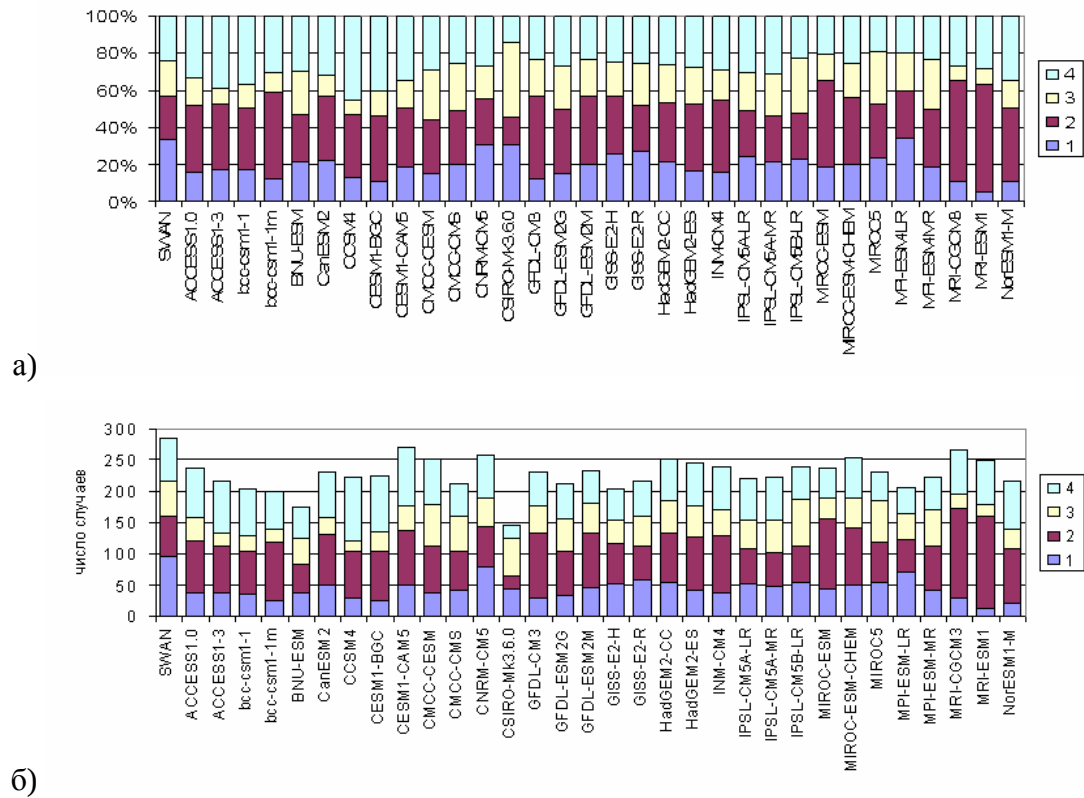


Рисунок 4.37. Соотношение типов полей приземного атмосферного давления для штормов по календарю SWAN и 29 моделям CMIP5, ноябрь-март 1950-2005 гг. В относительных единицах сверху, абсолютных – внизу.

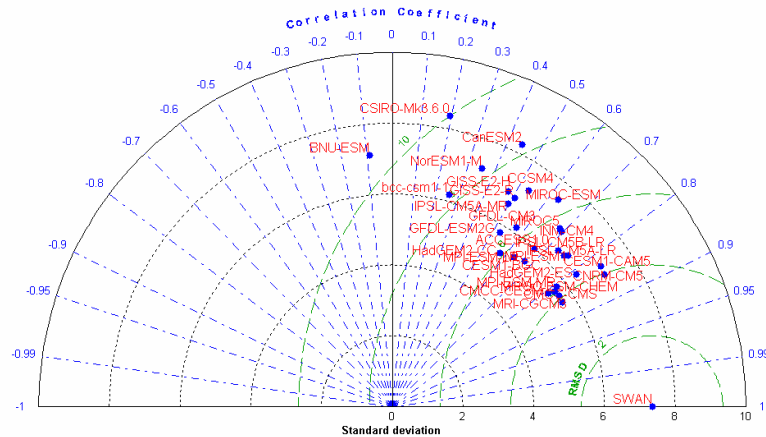


Рисунок 4.38. Воспроизведение моделями годового хода повторяемости штормовых ситуаций в сравнении с годовым ходом по результатам SWAN – диаграмма Тейлора [Taylor, 2001].

По внешней стороне круга изменяется по азимуту коэффициент корреляции данных каждой модели и SWAN. Круговые линии (пунктир с точкой), значения которых уменьшаются по мере удаления от центра круга – стандартное отклонение для каждого ряда. Круговые линии (длинный пунктир) относительно точки SWAN – среднеквадратическое отклонение между модельным рядом и данными SWAN. Наверху полная схема с подписанными осями, внизу – увеличенная часть диаграммы с полными названиями моделей.

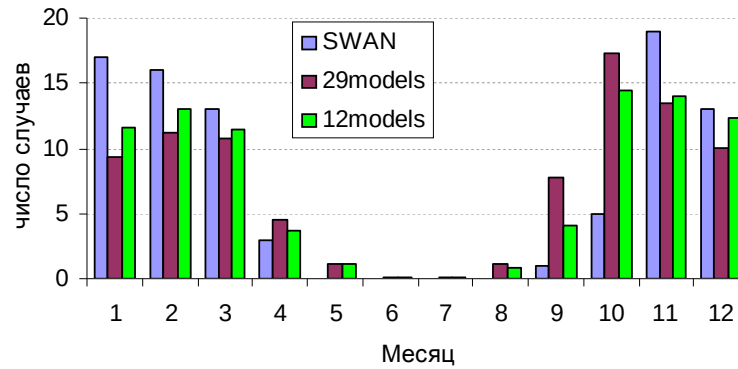


Рисунок 4.39. Годовой ход повторяемости синоптических ситуаций (в поле приземного давления) соответствующих штормовому волнению по календарю SWAN.

На Рисунке 4.40 представлена многолетняя динамика ежегодной и общей по десятилетиям повторяемости синоптических ситуаций, аналоги которых в современном климате сопровождаются штормовым волнением (при значимой высоте волн $h \geq 4$ м). Полученные по ансамблю климатических моделей результаты свидетельствуют о том, что при реализации наиболее неблагоприятного климатического сценария RCP8.5 на протяжении XXI века возможно постепенное увеличение повторяемости таких ситуаций.

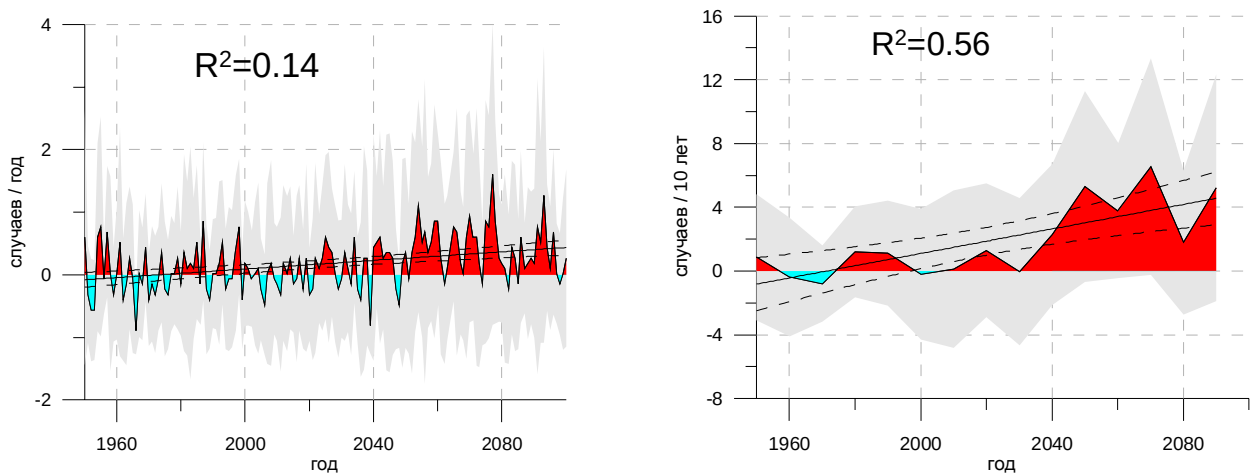


Рисунок 4.40. Динамика отклонения от среднего за период 1961-1990 гг. числа штормовых ситуаций по ансамблю моделей CMIP5 по данным экспериментов Historical (1950-2005 гг.) и RCP8.5 (2006-2100 гг.). Слева – ежегодная динамика, справа – средние значения по десятилетиям.

Черная прямая – линия тренда и ее 95%-ный доверительный интервал. Серая заливка – межмодельный разброс значений.

4.4. Балтийское море

Как и для Черного и Каспийского морей, для Балтийского моря рассматриваются случаи штормового волнения, календарь которых составлен по результатам расчета модели ветрового волнения SWAN за период 2048-2011 гг.

Ветровой режим Балтийского моря в целом, благодаря относительно небольшой его площади, характеризуется общностью синоптических процессов, формирующих ветровой режим, и, поэтому, единообразием его временной изменчивости. В то же время сложная конфигурация и рельеф береговой линии моря, наличие большого числа заливов, проливов, вытянутость с севера на юг обуславливают разнообразие региональных особенностей в пространственном распределении поля ветра. Анализу ветрового режима и синоптических процессов, влияющих на штормовую активность на Балтийском море, посвящено много работ, например [Гидрометеорология, т. VI, 1992; State, 2008; Lepparanta, 2009] и много других, как по всему морю, так по отдельным его районам, в том числе для случаев сильного и штормового ветра и связанного с ними волнового режима. За пороговое значение при этих исследованиях принимались разные значения скорости ветра. Например, в [Гидрометеорология, т. VI, 1992] подробная статистика дается для значений скорости $V \geq 12$ м/с. Это обосновывается производственными запросами, в частности тем, что при скорости 12 м/с вводятся ограничения на действия производственного оборудования морских портов, на выход мало- и среднетоннажных морских судов в море и на акваторию портов. Эмпирическая функция распределения скорости и ее аппроксимация показаны на Рисунке 4.41. В этой же работе представлена типизация полей приземного атмосферного давления для этих случаев, в том числе по границам траекторий, повторяемости и продолжительности для семи групп штормовых циклонов и трех групп антициклонов для северной части моря и для восьми групп штормовых циклонов и четырех групп антициклонов для южной, вызывающих штормы на опорных станциях (Таблица 4.7). Из таблицы видно явное преобладание процессов западными, северо-западными и юго-западными траекториями, траектории восточных направлений крайне редки.

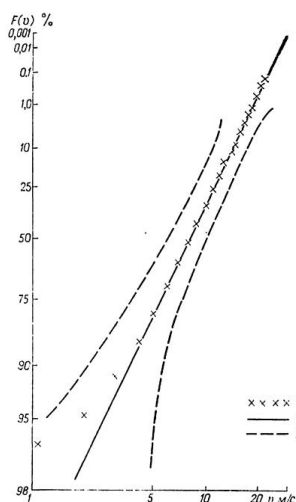


Рисунок 4.41. Эмпирические функции распределения (1) $F(v)$ скоростей ветра v по данным попутных судовых наблюдений в центральной части Балтийского моря на функциональной сетке Вейбулла, их аппроксимация (2) и доверительные границы 95 %-ной вероятности (3) [Гидрометеорология, т.VI, 1992]

Таблица 4.7. Границы определения траекторий, повторяемость (в числителе – число случаев, в знаменателе – %) и продолжительность, ч (в числителе – суммарная, в знаменателе – средняя для одного шторма) групп штормовых барических образований для северной и жной частей Балтийского моря. 1966–1985 гг. [Гидрометеорология, т.VI, 1992]

Номер группы	Траектория барического образования	Границы определения, ...	Повторяемость				Продолжительность, ч			
			циклон		антициклон		циклон		антициклон	
			север	юг	север	юг	север	юг	север	юг
I	Северная	337,5–22,5	$\frac{1}{0,5}$	$\frac{4}{0,8}$	—	—	$\frac{6}{6,0}$	$\frac{26}{6,5}$	—	—
II	Северо-западная	292,5–337,5	$\frac{39}{20,7}$	$\frac{143}{27,8}$	—	$\frac{2}{20,0}$	$\frac{257}{6,6}$	$\frac{1187}{8,3}$	—	$\frac{7}{3,5}$
III	Западная	247,5–292,5	$\frac{67}{35,5}$	$\frac{167}{32,4}$	$\frac{3}{50,0}$	$\frac{3}{20,0}$	$\frac{512}{7,6}$	$\frac{1435}{8,6}$	$\frac{30}{10,0}$	$\frac{18}{6,6}$
IV	Юго-западная	202,5–247,5	$\frac{59}{31,2}$	$\frac{120}{13,3}$	$\frac{1}{16,7}$	$\frac{2}{20,0}$	$\frac{480}{8,1}$	$\frac{904}{7,5}$	$\frac{9}{9,0}$	$\frac{12}{6,0}$
V	Южная	157,5–202,5	$\frac{1}{0,5}$	$\frac{7}{1,4}$	—	—	$\frac{1}{3,0}$	$\frac{31}{4,4}$	—	—
VI	Юго-восточная	115,5–157,5	—	$\frac{1}{0,2}$	—	—	—	$\frac{6}{6,0}$	—	—
VII	Восточная	67,5–115,5	—	—	—	—	—	—	—	—
VIII	Северо-восточная	22,5–67,5	$\frac{1}{0,5}$	$\frac{2}{0,4}$	—	—	$\frac{9}{3,0}$	$\frac{7}{3,5}$	—	—
IX	Стационарный циклон	—	$\frac{21}{11,1}$	$\frac{71}{13,8}$	$\frac{2}{33,3}$	$\frac{3}{30,0}$	$\frac{161}{7,7}$	$\frac{466}{6,6}$	$\frac{12}{6,0}$	$\frac{24}{8,0}$
	Все направления	—	$\frac{189}{100}$	$\frac{515}{100}$	$\frac{6}{100}$	$\frac{10}{100}$	$\frac{1426}{7,6}$	$\frac{4062}{7,9}$	$\frac{51}{8,5}$	$\frac{61}{6,1}$

Для Балтийского моря, как и для Черного и Каспийского морей, в настоящей работе был использован календарь штормов за 1948-2011 гг., также рассчитанный к.г.н., доцентом В.С. Архипкиным (кафедра океанологии географического факультета МГУ). В качестве пороговой значительной высоты волн, как и ранее, использовалась $h \geq 4$ м/с. За указанный период получилось 412 случаев штормового волнения, к которым были подобраны

соответствующие поля приземного атмосферного волнения. На Рисунке 4.42 видно, что наименьшая повторяемость штормовых ситуаций отмечалась в 1960-е гг., а пик активности был достигнут в начале 1990-х гг. В годовом ходе ярко выражено резкое уменьшение повторяемости в теплое время года.

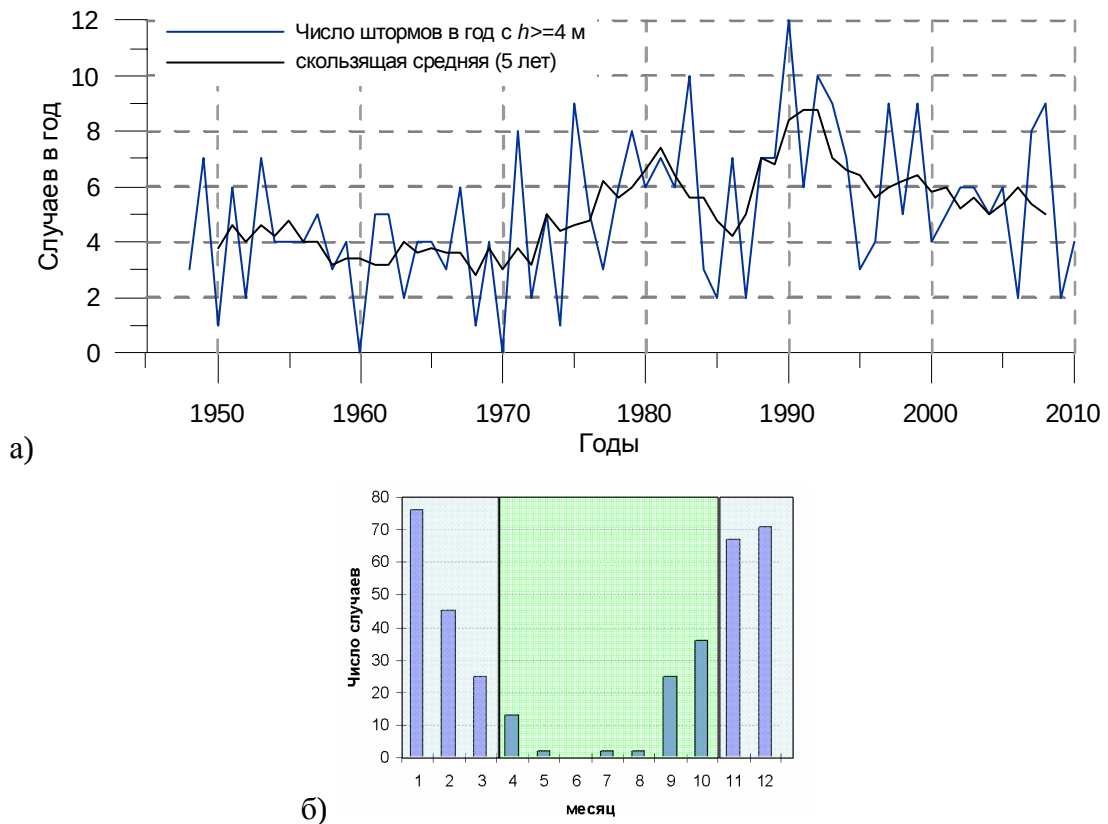


Рисунок 4.42. Многолетние изменения ежегодного числа штормов (а), годовой ход (накопленное за весь период число случаев для каждого месяца) (б) по результатам моделирования SWAN.

Типизация полученных полей штормовых ситуаций методом кластерного анализа позволила выделить четыре основных вида ситуаций (Рисунок 4.43). Их повторяемость показана на Рисунке 4.44. Случаи штормов на Балтийском море типа 1, 2 и 4 имеют похожие черты – для них характерны горизонтальные градиенты давления над морем, направленные с юга на север. Различаются они по расположению центра отрицательной аномалии давления, отражающей положение траекторий штормообразующих циклонов. В случае штормов типа 3 (более редком, чем остальные), развивается область повышенного давления над Скандинавией (Скандинавский блокинг), а сильные ветры над Балтийским морем, приводящие к штормам, наблюдаются на его периферии, в то же время циклоны проходят южнее, и море оказывается под влиянием их северной части и ветров с восточной составляющей.

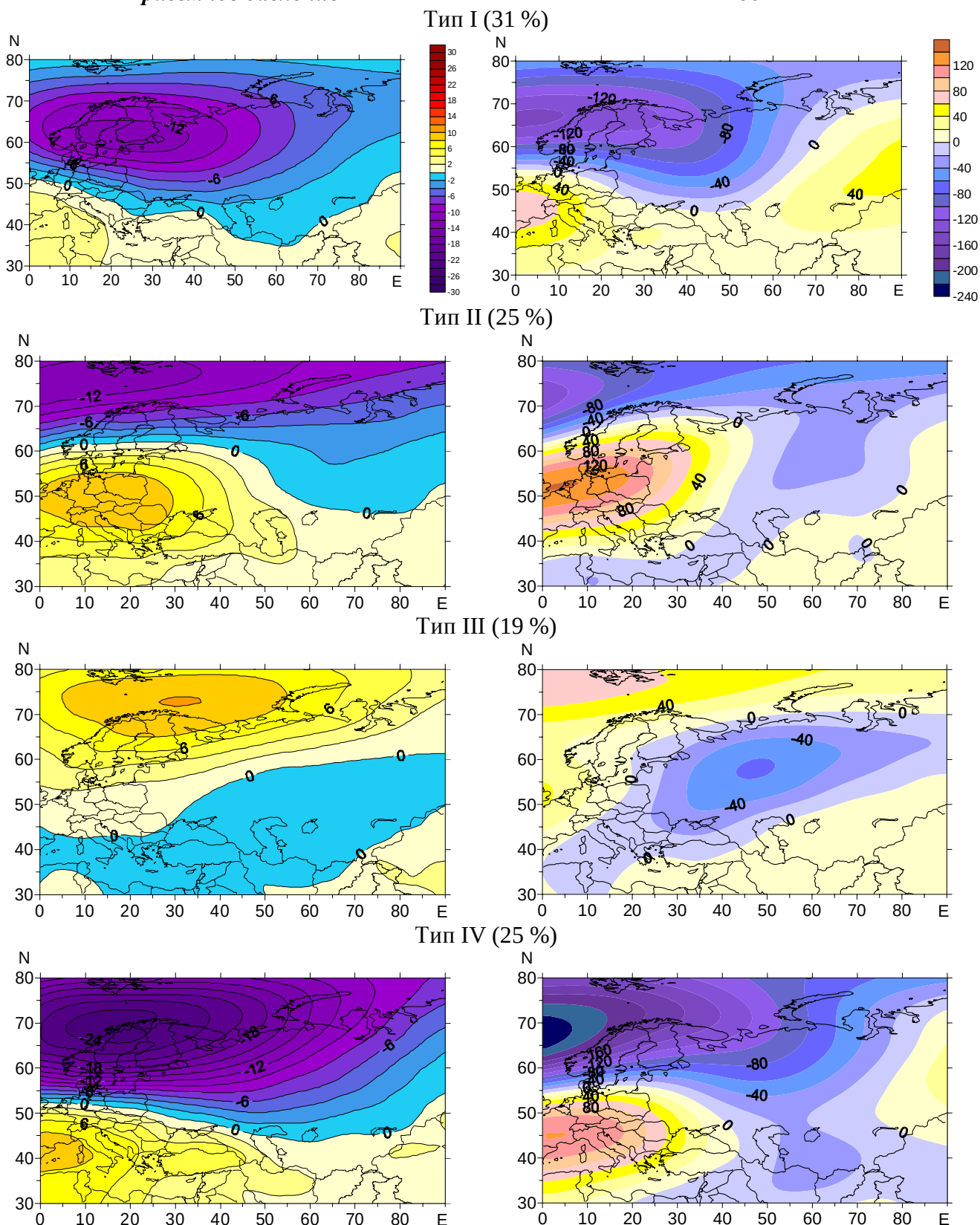
*Приземное давление**H700*

Рисунок 4.43. Аномалии поля приземного давления (слева) и высоты изобарической поверхности 700 гПа (справа), гПа, для каждого типа циркуляции от среднего многолетнего (1961-1990 гг.)

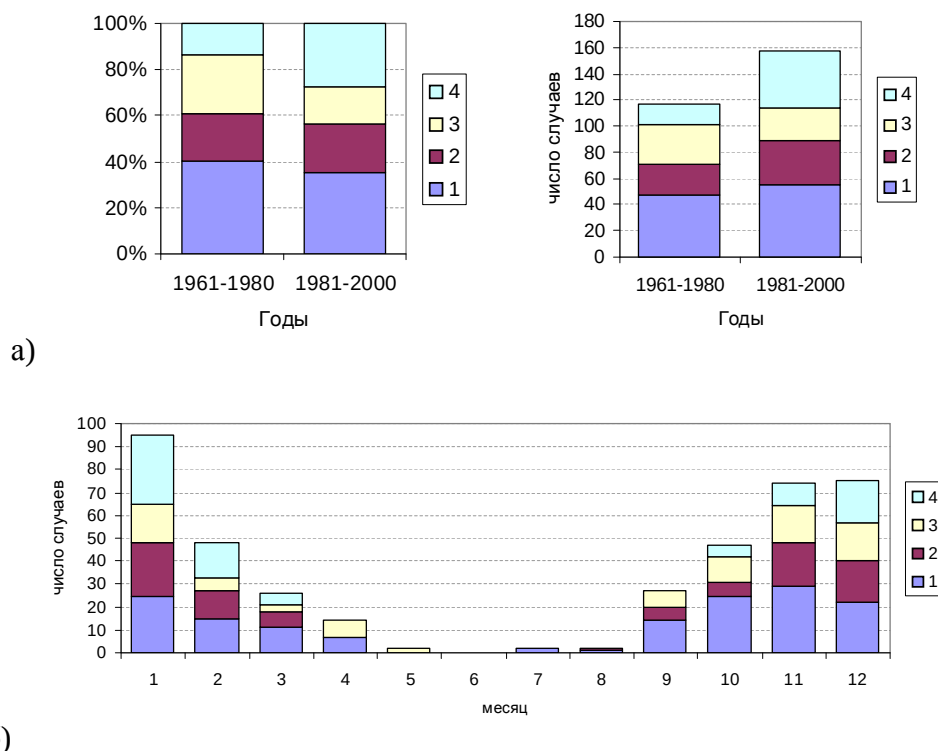


Рисунок 4.44. Повторяемость разных типов штормовых барических образований – относительная (слева) и абсолютная (справа) (а), годовой ход (общее число накопленных случаев каждого типа за каждый месяц всего периода) (б)

Многолетние изменения ежегодного числа штормов отдельных циркуляционных типов несколько различны и не всегда синхронны (Рисунок 4.45). Так, в 1960-е гг. особенно заметно уменьшилось число процессов первого типа, и оно же наиболее ярко выросло в начале 1990-х гг. В то же время на рубеже 2000-х увеличилось влияние процессов второго типа, для которого характерны выражены антициклонические блокинги над Западной Европой и смещение штормтреков циклонов полярного фронта к северу. Повторяемость процессов третьего, скандинавского, типа стабильно невелика, они наблюдаются не каждый год.

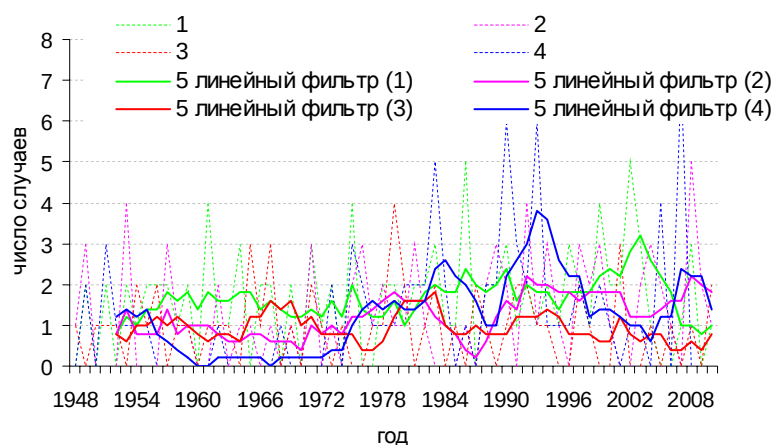


Рисунок 4.45. Многолетние изменения числа штормов с учетом циркуляционного типа ежегодное число (пунктир), скользящая средняя (сплошная линия).

Сопоставление типов штормовых полей давления с индексами общей циркуляции атмосферы показало следующие результаты (Рисунок 4.46). Для типов I, II и IV, которые характеризуются наличием зоны пониженного давления над Балтикой или к северу от нее преобладают положительные значения индексов САК и АК, отрицательные значения SCAND, особенно выражены эти связи для типа IV. Тип III может наблюдаться как при положительных, так и отрицательных значениях САК, для АК преобладают отрицательные значения индекса, связь с индексом SCAND такова, что возможны и его отрицательные значения, хотя повторяемость положительных больше. Эти результаты согласуются с физической основой, заложенной в формулировки индексов, и подтверждают соответствие выделенных типов барических штормовых полей давления и ОЦА.

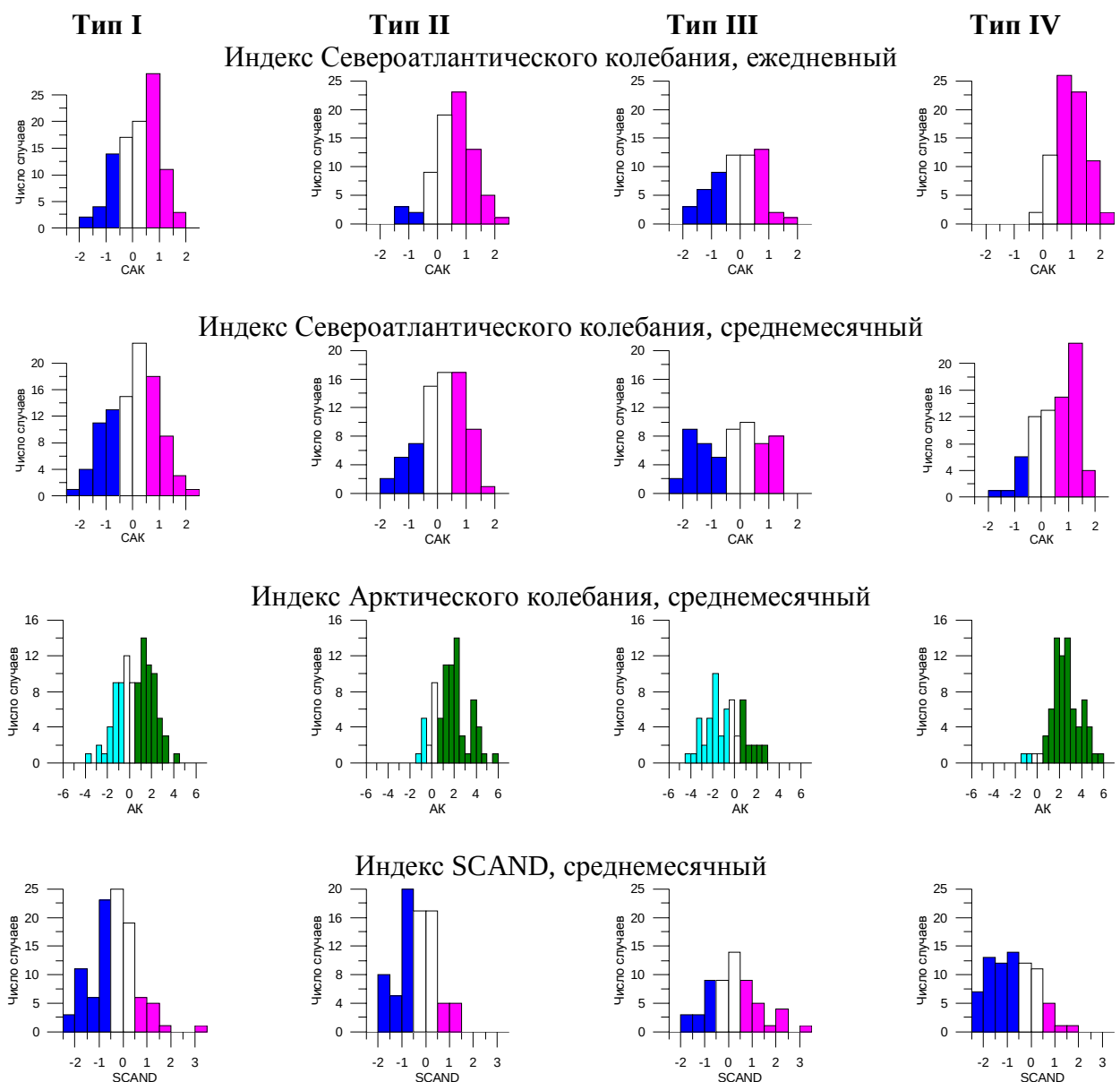


Рисунок 4.46. Повторяемость значений климатических индексов при разных типах циркуляции. Белым цветом выделены столбики с малыми значениями индекса (от -0.5 до 0.5), голубым – остальные отрицательные значения, зеленым – остальные положительные значения.

Проверка моделей климата проводилась по разным критериям, графики и диаграммы, иллюстрирующие успешность моделей в воспроизведении общего числа штормов за год и соответствия их числа в теплый (апрель-октябрь) и холодный (ноябрь-март) сезоны, а также в воспроизведении соотношения циркуляционных типов, выделенных по полям давления реанализа, показаны на Рисунках 4.47-4.50. Один из типичных недостатков, выявленных в результатах моделирования, – переоценка числа летних штормовых ситуаций. Поэтому на приводимых ниже рисунках, где сравнение показано только для холодного сезона (ноябрь-март), видна эта неточность годового хода. Хотя в целом все модели дают зимний максимум штормов и летний минимум, число зимних штормов получается несколько занижено.

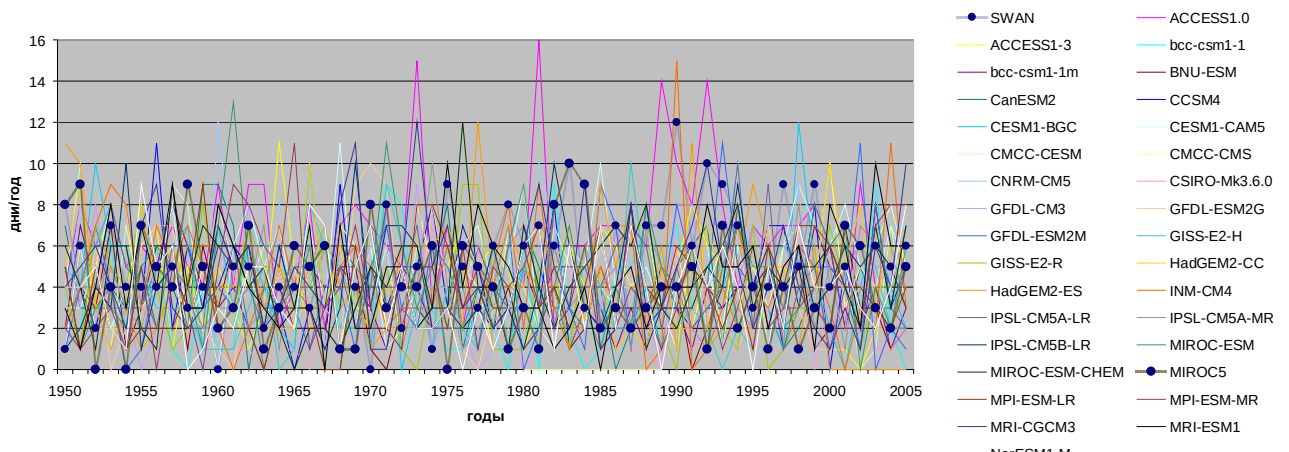


Рисунок 4.47. Многолетний ход ежегодного числа штормовых случаев по результатам моделирования волнения SWAN и числа синоптических ситуаций, вызывающих подобное волнение по моделям климата CMIP5.

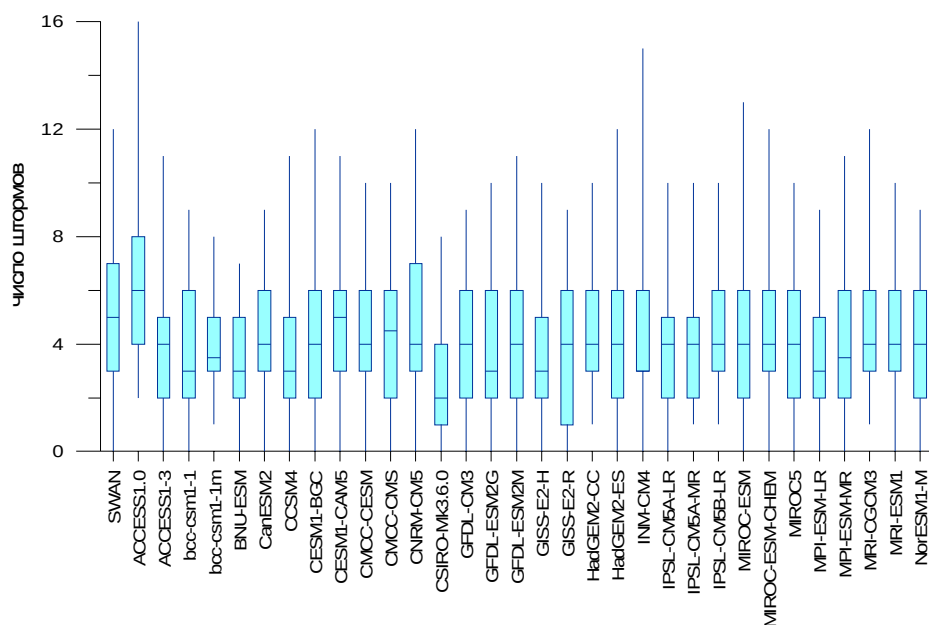


Рисунок 4.48. Диаграмма размаха («ящик с усами») для каждой модели, как функция распределения ежегодного числа штормовых барических полей.

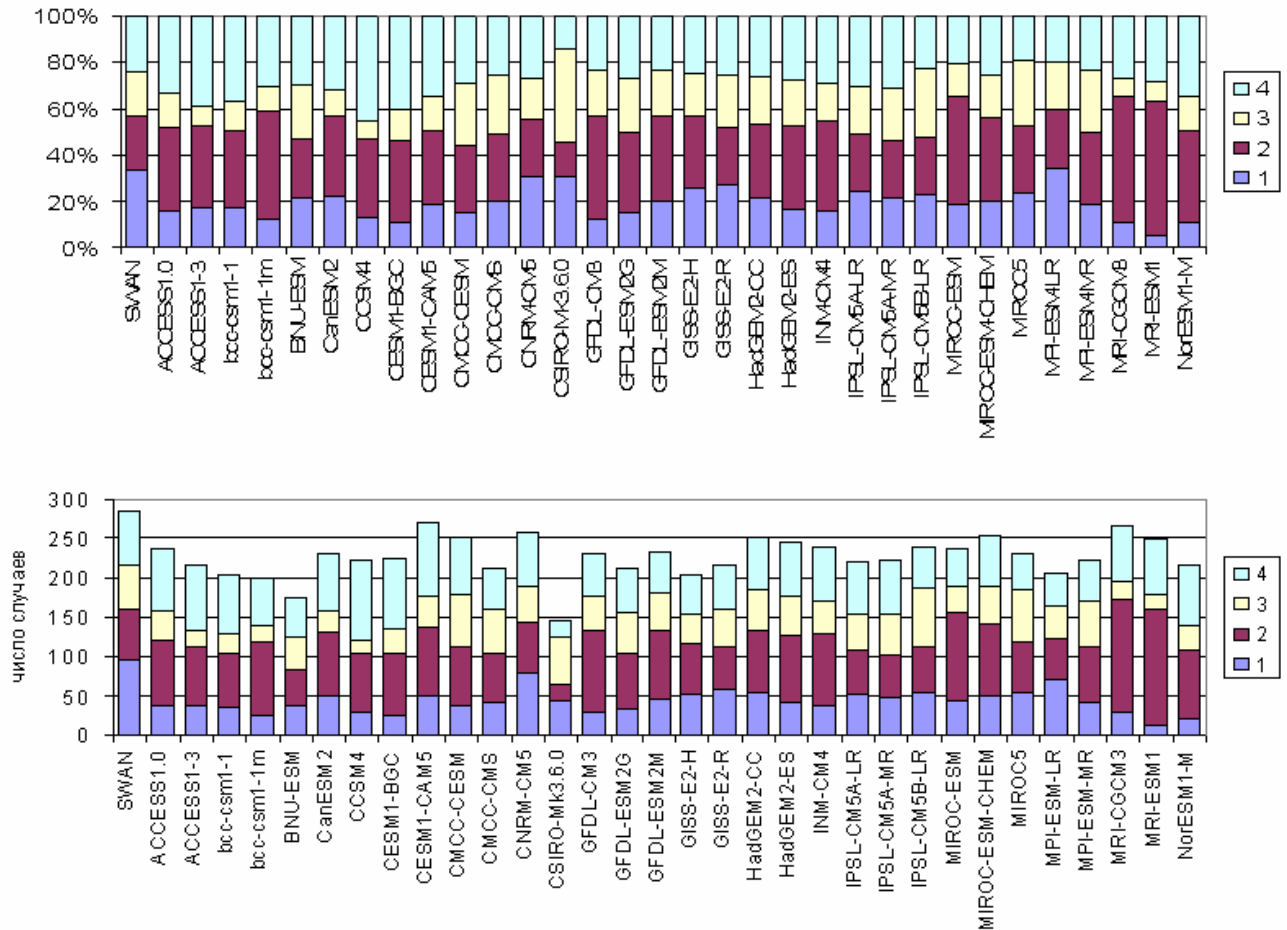


Рисунок 4.49. Диаграмма повторяемости (вверху – относительной, внизу – абсолютной) числа случаев по типам штормовой циркуляции для моделей CMIP5.

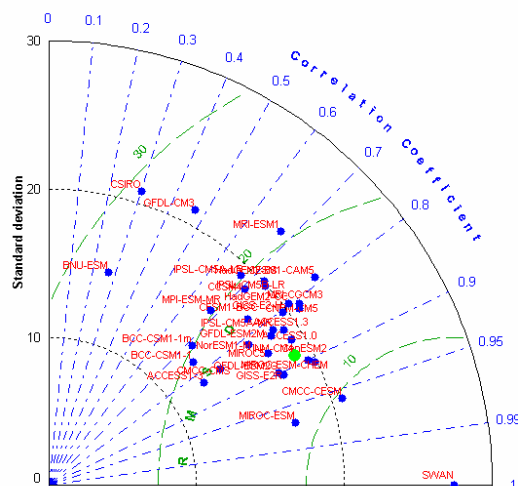


Рисунок 4.50. Воспроизведение моделями годового хода повторяемости штормовых ситуаций в сравнении с годовым ходом по результатам SWAN – диаграмма Тейлора [Taylor, 2001].

По внешней стороне круга изменяется по азимуту коэффициент корреляции данных каждой модели и SWAN. Круговые линии (пунктир с точкой), значения которых уменьшаются по мере удаления от центра круга – стандартное отклонение для каждого ряда. Круговые линии (длинный пунктир) относительно точки SWAN – среднеквадратическое отклонение между модельным рядом и данными SWAN. Наверху полная схема с подписанными осями, внизу – увеличенная часть диаграммы с полными названиями моделей.

После анализа полученных результатов было принято решение исключить несколько наименее успешных моделей. В результате дальнейший ансамбль был составлен из 24 моделей: ACCESS1.0, bcc-csm1-1, CCSM4, CESM1-BGC, CESM1-CAM5, CMCC-CESM, CMCC-CMS, CNRM-CM5, GFDL-ESM2G, GFDL-ESM2M, GISS-E2-H, GISS-E2-R, HadGEM2-CC, HadGEM2-ES, INM-CM4, IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5A-MR, IPSL-CM5B-LR, MIROC-ESM, MIROC-ESM-CHEM, MIROC5, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR, NorESM1-M.

На Рисунке 4.51 показаны результаты расчета повторяемости барических ситуаций в поле приземного атмосферного давления, которые аналогичны современным, вызывающим штормовое волнение на Балтийском море. Как видно из графика, в случае реализации сценария наиболее сильного потепления RCP8.5 общая тенденция увеличения числа штормов, начавшаяся в 1990-е годы, но замедлившаяся, может продолжиться.

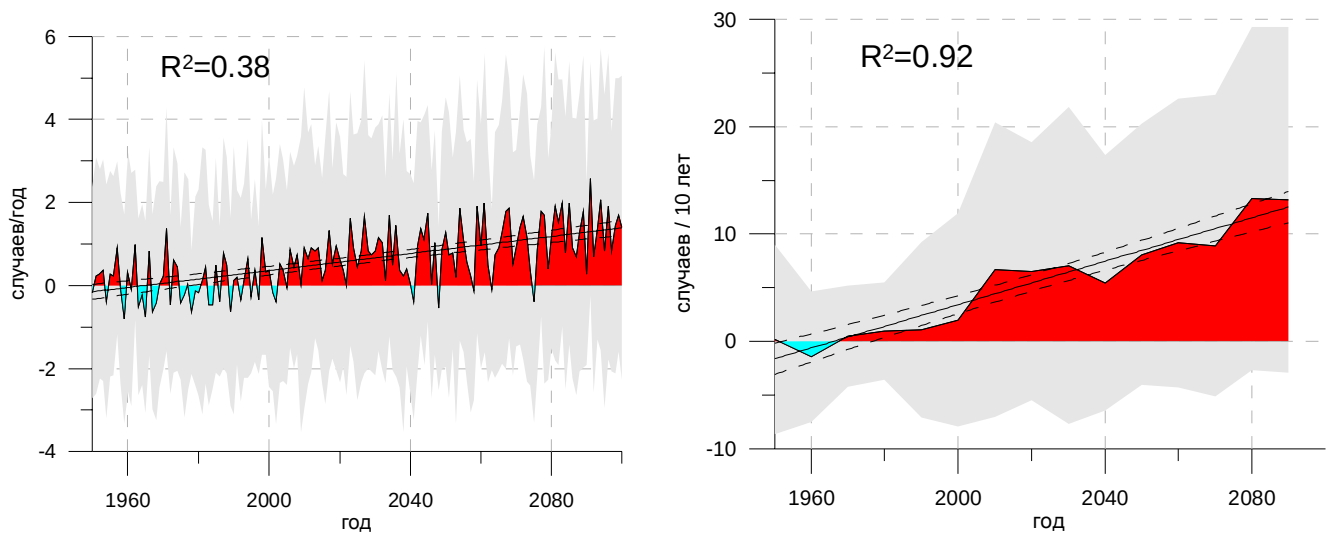


Рисунок 4.51. Динамика отклонения от среднего за период 1961-1990 гг. числа штормовых ситуаций по ансамблю моделей CMIP5 по данным экспериментов Historical (1950-2005 гг.) и RCP8.5 (2006-2100 гг.). Слева – ежегодная динамика, справа – средние значения по десятилетиям.

Черная прямая – линия тренда и ее 95%-ный доверительный интервал. Серая заливка – межмодельный разброс значений.

В завершении хочется привести график многолетних изменений интенсивности циклонической деятельности в средних и высоких широтах северного полушария (Рисунок 4.52), опубликованный в [Vose et al., 2014], выполненные по данным реанализа NCEP/NCAR и согласующиеся с расчетами по другим реанализам [Hodges et al., 2011]. Эти результаты свидетельствуют об увеличении повторяемости и интенсивности циклонов в этих зонах в последние десятилетия, что согласуется с полученными нами оценками.

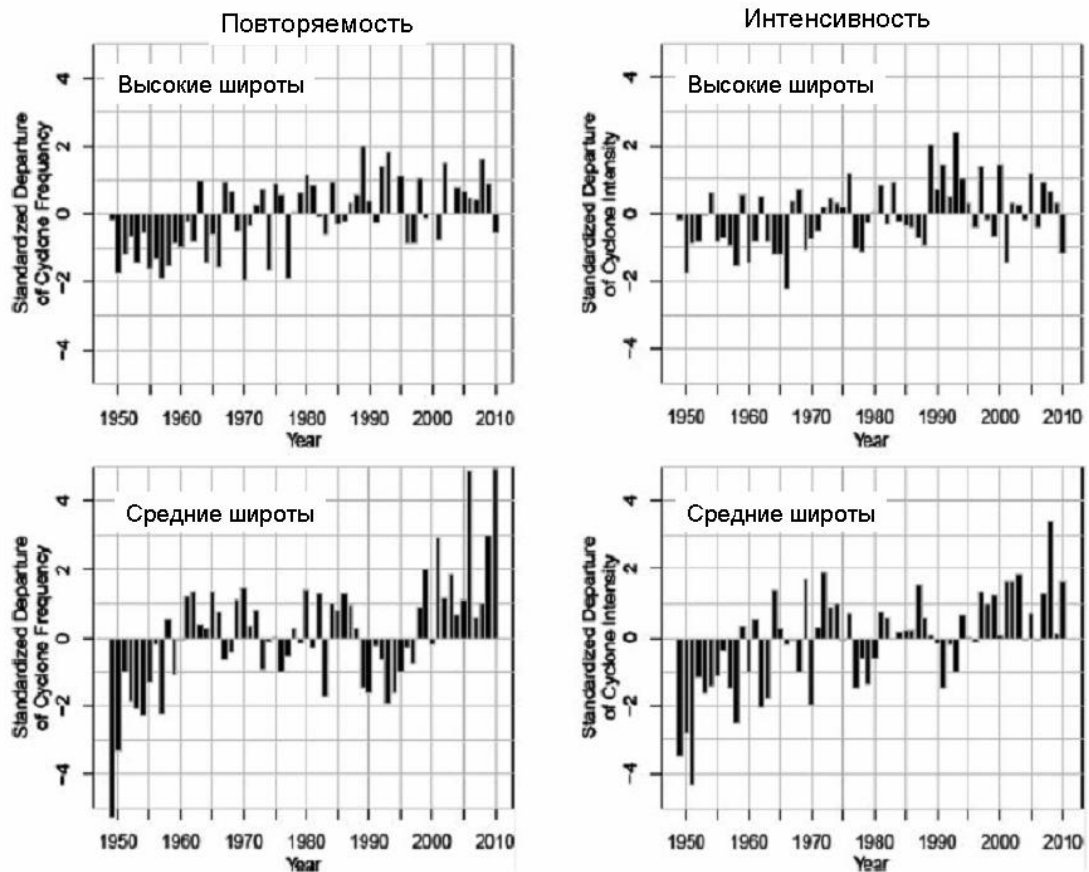


Рисунок 4.52. Повторяемость (слева) и интенсивность (справа) внетропических циклонов высоких широт (верхние диаграммы) и средних широт (нижние диаграммы) [Vose et al., 2014]

Итоги главы можно сформулировать следующим образом.

Предлагаемая методика климатического прогноза опасных гидрометеорологических явлений на фоне климатических изменений основывается на оценке повторяемости синоптических ситуаций, сопровождающих анализируемое ОЯ и генетически связанных с ним. Выбор параметров, характеризующих синоптическую ситуацию, должен основываться с одной стороны на степени их влияния на интенсивность ОЯ, с другой, должен хорошо воспроизводиться моделями климата для современных климатических условий, что дает основания для доверия к модельному прогнозу. Показано, что использование хорошо воспроизводимых атмосферными моделями полей крупномасштабной циркуляции может являться основой для прогноза ОЯ с учетом их взаимной связи.

В ходе исследований была развита технология автоматизированной обработки больших исходных объемов информации для современного и прогнозируемого климата, оценки способности отдельных моделей и их ансамбля воспроизводить повторяемость данного опасного климатического явления в современном климате, его типизации и прогноза его повторяемости при реализации выбранного сценария климата будущего.

Результаты применения методики физико-статистического генетического прогноза для морей Черного, Каспийского, Балтийского, показывают, что в случае реализации сценария глобального потепления RCP8.5 для всех трех морей можно ожидать увеличения повторяемости ситуаций с сильным волнением.

Результаты Главы 4 опубликованы в следующих работах:

Суркова Г.В., Архипкин В.С., Мухаметов С.С. Мезометеорологические процессы в прибрежной зоне Черного моря в летнее время // Метеорология и гидрология. 2006. № 3. С. 31-45.

Суркова Г.В., Торопов П.А., Мухаметов С.С. Особенности характеристик энергообмена моря и атмосферы в прибрежной зоне Черного моря летом // Метеорология и гидрология/ 2008. № 9. С. 54-65.

Суркова Г.В., Колтерманн К.П., Кислов А.В. О методе прогноза штормовых условий при изменениях климата // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2012. № 6. С. 25-31.

Архипкин В.С., Добролюбов С.А., Мухаметов С.С., Недоспасов А.А., Самборский Т.В., Самсонов Т.Е., Серебренникова Е.А., **Суркова Г.В.** Экстремальный дождевой паводок в бассейне р. Ашамба и его влияние на рельеф дна и структуру вод моря в районе г. Геленджик // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2013. № 3. С. 27-34.

Добролюбов С.А., Архипкин В.С., Колтерманн К.П., **Суркова Г.В.** Прогнозирование экстремальных природных явлений в морях России // Информатизация географических исследований и пространственное моделирование природных и социально-экономических систем, место издания Товарищество научных изданий КМК Москва. 2013. С. 287-300.

Surkova G.V., Arkhipkin V.S., Kislov A.V. Atmospheric circulation and storm events in the Black Sea and Caspian Sea // Central European Journal of Geosciences. 2013. Vol. 5. № 4. С. 548-559.

Surkova G.V., Arkhipkin V.S., Kislov A.V. Atmospheric circulation and storm events in the Black Sea and Caspian Sea // Central European Journal of Geosciences. 2013. Vol. 5. № 4. P. 548-559.

Arkhipkin V.S., Gippius F.N., Koltermann K.P., **Surkova G.V.** Wind waves in the Black Sea: results of a hindcast study // Natural Hazards and Earth System Science. 2014. Vol. 14. № 11. P. 2883-2897.

Gippius F.N., Arkhipkin V.S., **Surkova G.V.** Assessment of variability of wind waves parameters on the Black Sea // Report Series in Aerosol Science. 2015. Vol. 163. P. 152-156.

Surkova G.V., Arkhipkin V.S., Kislov A.V. Atmospheric circulation and storm events in the Baltic Sea // Open Geosciences. 2015. № 1. P. 332-341.

Кислов А.В., **Суркова Г.В.**, Архипкин В.С. Повторяемость штормовых ситуаций в Балтийском, Черном и Каспийском морях в изменяющихся климатических условиях // Метеорология и гидрология. 2016. № 2. С. 67-77.

Глава 5. Экстремально высокие скорости ветра над морями Арктики

В главе изложены результаты исследования климатического режима высоких скоростей ветра в современных условиях и для прогностического сценария RCP8.5 в Арктике. Более подробно рассмотрены условия в Баренцевом и Карском морях – представлены результаты анализа суточных экстремумов средней скорости ветра над акваториями морей. Изучены многолетние тенденции экстремального ветрового режима в этих районах на фоне климатических изменений последних десятилетий, функции распределения экстремумов. На примере Баренцева моря выполнена прогностическая оценка изменения повторяемости синоптических ситуаций, сопровождающих высокие скорости ветра в XXI в.

Многие сферы человеческой деятельности требуют учета не только средних климатических показателей, но и оценок их экстремальных значений. Показатели ветрового режима используются в ветроэнергетике [Безруких и др., 2007], при расчете ветровых нагрузок на конструкции – от мачт, антенн и рекламных щитов до нефтяных вышек [ГОСТ Р 51273-99, ГОСТ 1451-77 и др.], оценке условий формирования ветрового волнения и нагонов [Справочные, 2006] и востребованы в таких областях, как судоходство, добывающие отрасли, теплоэнергетический комплекс и т.д. Сильный ветер над морской поверхностью, особенно в открытом море, способен вызывать штормовое волнение. Штормовые явления, как и другие опасные гидрометеорологические явления на море, наносят серьезный ущерб экономике и населению. Объекты инфраструктуры, оказывающиеся в штормовой зоне, нередко подвергаются разрушениям, а жизням людей угрожает серьезная опасность. Штормовые процессы на море играют важную роль в формировании рельефа прибрежной территории: они могут провоцировать интенсивную эрозию морских берегов, а также оказывать влияние на дрейфующие льды, существенно повышая скорость их передвижения. Очевидно, что понимание природы высоких скоростей ветра может способствовать снижению экономических издержек, являющихся последствиями разрушительного действия штормов, а, кроме того, и существенно повысит уровень безопасности на акватории моря. Особенно важно выполнение таких оценок с учетом меняющегося климата. С учетом экономических выгод и потерь, возможных при правильном учете климата или, напро-

тив, пренебрежении к климатическим данным, экстремально высокие скорости ветра также можно рассматривать, как важный климатический ресурс.

Арктика играет большую роль в экономическом и в военно-стратегическом плане для России и для мира в целом. Ее климат в последние десятилетия значительно меняется, что особенно ярко проявилось в изменениях режима температуры, осадков и площади морского льда [Второй ..., 2014; IPCC, 2013]. Это открывает новые возможности для судоходства и других отраслей хозяйства и требует переоценки территории с точки зрения климатических ресурсов и связанных с ними рисков освоения.

В условиях активной циклонической деятельности для морей Российской Арктики характерны высокие значения скорости ветра в течение всего года, особенно в холодный период [Российская, 1985; Гидрометеорология, 1990]. Наблюдаемое в последние десятилетия увеличение площади моря, свободной ото льда [Второй, 2014; IPCC, 2013], существенно изменяет режим ветрового воздействия на морскую поверхность, приводит к повышению вероятности развития штормового волнения. Оценки Межгосударственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) и Росгидромета РФ свидетельствуют о том, что, несмотря на тенденцию к снижению средних значений скорости ветра в умеренных широтах над сушей, к северу от 75° с.ш. она возростала на протяжении последних десятилетий [Второй, 2014; IPCC, 2013] и, предположительно, на фоне глобального потепления будет возрастать к концу XXI в., как показано также в настоящей работе.

Отдельное внимание в данной главе уделяется Баренцеву и Карскому морям. На их акватории в последние десятилетия происходят наиболее значительные для морей Российской Арктики изменения гидрометеорологического режима – рост температуры воздуха и воды, уменьшение площади, толщины и сплоченности многолетних и сезонных льдов, изменение режима осадков и др.

Климат западного сектора Российской Арктики относительно мягкий, особенно над Баренцевым морем, которое даже в самые суровые зимы не покрывается льдом полностью. Атмосферные процессы, вызывающие сильные и штормовые ветры над Баренцевым и Карским морями, под влиянием активизации циклонической деятельности на арктическом фронте в холодное время года наблюдаются в 3 раза чаще, чем в теплое [Атлас, 1985; Гидрометеорология, 1990; Российская, 2013]. Средние значения скорости ветра в Баренцевом море зимой составляют 6–10 м/с, в 30–40% случаев ветер дует со скоростью ≥ 11 м/с. Летом этот показатель снижается до 5–10%, средняя скорость в июле уменьшается до 5 м/с (50–60% повторяемости). Климат Карского моря по температурному режиму гораздо более суровый – даже летом его северо-восточная часть может оставаться покрытой льдом. Осенью и зимой под влиянием Азиатского антициклона над большей частью моря господствуют южные, юго-западные и юго-восточные

ветры, приносящие холодный воздух с материка, лишь на северо-востоке моря преобладают северные ветры. Средняя скорость ветра – 5–8 м/с, но из-за рельефа побережий и островов архипелага Новая Земля, а также из-за пограничного положения Карского моря между относительно теплым Баренцевым морем, где сильно влияние Атлантики, и сильно охлаждающими районами Центральной Арктики и континентальной Азии, часты дни со штормовыми ветрами. Больше всего их приходится на западную часть Карского моря, где дополнительно влияние оказывает Новоземельская бора, при которой скорость ветра достигает 40–50 м/с и более. Средние значения скорости ветра над Карским морем летом составляют 4–5 м/с.

Сильные и штормовые ветры представляют особую опасность для различных видов хозяйственной деятельности, что обуславливает важность оценки их текущего режима. Мониторинг показателей скорости ветра ведется на метеорологических станциях Росгидромета РФ (www.meteo.ru), нефтяных платформах, выполняются также судовые наблюдения, разработаны методики расчета глобальных и региональных климатических реанализов, в том числе Европейским центром среднесрочных прогнозов погоды (<http://www.ecmwf.int>), Национальной администрацией атмосферы и океана США (<http://www.esrl.noaa.gov>) и другими научными центрами (<http://www.reanalyses.org/>). Для морей Российской Арктики подробный анализ ветрового режима в морях Арктики обобщен в выпусках серии «Моря СССР» [Гидрометеорология, 1990], в атласах [Атлас, 1985; Российская, 2013].

Как показывают исследования [Кислов и др., 2015; Kislov, Matveeva, 2016], модели реанализов и климатические модели земной системы последних поколений все еще не способны достаточно хорошо воспроизводить абсолютные значения экстремально высокой скорости ветра и повторяемость таких событий. Это связано с тем, что нередко максимумы скорости связаны с мезомасштабными атмосферными процессами (мезомасштабные циклоны, смерчи, бора и др.). В отличие от негидростатических мезомасштабных моделей, используемых в краткосрочном прогнозе погоды (например, [Блинов и др., 2013; Мысленков и др., 2015; Ривин и др., 2015; Торопов, Шестакова, 2014; Шестакова и др., 2015 и др.]), пространственное разрешение климатических моделей и особенности параметризаций далеко не всегда позволяют явным образом смоделировать такие явления. В то же время, эти процессы развиваются при конкретных синоптических условиях, в том числе на фоне определенных крупномасштабных барических структур, которые гораздо успешнее воспроизводятся моделями. В связи с этим, как и для случаев с сильным ветровым волнением, описанных в предыдущей главе, предложен и реализован подход, согласно которому выполнен климатический прогноз повторяемости синоптических ситуаций, сопровождающих экстремально высокие скорости ветра.

5.1. Особенности многолетнего ветрового режима в Баренцевом и Карском морях

В качестве исходных данных использованы результаты реанализа XX века TCR2 [Compro et al., 2011] за период 1950–2012 гг. зональной и меридиональной составляющих скорости приземного (10 м) ветра. Данные имеют 3-часовое временное разрешение, горизонтальный размер ячеек сетки реанализа $1,85^\circ \times 1,85^\circ$ по широте и долготе. Как показали исследования [Lindsay et al., 2014; Wang et al, 2014], результаты TCR2 соответствуют уровню других существующих реанализов и данных наблюдений, этот реанализ адекватно учитывает метеоданные российских и зарубежных арктических станций.

В ходе исследований в Баренцевом и Карском морях выбраны участки над открытым морем, для которых ежедневно определяли максимальную скорость ветра в пределах всего полигона (Рисунок 5.1). Выбор открытого моря обусловлен тем, что для ячеек сетки реанализа, которые охватывают и сушу, и море, согласование данных реанализа и наблюдений усложнено особенностями берегового рельефа, которые для станций существенно отличаются, что приводит к формированию местных особенностей ветрового режима на разных участках побережья. Поэтому анализ климатического режима ветровых экстремумов на побережье требует индивидуального подхода к данным каждой станции, а при использовании результатов реанализа требует их региональной калибровки. Данные реанализа дискретны в пространстве и представляют среднее значение показателя в пространстве ячейки. Поэтому очевидно, что если ячейка включает две разнородные поверхности, над которыми реальный режим ветра формируется по-разному, ошибка реанализа возрастает, особенно в приземном слое. Над открытым морем подстилающая поверхность более однородна, что позволяет рассматривать не только одну ячейку, а значительную часть моря, согласующуюся по размерам с масштабами крупных барических атмосферных образований, определяющих режим ветра над акваторией.

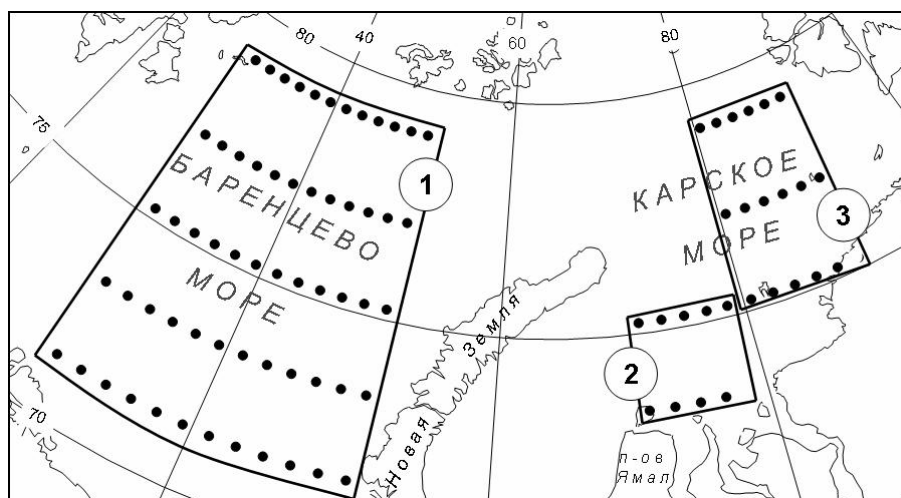


Рисунок 5.1. Секторы исследования режима ветра и узлы сетки реанализа (точки) в Баренцевом (1) и Карском (2, 3) морях

В Баренцевом море полигон охватывает большую часть морской акватории (Рисунок 5.1, сектор 1.), здесь даже в холодный период года нет сплошного покрова морского льда. В Карском море были выбраны два сектора: центральный и северо-восточный (2 и 3 на Рисунок 5.1). Для уменьшения внутренней связи между данными в ежесуточных рядах экстремальных значений скорости ветра выполнялась фильтрация ежедневных рядов. Проведенные нами исследования автокорреляции рядов суточных экстремумов скоростей ветра показали, что достаточно четырехдневной фильтрации рядов.

Пространственная изменчивость в пределах выбранных полигонов для средних значений скорости ветра невелика для среднего многолетнего режима [Атлас, 1985; Гидрометеорология, 1990], поскольку это открытое пространство с однородной подстилающей поверхностью, подверженное влиянию активной циклонической деятельности, но ежедневное распределение может быть различным в зависимости от синоптической ситуации, а расположение зоны максимальных ветров будет определяться полем атмосферного давления и траекториями движения циклонов. Таким образом, поиск максимума суточного экстремума скорости в пределах крупного полигона дает представление о наиболее опасных ее значениях на большой территории.

На этом этапе работы решались следующие задачи: для заданных полигонов выбраны данные реанализа скорости ветра с трехчасовым разрешением за период 1950–2012, затем для каждой суток в каждой ячейке сетки реанализа найдены суточные максимумы, среди которых затем выбрали наибольший в пределах полигона, проанализированы их многолетние изменения, для каждого десятилетия рассчитаны функции распределения максимальных значений скорости ветра. Для оценки эмпирического распределения экстремумов использовали функцию нормального распределения, функцию Вейбулла–Гнеденко, ранжирование рядов [Рожков, 2001].

Для оценки долгопериодных изменений экстремальных скоростей ветра во второй половине XX века сравнивались функции распределения ежесуточных экстремумов скоростей ветра над открытой акваторией Баренцева моря. В качестве функций распределения использовались нормальное, логнормальное и распределение Вейбулла.

Для уменьшения связи между данными в ежесуточных рядах экстремальных скоростей ветра выполнялась фильтрация ежедневных рядов. Предварительные исследования рядов суточных экстремумов скоростей ветра (Рисунок 5.2) показали, что достаточна четырехдневная фильтрация рядов.

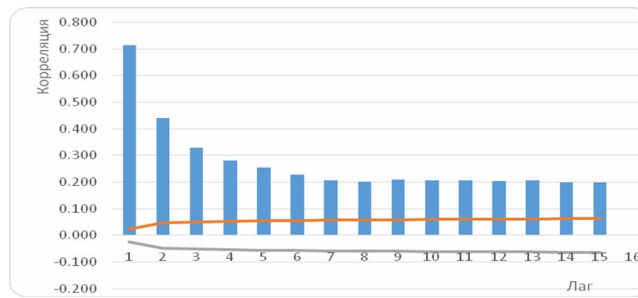


Рисунок 5.2. Автокорреляционная функция ряда ежесуточной максимальной скорости ветра в период с 01 января 1970 по 31 декабря 1979 гг.

Баренцево море

На Рисунке 5.3 представлен многолетний ход средних месячных значений экстремальных скоростей ветра над открытой акваторией Баренцева моря в центральные месяцы календарных сезонов в период с 1950 по 2012 гг.

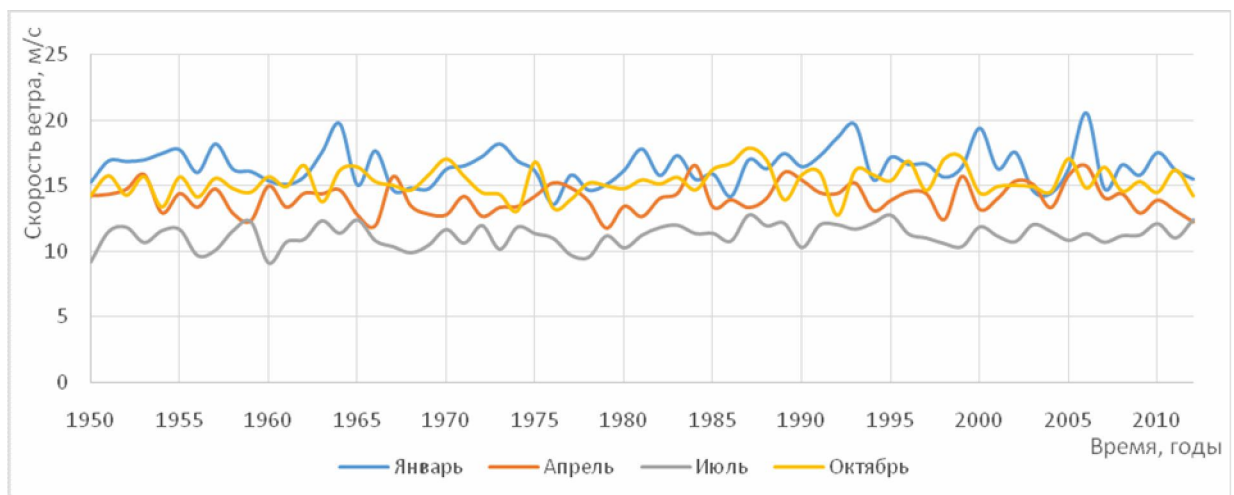


Рисунок 5.3. Многолетний ход средних месячных значений экстремальных скоростей ветра в центральные месяцы календарных сезонов в период с 1950 по 2012 гг.

Из графика видно, что максимальные среднемесячные скорости ветра в январе выше, чем в остальные месяцы. Среднее значение максимальной скорости в январе за весь период составляет 16,4 м/с в то время, как в апреле – 14 м/с, в июле – 11,2 м/с, а в октябре – 15,25 м/с. При этом хорошо видно, что для январских значений характерна наибольшая межгодовая изменчивость. Также можно заметить, что сезонные аномалии слабо синхронизированы по знаку – корреляция во времени мала, т.е. направленность отклонений для холодного и теплого периода в поле атмосферной циркуляции может отличаться.

Результаты спектрального анализа (Рисунок 5.4) показывают, что наиболее ярко проявляются колебания с 10-летней периодичностью в максимальных скоростях ветра за январь. В июле выделяются пики спектральной плотности для 3, 6 и 10 лет. Наиболее продолжительный

цикл – 17 лет – соответствует апрелю, помимо этого в апреле так же, как и в июле, есть пик спектральной плотности соответствующий 3-летнему циклу. В октябре спектральная плотность почти не имеет колебаний, и ярко выраженный пик только один – 10 лет.

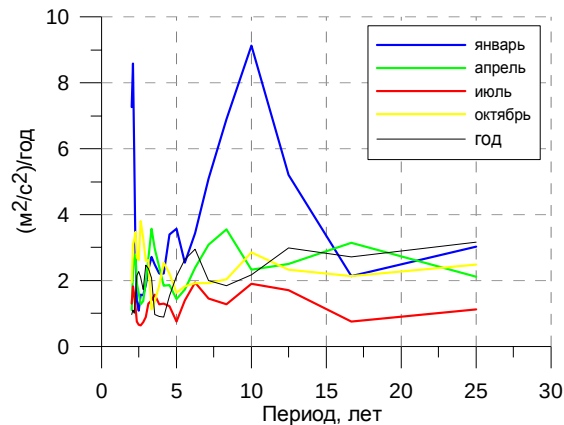


Рисунок 5.4. Спектральная плотность суточных максимумов скорости ветра в среднем за месяц (для центральных месяцев сезонов) и за год, 1950-2012 гг.

Для анализа изменчивости максимальной скорости ветра по десятилетиям был рассчитан годовой ход среднемесячных значений (Рисунок 5.5). Видно, что в рассматриваемый период годовой ход среднемесячных значений максимальной скорости ветра неизменен. В любое десятилетие с 1950 по 2012 гг. максимальное значение экстремальных скоростей ветра приходится на зимний сезон, минимальное – на летний. Значительных различий в среднемесячных скоростях в различные десятилетия нет, хотя можно увидеть небольшие отличия от средних значений в марте и декабре 1950-1959 гг.

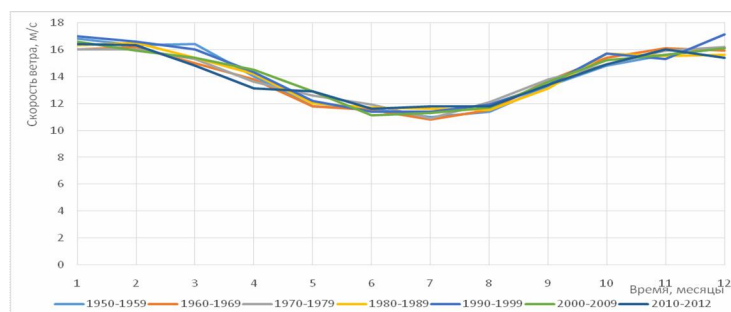


Рисунок 5.5. Годовой ход среднемесячных значений суточных экстремумов скорости ветра по десятилетиям с 1950 по 2012 гг.

Сравнивая данный график со средними многолетними данными Единой государственной системы информации об обстановке в мировом океане (ЕСИМО, meteo.ru) (Рисунок 5.6) можно видеть значительные отличия. Наименьшая максимальная скорость ветра по данным ЕСИМО приходится на май в то время, как стабильный минимум средней скорости отмечается в летние месяцы. Также максимальные скорости ветра в январе не являются наибольшими, максимум равняется 20 м/с и относится к сентябрю. Помимо этого, в годовом ходе максимальной скоро-

сти ветра по данным ЕСИМО присутствует второй пик, приходящийся на март. Отличия можно объяснить тем, что максимумы по ЕСИМО соответствуют измеренным порывам, которые наиболее интенсивны в переходные сезоны, а максимумы по данным реанализа – это выбранные максимумы средней скорости (за 10 мин.) за каждый из 8 сроков за сутки.

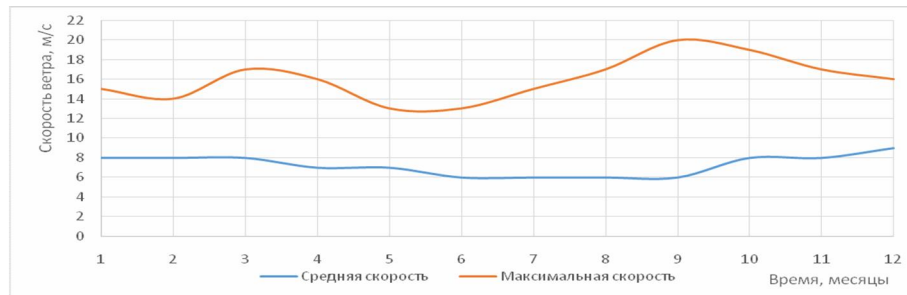


Рисунок 5.6. Годовой ход средней и максимальной скорости ветра в точке 75,5° с.ш, 40,5° в.д. по многолетним данным ЕСИМО

Помимо максимальных значений скоростей ветра были рассмотрены значения средней скорости ветра по полигону (Рисунок 5.7). График свидетельствует о значительной межгодовой изменчивости. Так же, как и для экстремально высокой скорости ветра (Рисунок 5.3), заметное отклонение от среднего значения приходится на 2006 год.

В техническом резюме Второго оценочного доклада Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации [Второй, 2014] отмечается, что за период с 1977 по 2011 гг. на большей части (особенно на ЕТР и в Западной Сибири) скорость ветра уменьшается, особенно зимой и весной. Эта тенденция согласуется с уменьшением скорости приземного ветра на большей части континентов земного шара. Исключением являются высокие широты обоих полушарий (выше 75°), где, напротив, скорость приземного ветра увеличивается. Уменьшение средних значений скорости связывают с ослаблением межширотного градиента температуры (Рисунок 5.8) и, как следствие, атмосферного давления.

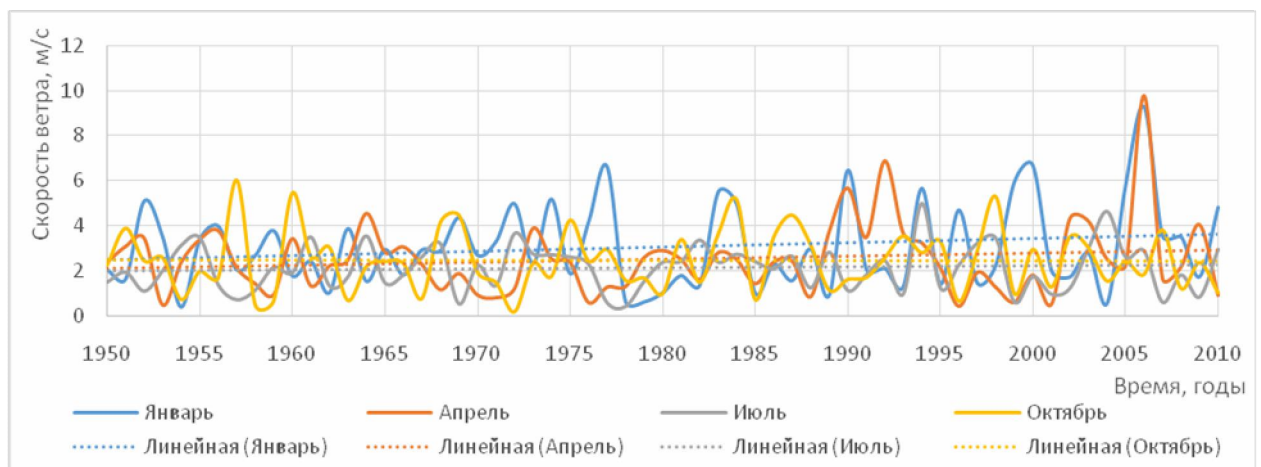


Рисунок 5.7. Многолетний ход средних месячных скоростей ветра в центральные месяцы календарных сезонов в период с 1950 по 2012 гг. и их линейные тренды.

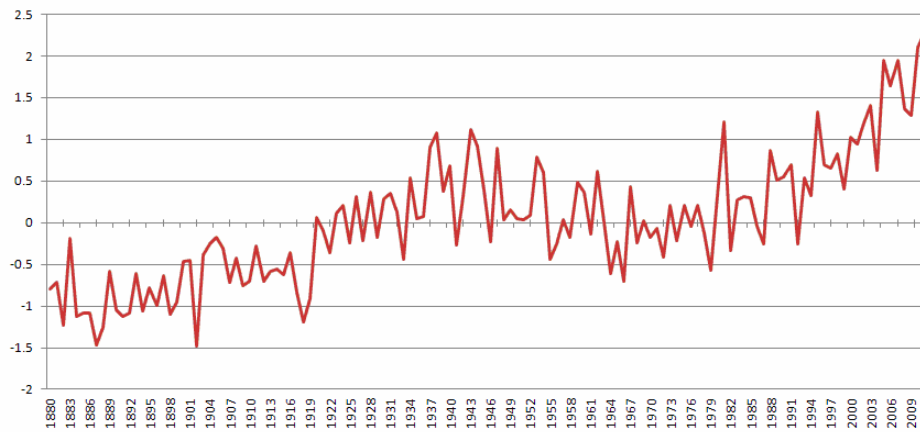


Рисунок 5.8. Изменение приземной температуры в Арктике относительно базового периода, 1951-1980 гг. (NASA GISS)

Рассмотрим функции распределения, полученные для каждого десятилетия по ежедневным данным экстремумов скорости ветра над акваторией Баренцева моря (Рисунок 5.9). Из полученных результатов следует, как из Рисунков 5.3, 5.7, что однонаправленный тренд средних и экстремальных значений скорости ветра не выражен. Кривые плотности распределения в каждом десятилетии несколько различаются, но все относятся к нормальному (гауссовскому) распределению, мода находится в диапазоне 13–15 м/с. В ранжированных в порядке убывания рядах экстремальных скоростей ветра (Рисунок 5.9в) видно, что декадные различия выражены только для больших значений скорости ветра – более 25 м/с. Это достаточно редкие случаи. Они достаточно хорошо аппроксимируются с помощью функции распределения Вейбулла (Waloddi Weibull). Оно было рассчитано для каждого десятилетия (Рисунок 5.10). Видно, что так же, как и в ранжированных в порядке убывания рядах (Рисунок 5.9в), значительных различий по десятилетиям нет. Из полученных распределений видно, что наиболее часто реализуемый суточный максимум скорости ветра соответствует $\ln(x)=2,7$, т.е. скоростям равным 15 м/с, как это уже и было отмечено ранее.

При рассмотрении повторяемости сроков, в которые отмечались суточные максимумы, (Рисунок 5.11) отмечается устойчивая картина, характерная для всего периода с 1950 по 2009 гг. Ключевой чертой суточного хода повторяемости экстремальных скоростей ветра является максимум, приходящийся на ночные часы, который объясняется расположением полигона над открытым морем. Суточный максимум средней скорости ветра (Рисунок 5.11) чаще всего повторяется в 21 и 0 ч Всемирного скоординированного времени (ВСВ), отличающегося от времени часового пояса Москвы (МСК) на 3 часа ($МСК=ВСВ+3$ ч).

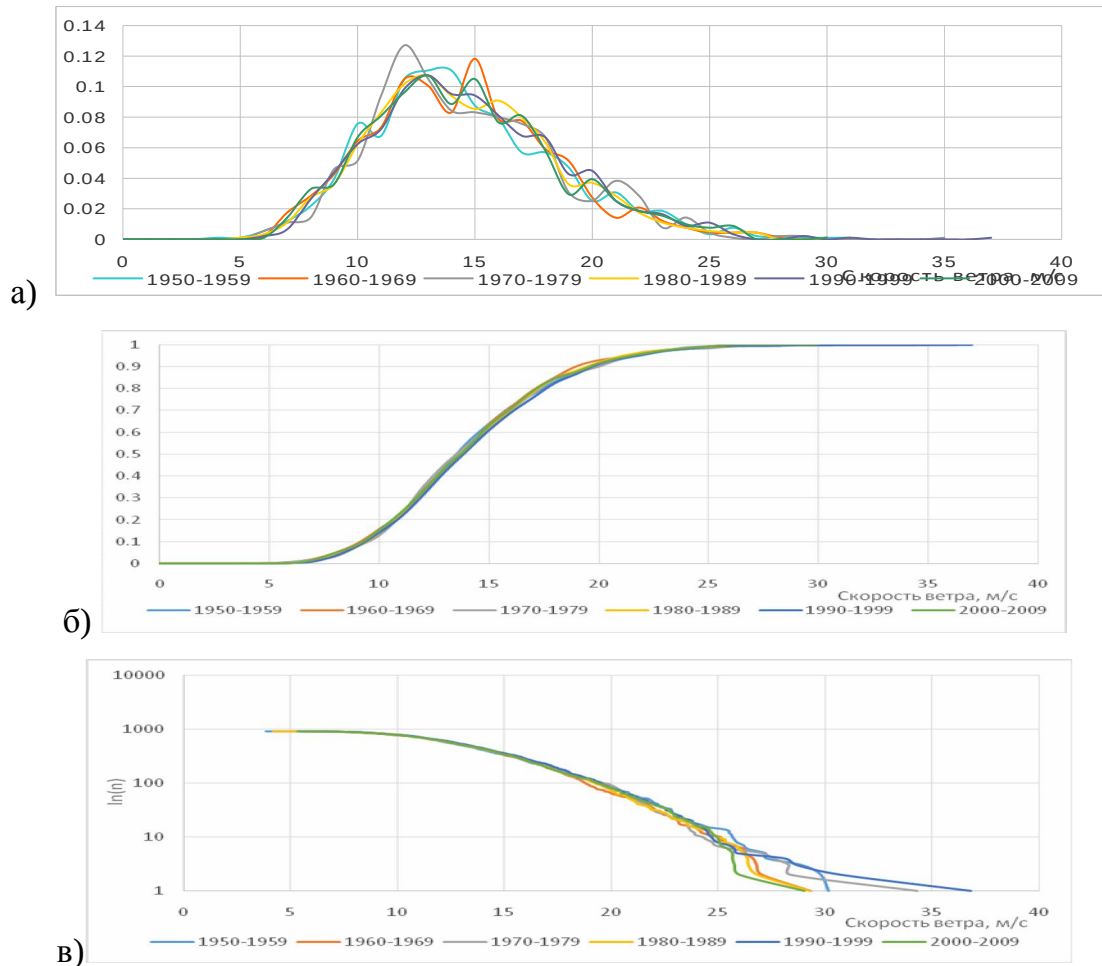


Рисунок 5.9. Плотность распределения (а); функция распределения (б); ранжированный в порядке убывания ряд экстремальных ежесуточных скоростей ветра (в) по десятилетиям с 1950 по 2009 гг.

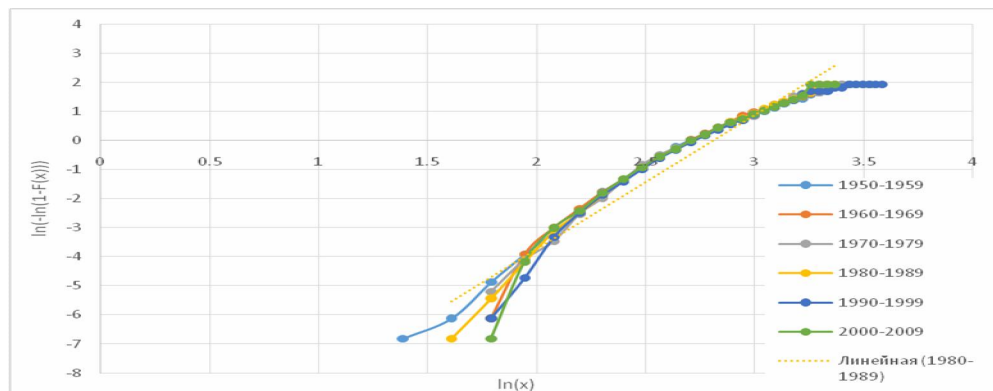


Рисунок 5.10. Распределение Вейбулла экстремальных ежесуточных скоростей ветра по десятилетиям с 1950 по 2009 гг.

Известно, что в свободной атмосфере наибольшая скорость ветра отмечается в ночное время [Локощенко, 2014]. В то же время в приземном слое над сушей максимальная скорость ветра наблюдается в середине дня, когда интенсифицируется турбулентный обмен со свободной атмосферой и наилучшим образом происходит передача импульса из вышележащих слоев,

а для ночного времени характерно снижение скорости ветра. Над морской поверхностью суточный ход в целом выражен слабее, чем над сушей. Здесь нередко именно в ночное время формируется неустойчивая стратификация атмосферы в приводном слое, что способствует обмену количеством движения со свободной атмосферой и усилению скорости ветра. Именно такой эффект отражает рассчитанная повторяемость сроков наступления максимума скорости ветра для открытой акватории всех трех рассмотренных нами секторов.

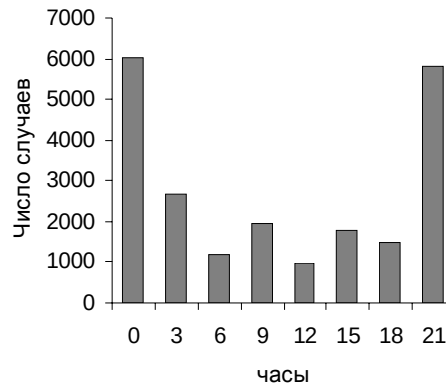


Рисунок 5.11. Повторяемость сроков (общее число случаев за весь период), в которые отмечался суточный экстремум скорости ветра. 1950-2009 гг.

Расчет розы ветров показал (Рисунок 5.12), что наибольшая повторяемость экстремальных значений скорости ветра приходится на южные румбы. Это характерно для всего рассматриваемого периода. Только в двух последних десятилетиях можно отметить незначительный сдвиг основного направления ветрового потока к востоку.

Карское море

Как видно из результатов по тренду ветра (Рисунок 5.13), на обоих выбранных участках моря средняя (за год) максимальная скорость ветра (за день) меняется от 6 м/с до 15-16 м/с, притом в зимние месяцы она больше, чем в летние. При этом тренд ветра в целом идёт горизонтально (на обоих участках), за небольшим незначительным отклонением в некоторые годы, что показывает, что, несмотря на изменение климата (потепление), значения максимальной скорости ветра за последние более чем полвека в целом мало изменились. Анализируя результаты, представленные на (Рисунок 5.14), видим, что среднемесячная максимальная скорость ветра (за день) как в центральной части Карского моря, так и в его северо-восточной части, существенно не меняется от десятилетия к десятилетию. Она составляет около 8–9 м/с в летние месяцы и доходит до 12 м/с в зимние месяцы.

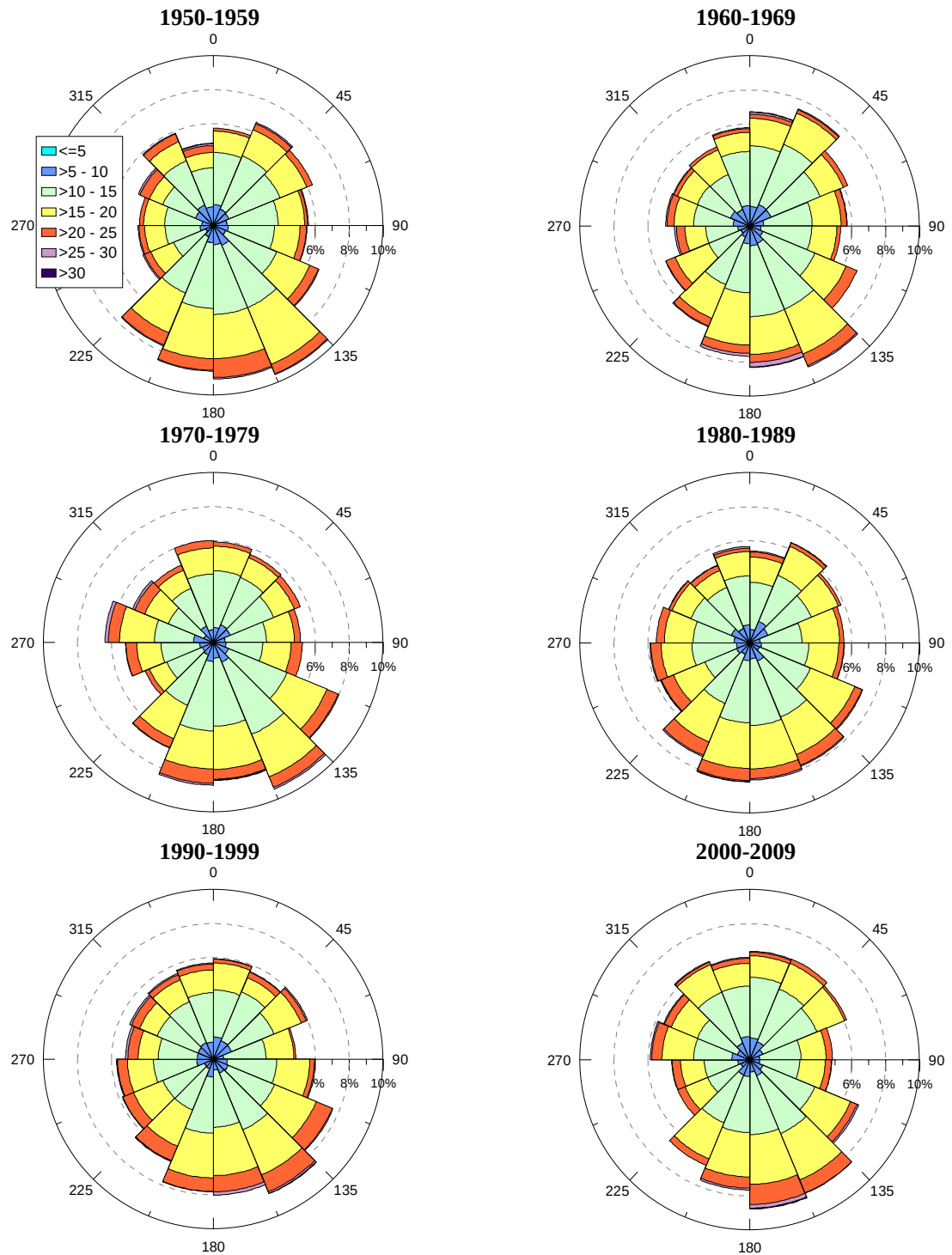


Рисунок 5.12. Повторяемость направлений ветра для суточных экстремумов с градациями скорости ветра по десятилетиям с 1950 по 2009 гг.

Скорость практически везде довольно резко уменьшается весной и затем довольно плавно возрастает осенью, достигая своего максимума в зимние месяцы (в основном, в январе), исключением можно назвать лишь 2010-2012 годы, где видны небольшие скачки скорости (не везде плавное возрастание-убывание от месяца к месяцу). Однако это можно объяснить недостатком данных (усредняем лишь 3 года вместо 10, как во всех предыдущих случаях, из-за этого расхождение – сильнее), поэтому результатами этих последних двух графиков можно пренебречь.

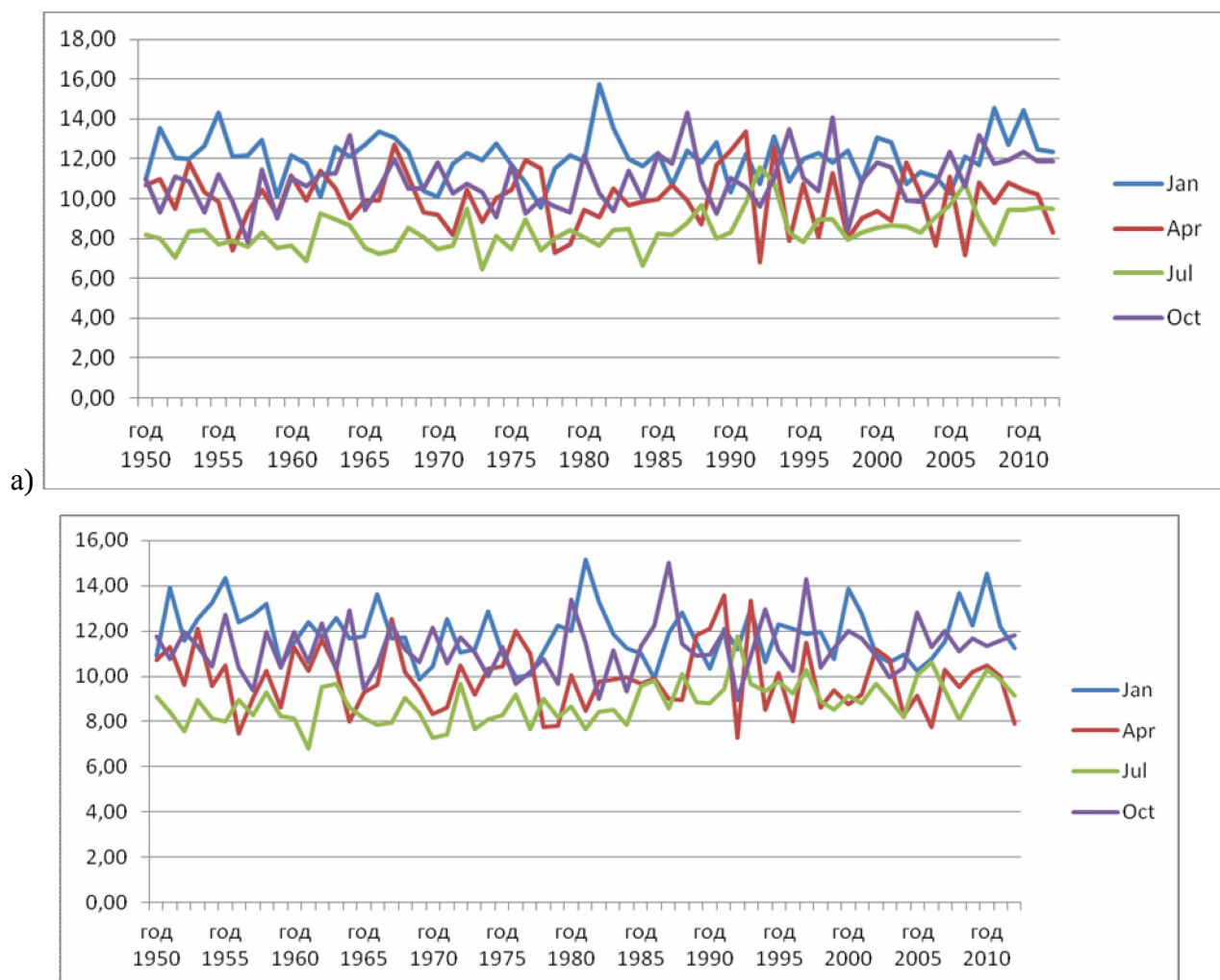


Рисунок 5.13. Тренд среднегодовой максимальной (за сутки) скорости ветра для января, апреля, июля и октября с 1950 по 2012 год в северо-восточном секторе Карского моря.

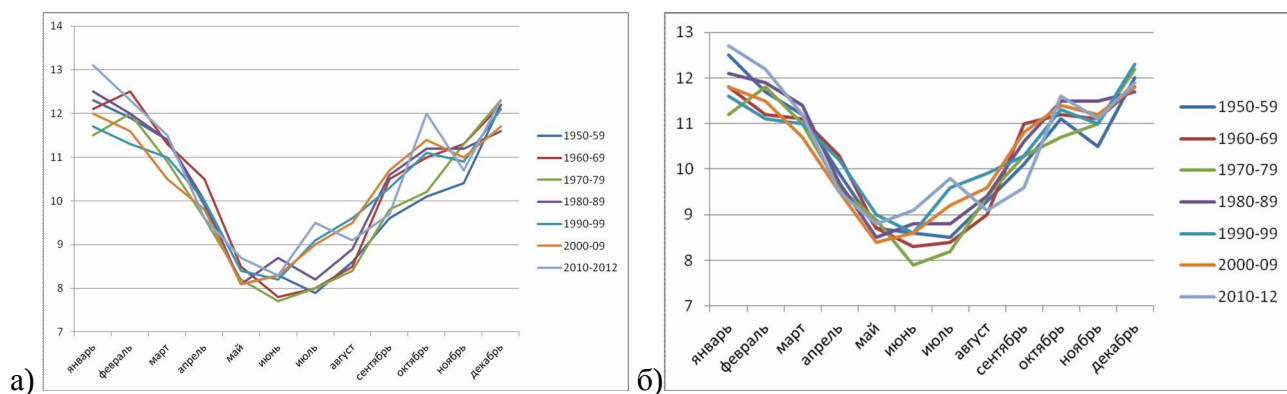


Рисунок 5.14. Среднемесячная максимальная скорость ветра (за сутки) (м/с) с 1950 по 2012 годы в северо-восточном (а) и центрально (б) секторе Карского моря.

Полученные графики интегрального и дифференциального распределений (Рисунки 5.15, 5.16.) в целом близки к своим теоретическим формам, графики Вейбулловского распределения (Рисунки 5.17, 5.18.) также близки к теоретической прямой. Из графиков дифференциального распределения видим, что наиболее частая скорость максимальная суточная скорость – 9–10 м/с

(для обоих секторов моря). Теперь, имея Вейбулловское распределение, можем вычислить вероятность не наблюдавшихся или крайне редко наблюдавшихся экстремальных скоростей ветра. Например, усреднённая по десятилетиям вероятность встречаемости скорости 30 м/с на северо-восточном участке открытого моря (выбранным нами) – приблизительно 1 раз в 30 лет (вероятности настолько высоких скоростей сильно расходятся по десятилетиям, следовательно, берём среднюю величину), на юго-западном участке – 1 раз в 15-20 лет (хоть в целом скорости на этих участках приблизительно одинаковые, видно, что распределение их всё же немного различается, благодаря чему вероятность появления крайне экстремальных скоростей (таких, например, как 30 м/с и более), в центральном участке выше, чем на северо-востоке Карского моря).

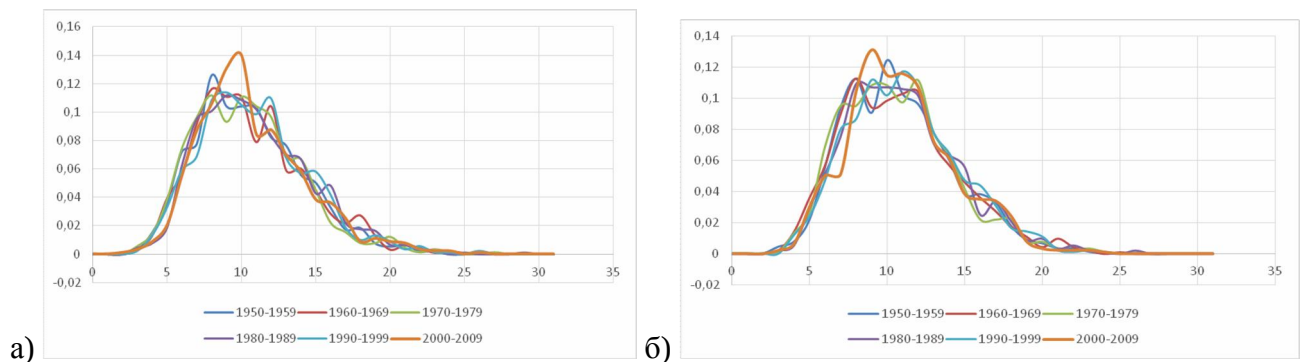


Рисунок 5.15. Дифференциальное распределение экстремальных суточных скоростей (м/с) по десятилетиям для северо-восточного (а) и центрального (б) сектора Карского моря.

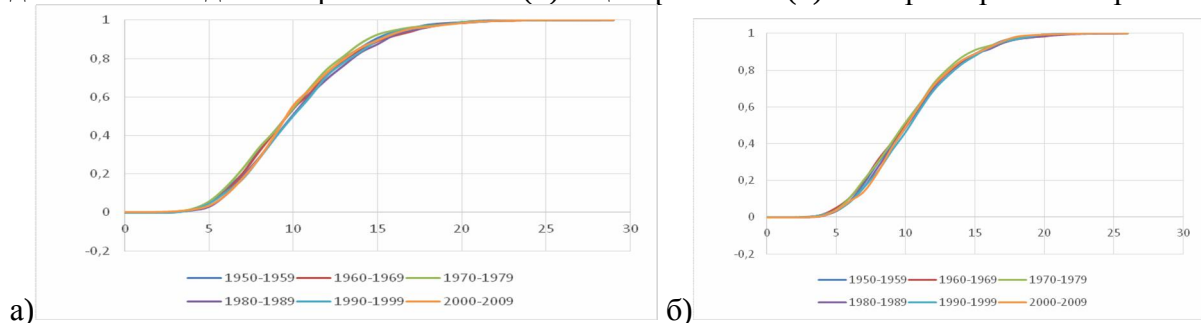


Рисунок 5.16. Интегральное распределение экстремальных суточных скоростей (м/с) по десятилетиям для северо-восточного (а) и центрального (б) сектора Карского моря.

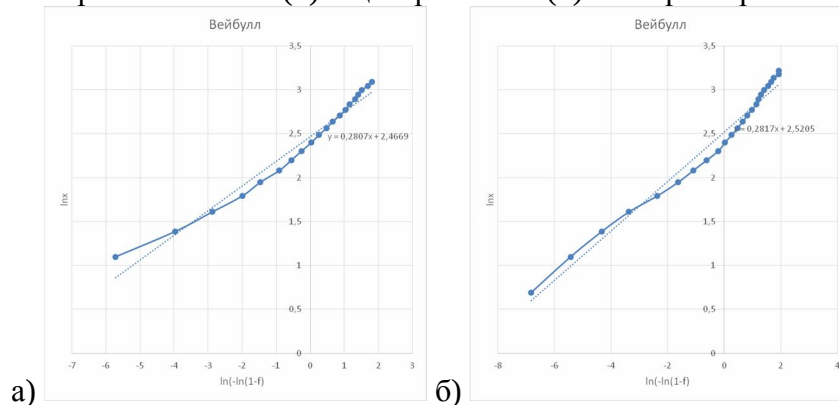


Рисунок 5.17. Вейбулловское распределение для 1950-1959 гг. (а) и 2000-2009 (б) годов для северо-восточного сектора Карского моря.

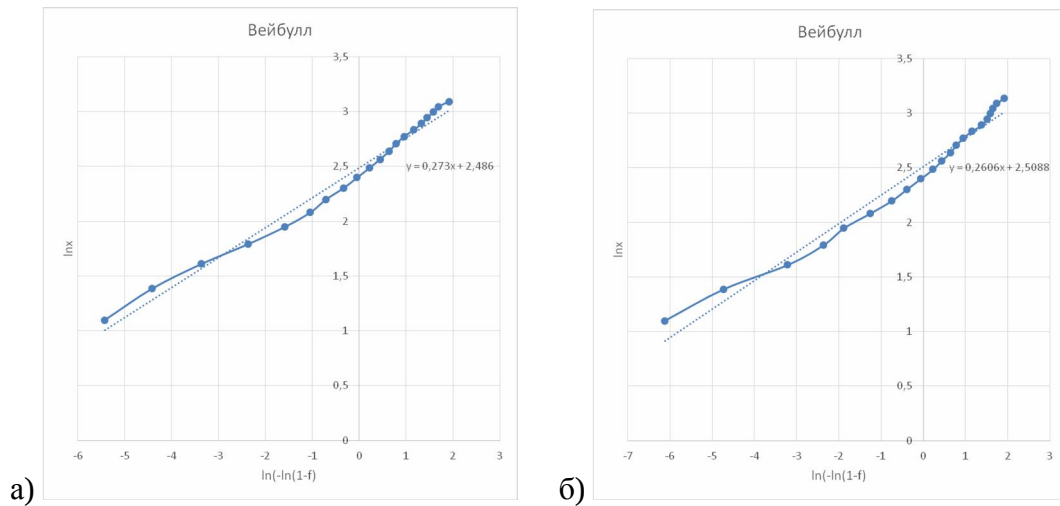


Рисунок 5.18. Вейбулловское распределение для 1950-1959 гг. (а) и 2000-2009 (б) годов для центрального сектора Карского моря.

Максимальные суточные скорости ветра отмечаются преимущественно ночью (в сроки 21 час, 0 часов, 3 часа приходится около 70% встречаемости суточных экстремумов ветра, как в северо-восточном, так и в центральном секторе моря, причём эта величина практически не меняется от десятилетия к десятилетию) (Рисунок 5.19). Это, как и для Баренцева моря, противоположно ситуации над сушей, где максимумы достигаются преимущественно днём. Как отмечалось выше, над открытыми участками холодных морей формирование суточного режима ветра связано в меньшей степени с суточным режимом конвекции в приводном слое, но больше зависит от передачи количества движения из свободной атмосферы, где максимальные скорости достигаются в ночное время суток. В случае активизации конвекции, которая над морем также усиливается в ночное время, вертикальный обмен количеством движения дополнительно возрастает.

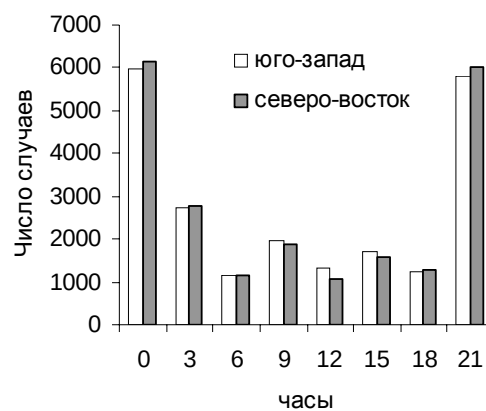


Рисунок 5.19. Повторяемость сроков (общее число случаев за весь период), в которые отмечался суточный экстремум скорости ветра. 1950-2009 гг. Карское море.

Оценка спектральной плотности показывает (Рисунок 5.20) наличие многолетней изменчивости с выраженными периодами, которые для разных сезонов несколько отличаются. Так, в январе ярко выделяется пик с 8-10-летней периодичностью. В июле заметен менее, но все же выделяющийся пик – 5-летняя периодичность.

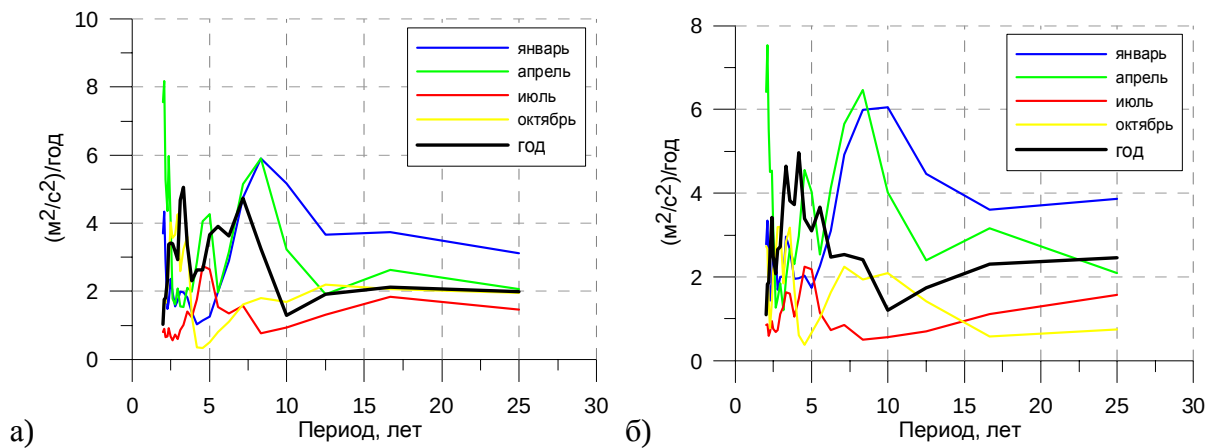


Рисунок 5.20. Спектральная плотность суточных максимумов скорости ветра в среднем за месяц (для центральных месяцев сезонов) и за год, 1950-2012 гг., для северо-восточного (а) и центрального (б) сектора Карского моря.

Расчет розы ветров для случаев с экстремально высокими значениями скорости ветра показывает (Рисунок 5.21, 5.22), что в современном климате в обоих секторах Карского моря преобладали южные и юго-западные ветра, так как, например, осенью и зимой, как правило, южное направление ветра над Карским морем обуславливает Сибирский антициклон). Видны небольшие изменения от 1950-х-1960-х (когда преобладали в основном южные) к 1990-м-2000-м (где уже приблизительно в равной мере дуют южные и юго-западные ветра). Средние характеристики по указанным выше секторам Баренцева и Карского морей приведены в Таблице 5.1.

Таблица 5.1. Значения средней максимальной скорости ($V_{\max}$, м/с) и межгодовое стандартное отклонение (σ , м/с)

Показатель	Месяц			
	Январь	Апрель	Июль	Октябрь
<i>Баренцево море (сектор 1)</i>				
$V_{\max}$	16,5	14,0	11,2	15,3
σ	1,4	1,1	0,8	1,1
<i>Карское море (сектор 2, центр)</i>				
$V_{\max}$	11,9	9,9	8,8	11,2
σ	1,2	1,4	0,9	1,2
<i>Карское море (сектор 3, северо-восток)</i>				
$V_{\max}$	12,0	9,9	8,4	10,9
σ	1,2	1,5	1,0	1,3

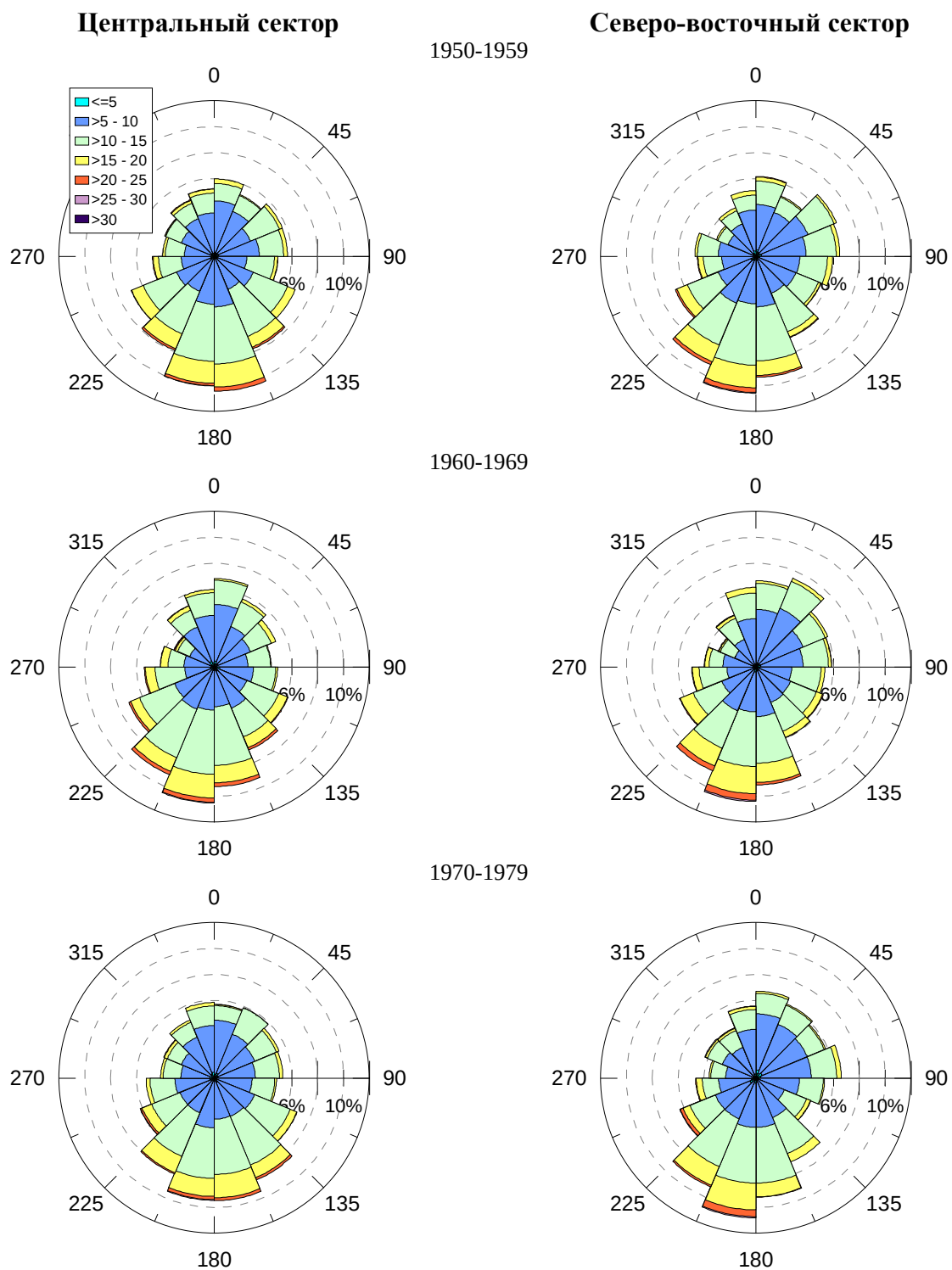
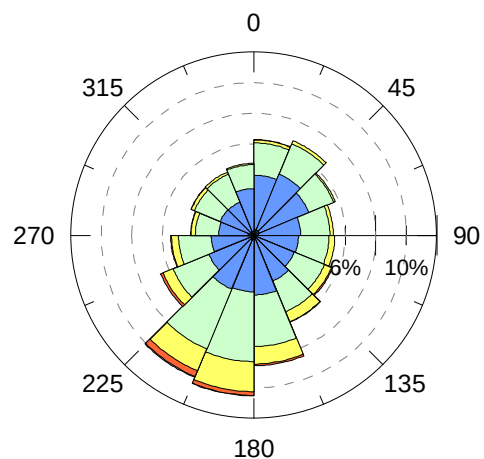
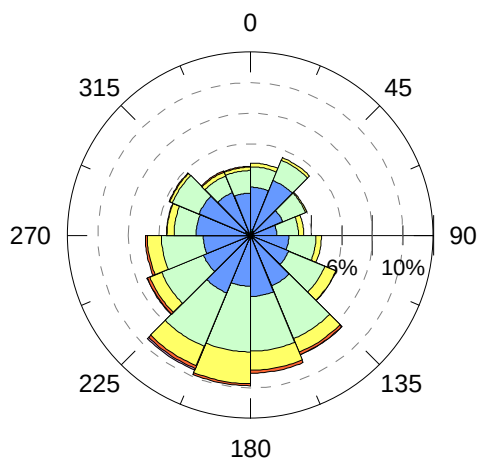
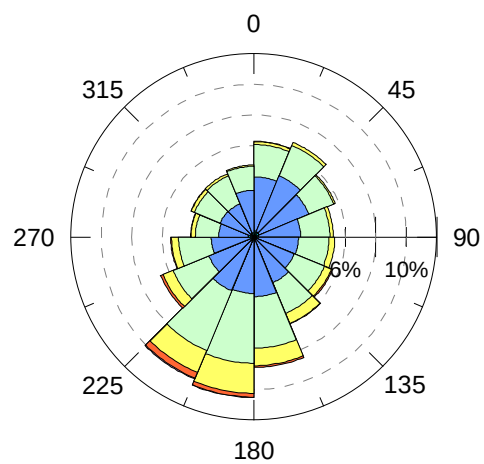
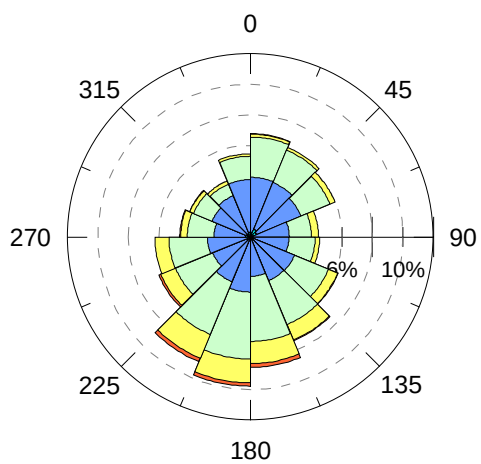


Рисунок 5.21. Повторяемость направлений ветра для суточных экстремумов с градациями скорости ветра. Карское море. (Продолжение на Рисунке 5.22)

1980-1989



1990-1999



2000-2009

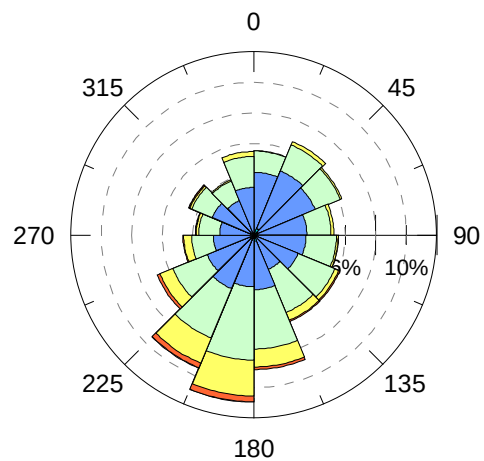
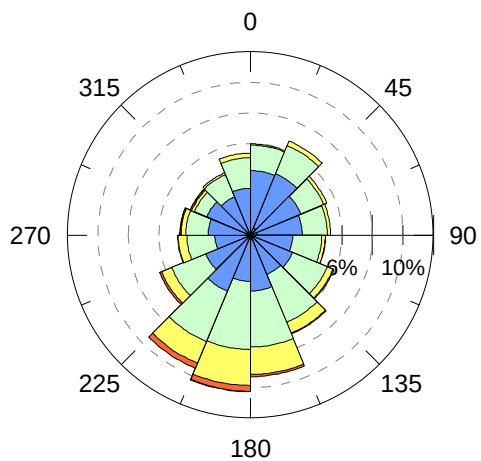
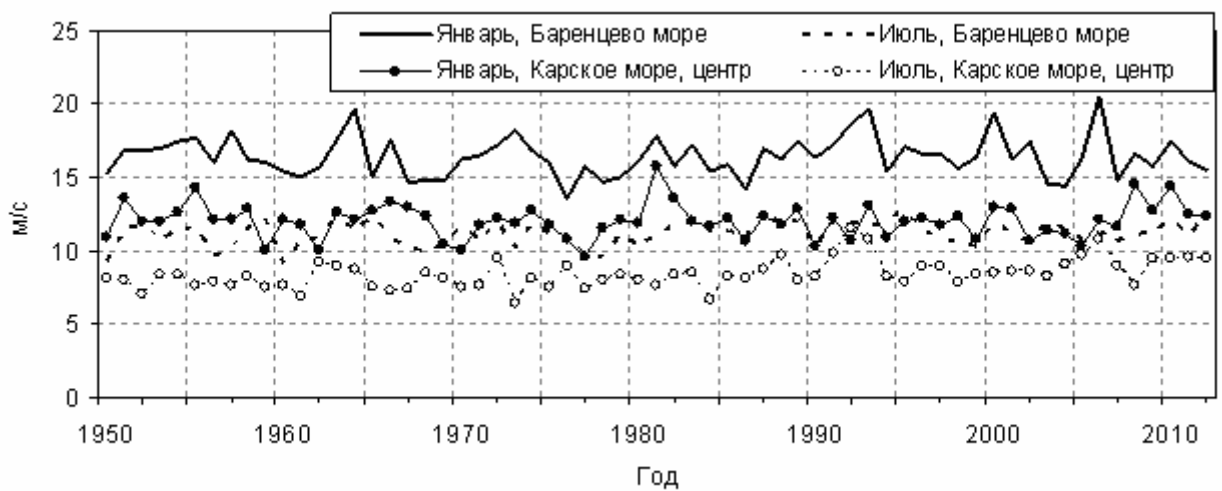
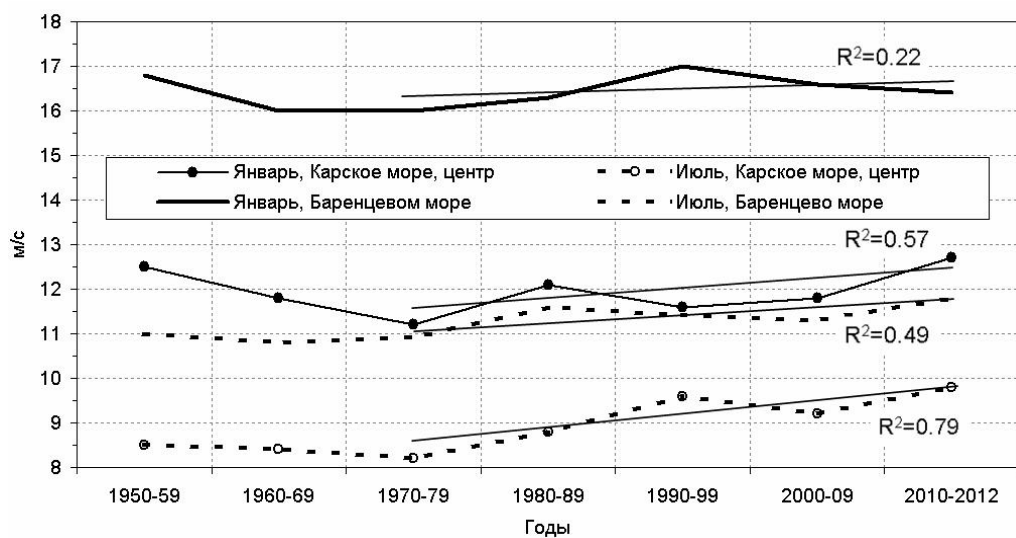


Рисунок 5.22. Продолжение Рисунка 5.21.

Многолетний ход средних суточных максимумов для каждого года представлен на Рисунке 5.23 для января и июля. Расчеты показали, что на фоне зафиксированных существенных изменений климата в Арктике во второй половине XX в., значимый направленный многолетний рост суточных экстремумов скорости ветра отмечается после 1970-х гг. При рассмотрении ежегодных значений средних месячных экстремумов этот тренд выражен слабо на фоне большой межгодовой изменчивости, но более заметен при рассмотрении средних показателей за десятилетие. Максимальная скорость ветра в Баренцевом море во все месяцы года гораздо больше, чем в Карском море. В Карском море разница скорости ветра между секторами 2 и 3 невелика. Межгодовая изменчивость, как и абсолютные величины экстремумов, гораздо больше в зимние месяцы и ослабевает в летние.



а)



б)

Рисунок 5.23. Многолетние изменения средних годовых суточных экстремумов скорости ветра (а), средние по десятилетиям суточные экстремумы средней скорости ветра (б). Линии тренда и их уровень значимости (R^2) показаны для периода 1970–2012 гг.

Эти результаты дополняют оценки по данным наземных метеорологических станций, представленные во Втором оценочном докладе Росгидромета [Второй ..., 2014], где показано, что на большей части континентального побережья Баренцева и Карского морей средняя скорость ветра в период 1977–2011 гг. снижалась, в то же время на Новой Земле и Северной Земле, а также на п-ове Таймыр большую часть года средние значения скорости ветра возрастали. Вторая половина 1970-х гг. отмечена заметными сдвигами многих показателей состояния атмосферы и океана. Возрастание средней скорости ветра над Арктикой в последние десятилетия отмечено в [Spreen et al., 2011]. В последнем отчете МГЭИК [IPCC, 2013] отмечено, что изменение ветрового режима в высоких широтах в последние десятилетия может быть следствием происходящей перестройки общей циркуляции атмосферы, в частности изменения траекторий перемещения циклонов умеренных широт, их интенсивности и частоты, общего усиления циклоничности Арктики.

Для каждого десятилетия рассчитаны эмпирические функции распределения, выполнены аппроксимации данных по распределению Вейбулла, которое хорошо описывает экстремумы скорости ветра. Анализ показал, что на фоне небольшого роста средних величин междекадные различия редко повторяющихся высоких значений суточных максимумов невелики и их направленных изменений не наблюдается. Эмпирические функции распределения показаны (Рисунок 5.24) в виде диаграмм размаха, на которых отражаются медиана, значения 25%-й и 75%-ной обеспеченности, а также выбросы. Очевидно, что междекадные изменения незначительны.

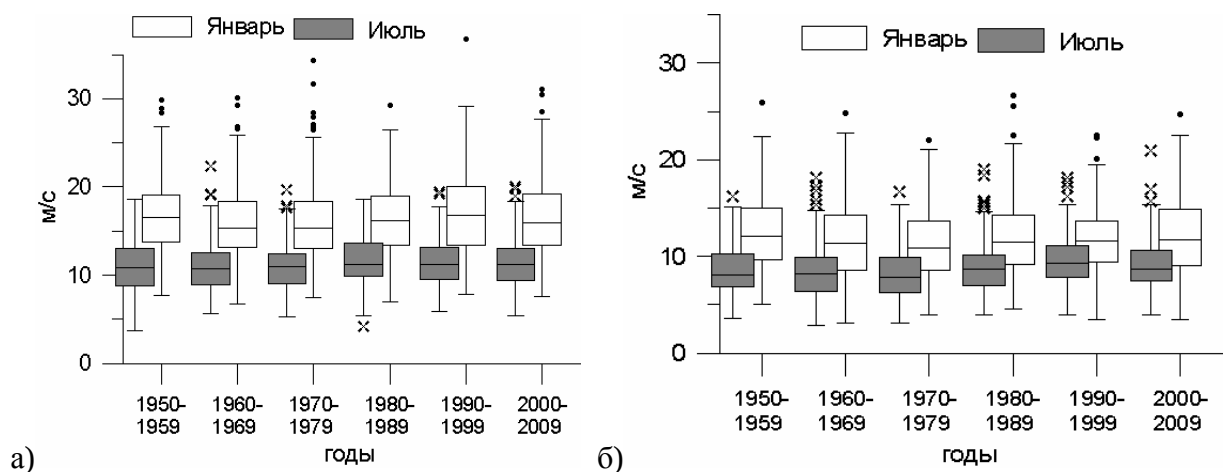


Рисунок 5.24. Эмпирические функции распределения (диаграммы размаха) суточных максимумов средней скорости ветра по десятилетиям для января и июля в Баренцевом (а) и Карском (б) морях

5.2. Синоптические ситуации, способствующие формированию экстремально высоких скоростей ветра

Баренцево море

Многолетний режим экстремальных значений приземной скорости ветра исследован для Баренцева моря по результатам реанализа ERA-Interim за период 1981-2010 гг. Выполнена оценка пространственно-временной изменчивости величины скорости ветра обеспеченностью 0,1, 1, 5 и 50%. Показано, что в 1981-2010 гг. значения экстремальных скоростей не демонстрируют направленного тренда, но присутствует их рост в 1990-е гг., что согласуется с активизацией в это десятилетие южного меридионального типа циркуляции по Б.Л. Дзердзеевскому. По данным о поле атмосферного давления на уровне моря для событий с экстремальными скоростями (1%-го уровня значимости) была выполнена типизация синоптических ситуаций, после чего определено четыре их основных типа. Показано, что значительная часть таких ситуаций связана с прохождением над Баренцевым морем циклонических образований, а расположение их центров определяет преобладание тех или иных направлений ветра над разными частями моря. Для каждого типа выполнена количественная оценка его ежегодной повторяемости и многолетней изменчивости. Количественное описание поля давления для каждого полученного синоптического типа позволило автоматизировать процесс анализа многолетней изменчивости, а также в дальнейшем перейти к расчету прогноза повторяемости этих явлений в будущем, что планируется на следующем этапе исследования.

Оценка экстремальных значений скорости ветра и типизация соответствующих им синоптических ситуаций выполнялась для Баренцева моря (72-76° с.ш., 16-48° в.д.) на основании результатов реанализа ERA-Interim [Dee et al., 2011], для зональной и меридиональной компонент скорости ветра (в дальнейшем – *u*-компоненты и *v*-компоненты) и атмосферного давления на уровне моря (SLP) для периода 1981 – 2010 гг.

В настоящее время реанализы являются исключительно полезным инструментом получения сведений о современном многолетнем режиме атмосферы, восполняющим пробелы инструментальных измерений. В качестве конечного продукта реанализы представляют поля метеорологических полей с регулярным и очень подробным пространственно-временным разрешением. Каждый реанализ имеет свою вычислительную платформу, базирующуюся на прогностической модели атмосферы. Работы последних лет по сравнению результатов реанализов между собой и с данными наблюдений демонстрируют их высокое качество в глобальном масштабе. Однако, как показывают региональные верификации реанализов, выбор источника данных для

ограниченной территории требует дополнительных оценок. В этом исследовании мы исходили из выводов для территории Арктики, представленных в [Lindsay et al., 2014], где приведены результаты сравнения семи наиболее хорошо зарекомендовавших себя реанализов.

Реанализ Era-Interim [Dee et al., 2011] – продукт Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF), основанный на спектральной модели прогноза погоды ECMWF. Модель имеет спектральное разрешение T255 с 60 уровнями в атмосфере по вертикали (верхний уровень находится на высоте 0.1 гПа). Данные усваиваются при помощи четырехмерного вариационного анализа с использованием данных оперативного анализа ECMWF. Результаты реанализа охватывают период с 1979 по 2016 год и регулярно пополняются. По сравнению с предыдущими проектами ECMWF (например, ERA-40) Era-Interim характеризуется лучшим пространственным разрешением – $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ по широте и долготе. Временное разрешение, использованное в данной работе, составляет 6 часов (00, 06, 12, 18 ч. всемирного скоординированного времени - BCB).

Выбор периода исследований 1981-2010 гг. обусловлен тем, что, согласно предложению Всемирной метеорологической организации (ВМО) в июне 2015 г. (<https://www.wmo.int> «New Two-Tier approach on “climate normals”»), период 1981-2010 гг. рекомендуется рассматривать как базовый «современный климат», относительно которого (наряду с периодом 1961-1990 гг.) выполняются оценки климатических изменений.

Модуль скорости ветра рассчитывался для каждой ячейки реанализа 4 раза в сутки по значениям зональной и меридиональной компонент скорости u и v :

$$V = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (5.1),$$

где V – модуль горизонтальной скорости ветра, u, v – зональная и меридиональная компоненты скорости ветра, полученные из данных реанализа.

Выбор открытой части моря, где на территорию ячеек реанализа не попадают участки побережья, обусловлен следующими причинами. Расчет эволюции поля ветра в моделях атмосферы, в том числе используемых для реанализа, выполняется на основании уравнений движения, где в качестве определяющих факторов выступают сила барического градиента, сила Кориолиса и сила трения. Сила Кориолиса зависит от широты и угловой скорости вращения Земли, которые задаются при моделировании как внешние факторы, поэтому возможные погрешности расчета модели на точность оценки этой силы не влияют. Сравнительный анализ порядка величин градиента давления (10^{-3}) и силы трения (10^{-12}) в уравнениях движения показывает [Holton, 2004], что именно горизонтальный барический градиент является определяющим фактором. Кроме того, точность расчета величины силы поверхностного трения зависит от правильного задания границ суши и ее рельефа, а также параметризаций, используемых в моделях

для описания приземного слоя атмосферы и ее взаимодействия с подстилающей поверхностью. С учетом этих сложностей режим ветра над морем наиболее трудно описать в прибрежной зоне, так как здесь изрезанность береговой линии и орографические особенности могут создавать локальные циркуляционные эффекты, горизонтальные масштабы которых меньше, чем размеры ячейки в модели атмосферы. Такие эффекты могут не отразиться в результатах моделирования, представляющих среднюю величину по ячейке, что увеличивает погрешность расчетов и занижает значения скорости ветра [Кислов и др., 2015]. В связи с этим наиболее успешно климатический режим модели воспроизводит климатический режим относительно однородной поверхности [Кислов и др., 2008; Эколого-географические, 2011], поэтому для исследования была выбрана открытая часть моря.

Экстремальные скорости ветра связаны с мезомасштабными особенностями циркуляции, не разрешаемыми явно в глобальных моделях климата, но являющиеся частью крупномасштабного процесса, или, можно сказать, порождающиеся при определенных крупномасштабных процессах в атмосфере. Поэтому выбор крупномасштабного поля давления, при котором возникает ОЯ – это своеобразный компромисс, позволяющий оценить статистику ОЯ по результатам моделирования.

Основная цель этого этапа работы предполагала выбор дней с наиболее сильным ветром, чтобы далее оценить синоптические ситуации, сопровождающие эти случаи. На Рисунке 5.25 представлены результаты, полученные на начальном этапе настоящей работы при выборе метода оценки скорости ветра. В первом варианте (далее «UV-метод») использовался традиционный расчет модуля скорости по зональной и меридиональной компонентам (см. выражение 5.1). Во втором варианте («SLP-метод»), исключив влияние силы трения, по полю приземного давления был рассчитан геострофический ветер. Известно, что в реальности геострофические соотношения верны для свободной атмосферы, где сила трения не влияет на скорость и направление ветра. Тем не менее, расчет модуля скорости ветра по геострофическому соотношению на основе приземного поля давления успешно применяется в некоторых задачах, в том числе по оценке экстремальных скоростей ветра над морями, например [Wang et al., 2009]. В этом случае он играет роль своеобразного индекса, отражающего области наибольшего горизонтального барического градиента, что и должно, с учетом его определяющей роли в уравнениях движения, отражать зоны сильного ветра. Удобство такого подхода состоит еще и в том, что для приземного слоя атмосферное давление гораздо успешнее воспроизводится в реанализах, чем компоненты скорости ветра.

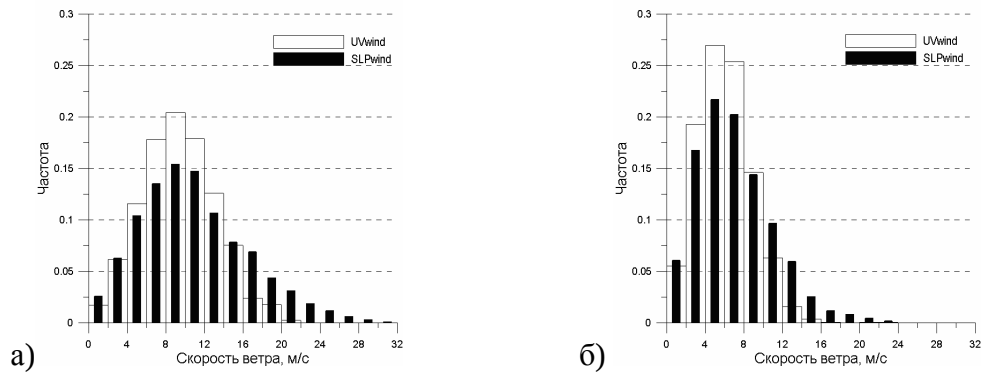


Рисунок 5.25. Эмпирическая функция распределения значений скорости ветра, рассчитанной по u -, v -компонентам (UVwind) и по полю давления (SLPwind) для центральной части Баренцева моря, январь (а), июль (б), 1981-2010 гг.

Из Рисунка 5.25 следует, что значения скорости ветра, рассчитанные первым способом, как и ожидалось, в центральной части распределения заметно выше, чем геострофические, но ниже в районе экстремумов. Рисунок 5.26а демонстрирует, что межгодовая изменчивость значений скорости, полученных по геострофическим соотношениям заметно больше, чем с применением UV-метода. Для нескольких районов моря были выполнены оценки связи скорости, рассчитанной двумя указанными способами. Они с высокой точностью аппроксимируются линейными функциями. Но, несмотря на однородность подстилающей поверхности, были выявлены некоторые региональные различия этих зависимостей. Кроме того, для количественной оценки климатических ресурсов (штормовое волнение, нагрузка на сооружения, навигация, ветроэнергетика и др.) полезно знать непосредственные значения модуля скорости ветра, в особенности возможные экстремумы. Поэтому на следующем этапе использовались оценки скорости ветра, полученные первым способом.

Для составления календаря случаев с экстремально высокими значениями скорости ветра и анализа их пространственного и временного распределения был использован подход, связанный с введением пороговых величин рассматриваемых параметров. Такой подход используется и в оценках МГЭИК. Он основан на понимании экстремальных метеорологических явлений как *редких*, т.е. тех значений, вероятность достижения которых крайне мала (например, имеет обеспеченность 10%, 5%, или 1%). Обычно они задаются как процентиля соответствующих функций распределения [Рожков, 2001]. Согласно этому подходу в пределах рассматриваемой территории в каждом узле сетки реанализа были рассчитаны соответствующие значения процентилей значений модуля скорости ветра за период 1981–2010 гг.

На следующем этапе был составлен календарь событий с экстремальными значениями скорости. Дата заносилась в календарь, если более чем на 30% исследуемой территории в открытом море значения скорости ветра были выше критических значений хотя бы в один из четырех сроков этого дня. В качестве порогового критерия использовались осредненные по

выделенной территории ($72-76^\circ$ с.ш., $16-48^\circ$ в.д.) проценты значений скорости ветра для 5%, 1% и 0,1% обеспеченности (V_{95} , V_{99} , $V_{99.9}$). Они получились следующими: $V_{95}=14,3$ м/с, $V_{99}=17,2$ м/с, $V_{99.9}=20,3$ м/с. При таких условиях число случаев за 30 лет составило для V_{95} более 1200, для V_{99} – 241, для $V_{99.9}$ – 12 дней.

После того, как даты опасного явления были установлены, проводилась процедура анализа и систематизации соответствующих синоптических ситуаций. Для этого использовалось поле давления у поверхности моря, определяющее режим скорости ветра.

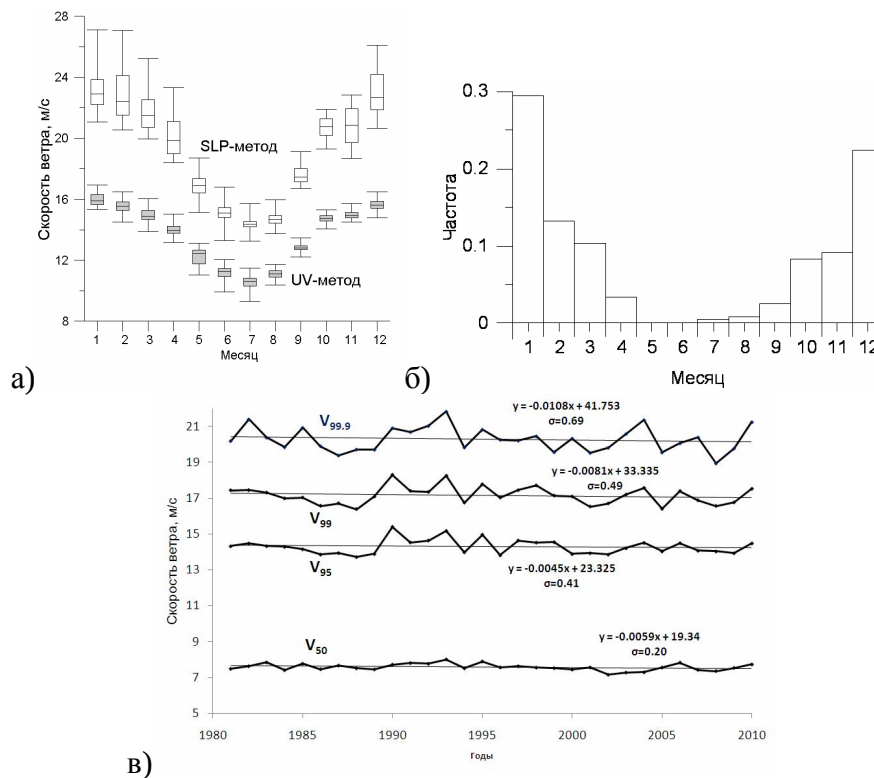


Рисунок 5.26. Диаграммы размаха среднего многолетнего годового хода значений V_{95} (а). Годовой ход повторяемости синоптических ситуаций, сопровождающих скорости ветра $V \geq V_{99}$ (б). Прямой линией показан тренд; в верхнем правом углу графиков помещены уравнения линии тренда и стандартное отклонение. Многолетние изменения квантильных значений скорости ветра (V_{50} , V_{95} , V_{99} , $V_{99.9}$) для осредненных данных по выделенной открытой акватории Баренцева моря ($72-76^\circ$ с.ш., $16-48^\circ$ в.д.) (в)

Систематизация большого набора штормовых полей приземного давления осуществлялась методом их разложения на естественные ортогональные составляющие, после чего выполнялась группировка по евклидовому расстоянию между полями в рамках кластерного анализа. В современных условиях при возможности автоматизированной обработки больших массивов данных подобный подход активно и успешно применяется в отношении различных гидрометеорологических явлений, в том числе экстремальных, зависящих от типа погодной ситуации [Huth et al., 2008]. Подобный подход применялся нами для Черного, Каспийского и Балтийского

морей как для оценки современных условий, так и для климатического прогноза (см. Глава 4) [Кислов и др., 2016; Суркова и др., 2012, 2015; Arkhipkin et al., 2014; Surkova et al., 2015].

Окончательная типизация синоптических ситуаций выполнялась для $V \geq V_{99}$, Выбор V_{99} в качестве порогового значения был обусловлен тем, что количество случаев представляет репрезентативную по длине выборку, эти события происходят в среднем 8 раз в год, т.е., несмотря на их невысокую повторяемость, ежегодная вероятность достижения таких значений сохраняется. Кроме того, при таких скоростях ветра значительная высота волн в открытом море достигает и превышает (в зависимости от длины разгона) значений 4–6 м, что согласно [ГОСТ, 1999] идентифицируется как сильное волнение. Вся совокупность случаев для $V \geq V_{99}$ была разбита на четыре синоптических типа.

Средний многолетний годовой ход срочных значений скорости ветра на Рисунке 5.26а представляет типичную картину их ослабления в летний сезон. В это время уменьшается межширотный градиент температуры и циклоническая деятельность ослабевает, а в холодный сезон, напротив, возрастает циклоническая активность и скорости ветра. Годовая амплитуда медианных значений составляет примерно 5 м/с.

Многолетние изменения значений скорости разной обеспеченности представлены на Рисунке 5.26в, из которого следует, что наклон линии тренда в целом показывает слабое уменьшение. Это согласуется и с оценками, представленными в оценочных докладах [Второй, 2014; IPCC, 2013], где для последних трех десятилетий существенных изменений скорости ветра в средних и высоких широтах не отмечается, но их рост выражен к северу от 75–80° с.ш. Межгодовая изменчивость квантильных значений возрастает для более редких событий – среднее квадратическое отклонение значений средней годовой скорости меняется от 0.20 для медианы (V_{50}) до 0.69 для $V_{99.9}$. Также можно отметить общую тенденцию к некоторому росту экстремальных значений скорости в начале 1990-х гг., в это же время (см. далее Рисунок 5.29) возрастало и число событий с экстремальными скоростями ветра. Отметим, что, согласно исследованиям атмосферных циркуляционных процессов с позиций классификации Б.Л. Дзердзеевского, в этот период резко усиливается повторяемость процессов южного меридионального типа [Кононова, 2015]. При таком типе циркуляции мощный стационарный антициклон занимает большую часть Евразии, над Северной Атлантикой развита интенсивная циклоническая деятельность. Зарождающиеся на арктическом фронте циклоны проникают оттуда в Арктику через Гренландию и Баренцево море. Траектории движения таких циклонов обусловлены мощными ведущими потоками субмеридионального направления, связанными с континентальными антициклоническими системами. В годовом ходе повторяемости синоптических ситуаций, обеспечивающих высокие значения скорости ветра, наиболее ярко выделяется период с октября по март (Ри-

сунок 5.26б). В это время, благодаря активизации циклонической деятельности, скорость ветра резко возрастает.

Важной задачей для понимания синоптических механизмов формирования анализируемых ситуаций было выявление типовых полей атмосферного давления, сопутствующих экстремально высоким значениям скорости ветра ($V \geq V_{99}$). Над акваторией Баренцева моря атмосферное давление в среднем понижено (Рисунок 5.27), что связано с активной циклонической деятельностью на арктическом фронте, поддерживаемой бароклинной неустойчивостью в районе влияния теплого Северо-Атлантического течения.

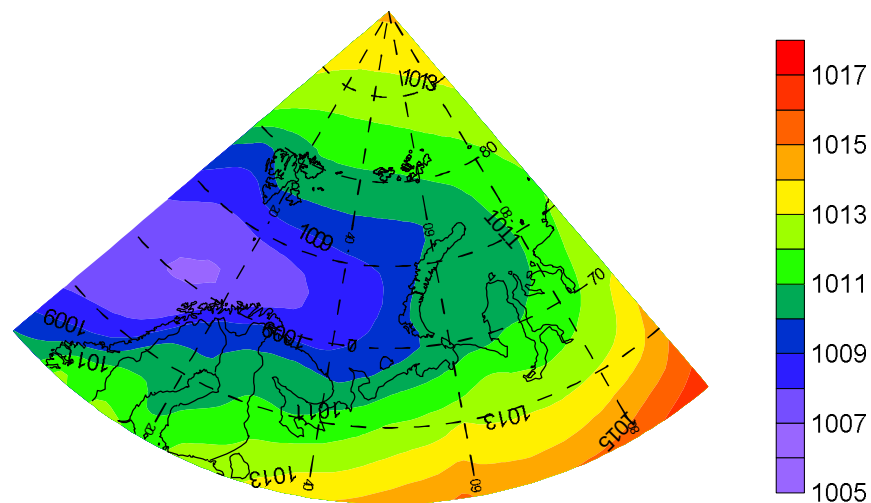


Рисунок 5.27. Среднее атмосферное давление за период с 1981 по 2010 г. для территории 60-90° с.ш., 0-90° в.д.

Результаты кластерного анализа позволяют говорить, что для климатических исследований с хорошим уровнем достоверности можно говорить о четырех основных типах. Отклонения атмосферного давления на уровне моря от среднего многолетнего для каждого типа представлены на Рисунке 5.28. Рассмотрим их.

Тип 1 (Рисунок 5.28а) характеризуется наиболее однородным по сравнению с другими типами полем аномалии атмосферного давления (отклонение от среднего многолетнего поля давления не превышает 12 гПа). Отрицательная аномалия занимает почти всю территорию Баренцева моря и наиболее ярко выражена в районе Шпицбергена, в то время как над материком давление выше средних значений. При данном типе синоптической ситуации штормовые ветра наблюдаются на южной периферии быстро перемещающихся на восток циклонов из Северной Атлантики (район Гренландии) в направлении архипелага Земля Франца-Иосифа. Это один из наиболее частых (наравне с типом 2) типов синоптических

ситуаций, обуславливающих высокие значения скорости ветра на Баренцевом море (частота 29%).

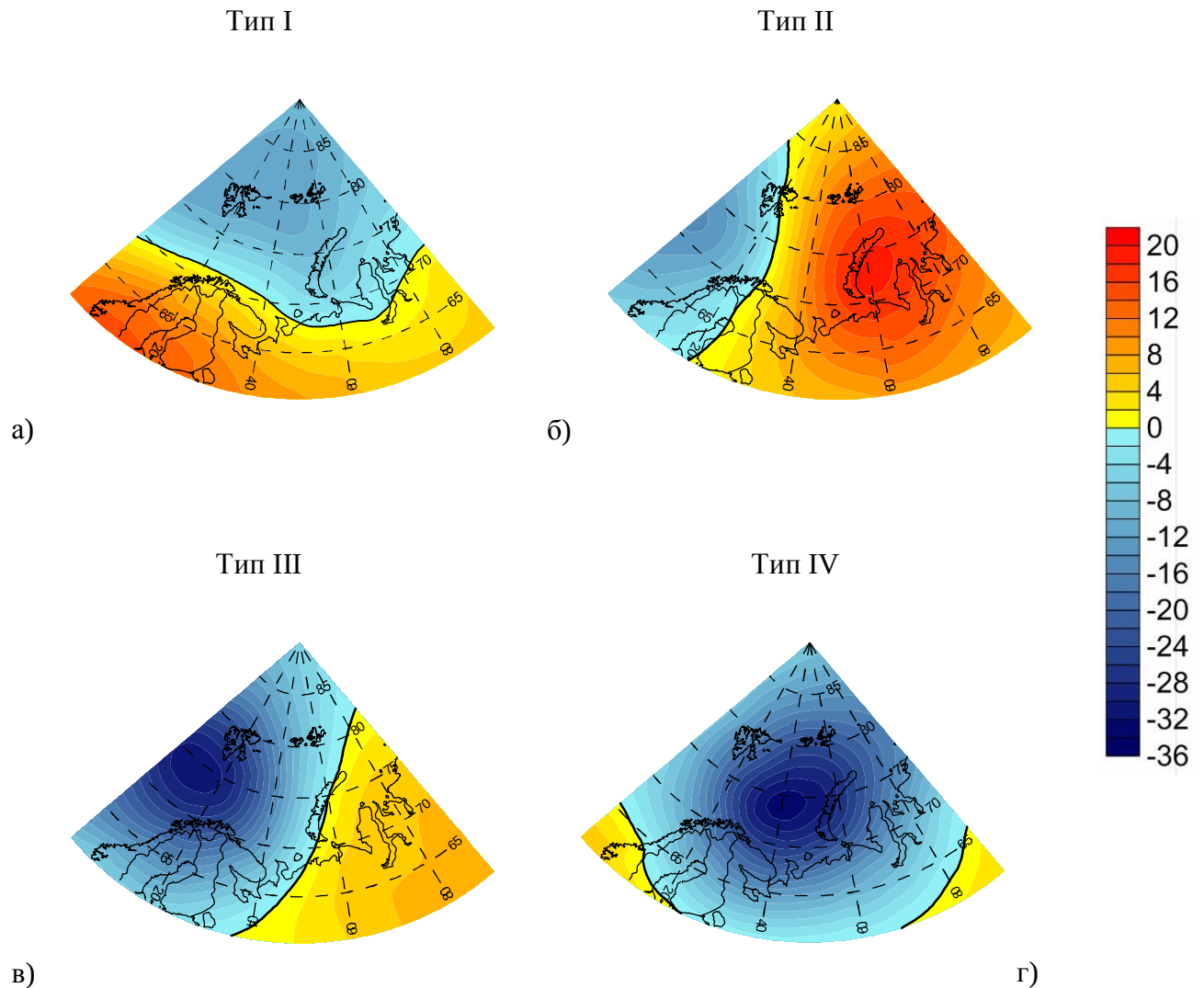


Рисунок 5.28. Типы аномалий (отклонений от поля среднего атмосферного давления, гПа) приземного давления над открытой акваторией Баренцева моря ($60-90^\circ$ с.ш., $0-90^\circ$ в.д.). Тип 1 – (а), тип 2 – (б), тип 3 – (в), тип 4 – (г). Повторяемость аномалий: тип 1 – 29% (а), тип 2 – 31% (б); тип 3 – 25% (в); тип 4 – 15% (г), 1981-2010 г.

Тип 2 (Рисунок 5.28б) отличается большими, чем для типа 1, аномалиями поля давления. На карте отчетливо видны два выраженных барических образования: циклон, выходящий на акваторию Баренцева моря из районов Северной Атлантики, и мощный антициклон, центр которого располагается над архипелагом Новая Земля и восточной частью Карского моря. Изобары, в отличие от других типов, ориентированы практически меридионально. Такая ситуация в наибольшей степени отвечает случаям, когда высокие значения скорости ветра связаны с южным ветром, на что указывалось, например, в работе [Суркова и др., 2015] – там

отмечалось, что для Баренцева моря характерны два приоритетных сектора направлений ветра, при которых скорости развиваются до максимальных значений: западный и южный.

Отличительная черта типа 3 (Рисунок 5.28в) – глубокий циклон (перепад давления от периферии к центру составляет около 30 гПа), смещающимся на восток от Исландии на Скандинавию. На восточной периферии этого барического образования наблюдаются сильные восточные и северо-восточные ветры. Частота повторяемости данного типа чуть меньше повторяемости первых двух типов синоптических ситуаций (25%).

Для типа 4 (Рисунок 5.28г).характерно присутствие особенно глубокого циклона (давление в центре циклона на 35 гПа ниже среднего многолетнего значения). Центр циклона смещен восточнее, чем в типе 3, и над севером ЕТР отсутствует положительная аномалия в поле давления. Частота повторяемости данного типа существенно ниже остальных (15%). Такая циркуляция может формироваться за счет регенерации цилон на арктическом фронте. При этом высокие значения скорости ветра над Баренцевым морем наблюдаются в тылу циклона.

Многолетняя изменчивость ежегодного числа дней с $V \geq V_{99}$ с учетом типа синоптической ситуации (рис. 4) показывает, что в начале и в конце 1990х гг. отмечалось увеличение повторяемости процессов 2 типа, при котором усиливается меридиональная составляющая ветра. Это согласуется и с данными классификации Б.Л. Дзердзеевского [Кононова, 2015].

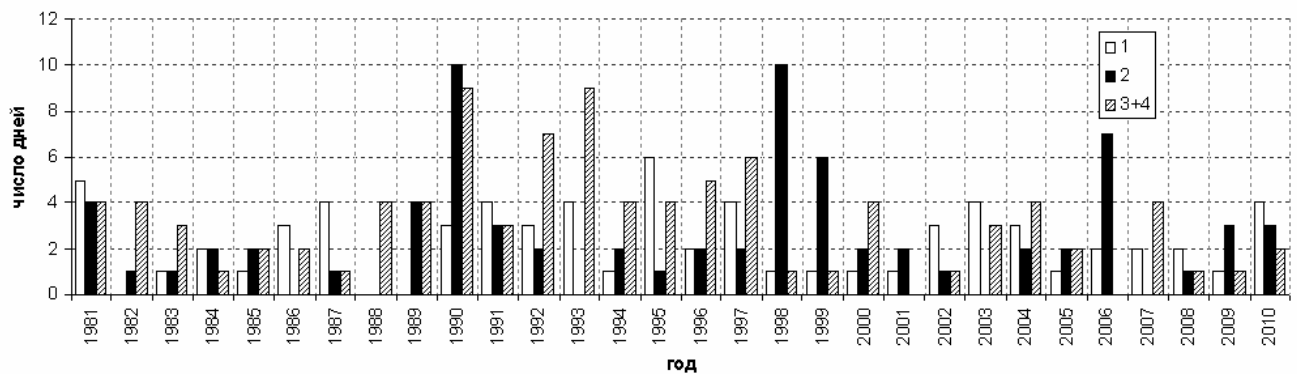


Рисунок 5.29. Многолетние изменения ежегодного числа дней с сильным ветром ($V \geq V_{99}$) над акваторией Баренцева моря (72-76° с.ш., 16-48° в.д) с учетом типа циркуляции. Цифрами обозначены номера типов синоптических ситуаций.

В итоге, рассмотрен современный (1981-2010 гг.) режим экстремальных скоростей ветра над Баренцевым морем. Сравнение двух способов оценки скорости ветра показало, что для решения поставленных задач с учетом последующей оценки климатических ресурсов удобнее использовать способ, базирующийся на данных о зональной и меридиональной компонентах приземной скорости ветра. На основании рассчитанных значений модуля скорости ветра выполне-

ны оценки функций распределения и величин различной обеспеченности. Анализ режима экстремальных скоростей ветра над Баренцевым морем показал, что на протяжении рассматриваемого временного отрезка их многолетний выраженный тренд отсутствует, хотя в 1990е гг. отмечается увеличение значений скорости и рост повторяемости процессов меридионального типа. Для указанного периода создан календарь событий, когда над центральной частью моря наблюдались высокие значения приземной скорости ветра. Для таких случаев выполнена типизация полей атмосферного давления на уровне моря, выявлено четыре основных типа синоптических ситуаций. Продемонстрировано, что три из них отражают присутствие глубоких циклонов над акваторией Баренцева моря, различаясь расположением их центра и глубиной; четвертый тип характеризуется наличием мощного антициклона над архипелагом Новая Земля и Карским морем. Эти результаты по типизации согласуются с полученными нами ранее и показанными выше результатами, где было выявлено, что для Баренцева моря характерны два приоритетных сектора направлений ветра, при которых скорости развиваются до максимальных значений: западный и южный.

Прогностическая оценка повторяемости ситуаций с высокими скоростями ветра по полю атмосферного давления к концу XXI была выполнена по данным ансамбля моделей CMIP5 (Таблица 5.2).

Таблица 5.2. Глобальные климатические модели, данные которых использовались в исследовании, научные центры, где они были разработаны, и их пространственное разрешение.

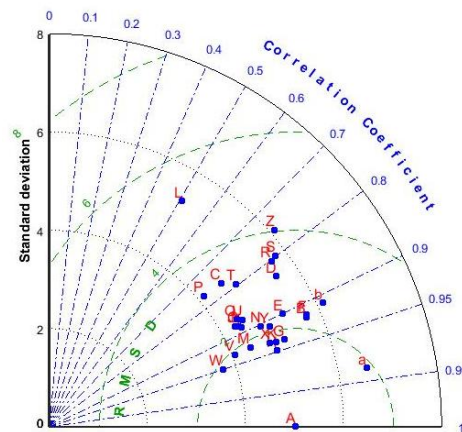
Модель	Научный центр, страна	Пространственное разрешение моделей, градусы широты x градусы долготы (число узлов сетки)
1. ACCESS1.0	Центр исследования погоды и климата (CAWCR), Australia	1.25 x 1.875 (145 x 192)
2. bcc-csm1-1	Климатический центр Китайской метеорологической организации, Китай	2.8175 x 2.8125 (64 x 128)
3. BNU-ESM	Колледж наук о глобальных изменениях и земной системе, Китай	2.8175 x 2.8125 (64 x 128)
4. CanESM2	Канадский центр моделирования и анализа климата, Канада	2.8175 x 2.8125 (64 x 128)
5. CCSM4	Объединенная модель климатической системы, США	0.9375 x 1.25 (192 x 288)
6. CESM1-BGC	Объединенная модель климатической системы, США	0.9375 x 1.25 (192 x 288)
7. CESM1-CAM5	Объединенная модель климатической системы, США	0.9375 x 1.25 (192 x 288)
8. CMCC-CESM	Европейско-Средиземноморский центр климата и окружающей среды, Италия	3.75 x 3.75 (48 x 96)
9. CMCC-CMS	Европейско-Средиземноморский центр климата и окружающей среды, Италия	1.875 x 1.875 (96 x 192)
10. CNRM-CM5	Национальный центр климатических исследований /Европейский центр исследований и подготовки научных кадров, Франция	1.40625 x 1.40625 (128 x 256)
11. CSIRO-Mk3.6.0	Научно-промышленная исследовательская организация / Квинсленд центр передового	1.875 x 1.875 (96 x 192)

Модель	Научный центр, страна	Пространственное разрешение моделей, градусы широты x градусы долготы (число узлов сетки)
	опыта по изменению климата, Австралия	
12. GFDL-CM3	Геофизическая лаборатория гидродинамики, США	2 x 2.5 (90 x 144)
13. GFDL-ESM2G	Геофизическая лаборатория гидродинамики, США	2 x 2.5 (90 x 144)
14. GISS-E2-H	Годдаровский институт космических исследований, Национальное управление по воздухоплаванию и исследованию космического пространства (NASA), США	2 x 2.5 (90 x 144)
15. GISS-E2-R	Годдаровский институт космических исследований, Национальное управление по воздухоплаванию и исследованию космического пространства (NASA), США	2 x 2.5 (90 x 144)
16. INMCM4	Институт вычислительной математики РАН, Россия	1.5 x 2 (120 x 180)
17. IPSL-CM5A-LR	Институт Пьера–Симона Лапласа, Франция	1.875 x 3.75 (96 x 96)
18. IPSL-CM5A-MR	Институт Пьера–Симона Лапласа, Франция	1.2587 x 2.5 (143 x 144)
19. IPSL-CM5B-LR	Институт Пьера–Симона Лапласа, Франция	1.875 x 3.75 (96 x 96)
20. MIROC-ESM	Институт исследований атмосферы и океана (Университет Токио), Национальный институт исследований окружающей среды, Агентство по науке и технологии исследований океана и суши, Япония	2.8175 x 2.8125 (64 x 128)
21. MIROC-ESM-CHEM	Институт исследований атмосферы и океана (Университет Токио), Национальный институт исследований окружающей среды, Агентство по науке и технологии исследований океана и суши, Япония	2.8175 x 2.8125 (64 x 128)
22. MIROC5	Институт исследований атмосферы и океана (Университет Токио), Национальный институт исследований окружающей среды, Агентство по науке и технологии исследований океана и суши, Япония	1.40625 x 1.40625 (128 x 256)
23. MPI-ESM-LR	Институт метеорологии имени Макса Планка, Германия	1.875 x 1.875 (96 x 192)
24. MPI-ESM-MR	Институт метеорологии имени Макса Планка, Германия	1.875 x 1.875 (96 x 192)
25. MRI-CGCM3	Институт метеорологических исследований, Япония	1.125 x 1.125 (160 x 320)
26. MRI-ESM1	Институт метеорологических исследований, Япония	1.125 x 1.125 (160 x 320)
27. NorESM1-M	Норвежский климатический центр, Норвегия	1.875 x 2.5 (96 x 144)

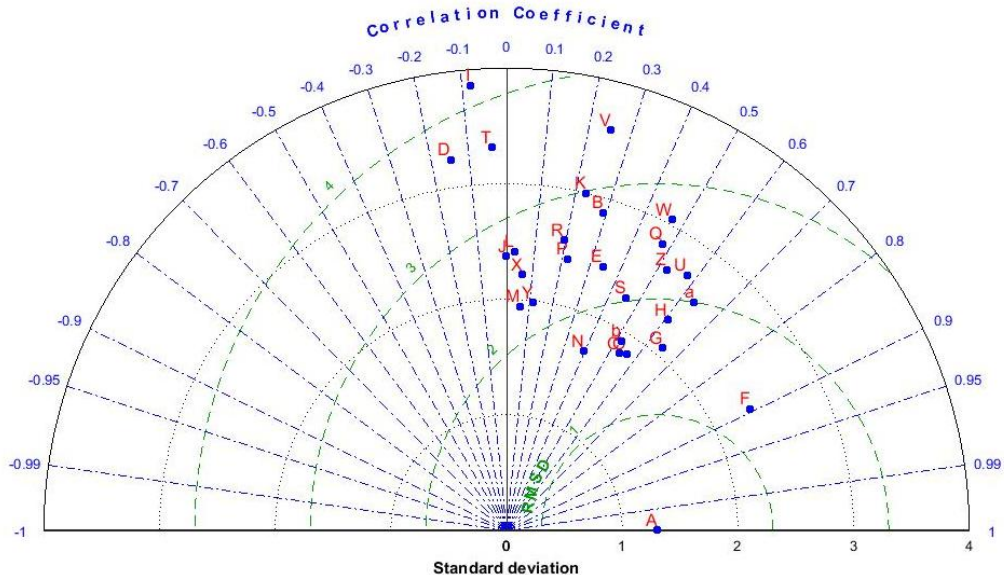
Для определения степени достоверности, с которой климатические модели воспроизводили поля давления над Баренцевым морем с прилегающими к нему акваториями (60°-90° с.ш., 0°-90° в.д.), было необходимо сравнить данные моделей с барическими полями, играющими роль «опорных» полей (*reference field*), то есть тех полей, степень достоверности которых не вызывает сомнений. В идеале, в качестве «опорных» полей следовало бы взять данные наблюдений с метеорологических станций или океанических буёв, однако это довольно затруднительно в си-

лу того, что эти данные неоднородны в пространстве, и их сложно сравнивать с данными моделей, имеющими регулярное пространственное разрешение. Поэтому в качестве объекта, с которым сравнивались барические поля моделей, были взяты поля реанализа ERA-Interim, тем более что, как показано, например в [Lindsay et al. 2014; Lindsay et al., 2014 – supplemental material], результаты данного реанализа показывают довольно высокую степень сходства с данными наземных наблюдений.

Результаты сравнения осредненных за период современного климата полей атмосферного давления климатических моделей с осредненным за тот же период полем давления по результатам реанализа представлены в виде диаграмм Тейлора на Рисунке 5.30:

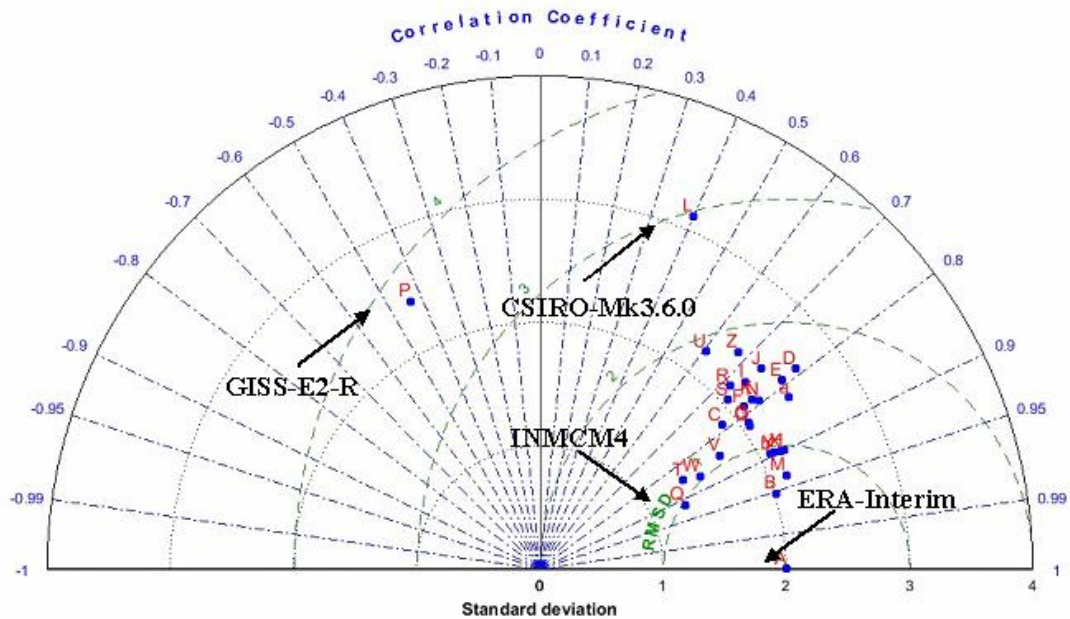


a)



б)

Рис. 5.30. Продолжение и подписи см. на следующей странице.



в)

Рисунок 5.30. Результаты сравнения (диаграммы Тейлора) осредненных за период современного климата полей атмосферного давления, воспроизведенных климатическими моделями, и осредненным полем реанализа: а) за январь, б) за июль, в) за год. Буквами на диаграммах показаны модели: А – реанализ ERA-Interim; В – ACCESS1.0; С – bcc-csm1-1; D – BNU-ESM; E – CanESM2; F – CCSM4; G – CESM1-BGC; H – CESM1-CAM5; I – CMCC-CESM; J – CMCC-CMS; K – CNRM-CM5; L – CSIRO-Mk3.6.0; M – GFDL-CM3; N – GFDL-ESM2G; O – GISS-E2-H; P – GISS-E2-R; Q – INMCM4; R – IPSL-CM5A-LR; S – IPSL-CM5A-MR; T – IPSL-CM5B-LR; U – MIROC5; V – MIROC-ESM; W – MIROC-ESM-CHEM; X – MPI-ESM-LR; Y – MPI-ESM-MR; Z – MRI-CGCM3; а – MRI-ESM1; б – NorESM1-M (всего 27 моделей). Числовые значения σ и RMSD выражены в гПа.

Из сравнения диаграмм Тейлора за июль и за январь (Рисунок 5.30а и 5.30б) видно, что осредненные за июль поля давления модели воспроизводят с меньшей статистической значимостью, чем поля давления, осредненные за январь. Это может быть связано с тем, что сама по себе структура барического поля в летние месяцы над Арктикой менее стабильна и устойчива, чем зимой. Барическая структура летом над Баренцевым морем связана с гораздо большим количеством факторов (зачастую имеет место малоградиентное барическое поле, воспроизводимое моделями не столь точно), чем в зимние месяцы, где в большинстве случаев вид барического поля определяется циклонической деятельностью на арктическом фронте над севером Атлантического океана и Скандинавией.

При рассмотрении результатов сравнения данных моделей и реанализа за весь год (Рисунок 5.30в) видно, что почти для всех моделей r превосходит 0.6, а основная часть моделей имеет r между 0.7 и 0.8; стоит отметить, что российская модель Института вычислительной математики РАН (INMCM4) имеет один из самых высоких коэффициентов корреляции – 0.91.

Две модели (CSIRO-Mk3.6.0 и GISS-E2-R) показывают наименьшую степень схождения с осредненным полем реанализа. Среднеквадратическое отклонение от «опорного» поля их

результатов превысило 3 гПа, а коэффициенты корреляции не превосходили 0.4 (у модели GISS-E2-R r и вовсе отрицательный). Поэтому в итоговый ансамбль эти модели не вошли. Для сглаживания рассматриваемого хода отклонений данные моделей были осреднены по десятилетиям. Без этой операции (как, например, на Рисунке 5.31) статистическая значимость полученных результатов была бы ниже, и итоговый ход было бы сложнее анализировать.

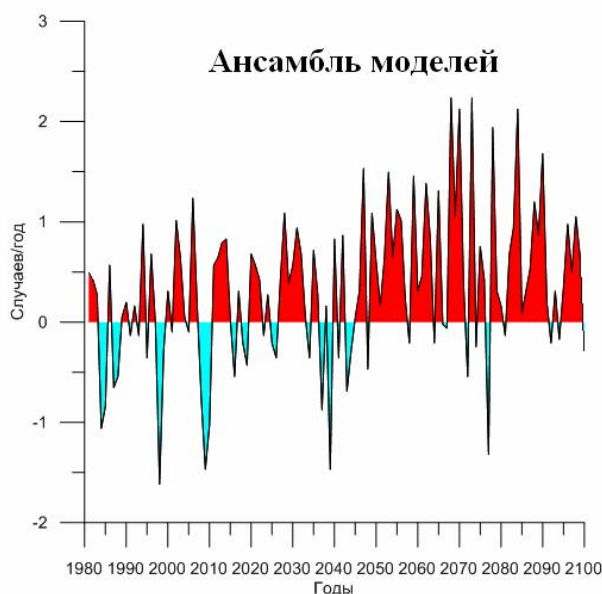


Рисунок 5.31. Отклонения ежегодной повторяемости синоптических ситуаций с сильным ветром (по полю давления) от среднего за период современного климата (1981-2005 г.; 208 случаев за 25 лет) по ансамблю моделей

При подробном рассмотрении вида трендов для каждой модели (Таблица 5.3) видно, что данные 17 моделей показывают положительный тренд, а 8 – отрицательный. То есть при сценарии RCP8.5 более половины моделей дают рост повторяемости полей давления такой конфигурации, которая в современном климате соответствует ситуациям с сильным ветром.

Таблица 5.3. Данные о трендах для каждой модели итогового ансамбля. Красным цветом показаны названия моделей, не вошедших в ансамбль.

Модель	Отклонение среднего в прогнозируемом климате от среднего в современном климате, случаев/10 лет	Модель	Отклонение среднего в прогнозируемом климате от среднего в современном климате, случаев/10 лет	Модель	Отклонение среднего в прогнозируемом климате от среднего в современном климате, случаев/10 лет
ACCESS1.0	-4.3	CNRM-CM5	-12.5	IPSL-CM5B-LR	17
bcc-csm1-1	14.9	CSIRO-MK3.6.0	9.6	MIROC-ESM	3.2
BNU-ESM	-14.3	GFDL-CM3	-2.3	MIROC-ESM-CHEM	8.4

Продолжение таблицы см. на следующей странице.

Продолжение таблицы 5.3.

Модель	Отклонение среднего в прогнозируемом климате от среднего в современном климате, случаев/10 лет	Модель	Отклонение среднего в прогнозируемом климате от среднего в современном климате, случаев/10 лет	Модель	Отклонение среднего в прогнозируемом климате от среднего в современном климате, случаев/10 лет
CanESM2	4.4	GFDL-ESM2G	12.2	MIROC5	10.1
CCSM4	9.1	GISS-E2-H	9.6	MPI-ESM-LR	-15.3
CESM1-BGC	19.6	GISS-E2-R	11.4	MPI-ESM-MR	-15.9
CESM1-CAM5	10.5	INMCM4	-7.1	MRI-CGCM3	16.2
CMCC-CESM	3.7	IPSL-CM5A-LR	6.2	MRI-ESM1	1.5
CMCC-CMS	16.3	IPSL-CM5A-MR	20.4	NorESM1-M	-2.4

Итоговый тренд до конца XXI века для всех синоптических типов в сумме и для каждого по отдельности представлен на Рисунке 5.32. Из рисунка видно, что наиболее весомый вклад в увеличение повторяемости дает первый тип циркуляции – положительные значения аномалии повторяемости процессов этого типа постепенно и устойчиво нарастают к концу XXI века. Для типов 3 и 4 небольшие положительные аномалии в большинстве моделей возникают в эксперименте RCP8.5 практически сразу с его начала, т.е. с. 2006 г. и далее остаются стабильными. Для типа 2 отклонения колеблются около нуля.

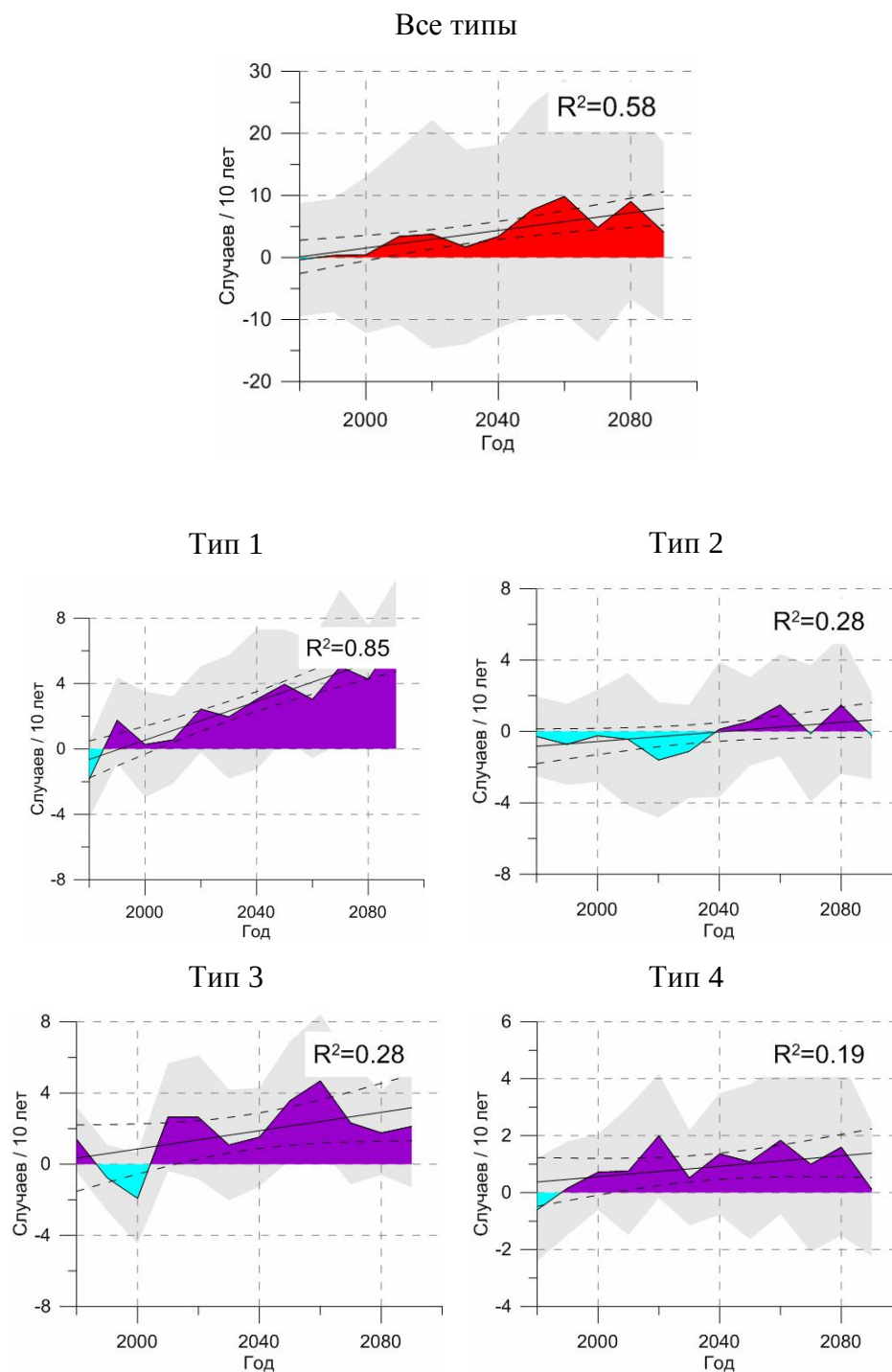


Рис. 5.32. Динамика отклонения от среднего (1981-2005 гг.) числа штормовых ситуаций по ансамблю моделей CMIP5 по данным экспериментов Historical (1950-2005 гг.) и RCP8.5 (2006-2100 гг.) для всех синоптических типов (наверху) и отдельно для каждого. Средние значения по десятилетиям. Черная прямая – линия тренда и ее 95%-ный доверительный интервал. Серая заливка – межмодельный разброс значений. Баренцево море.

Карское море

Как и для Баренцева моря, по данным реанализа ERA-Interim над Карским морем рассчитывались эмпирические функции распределения значений приземной скорости ветра. В качестве порогового значения для оценки синоптических ситуаций, сопровождающих экстремальные скорости ветра, было выбрано V_{99} . Расчеты показали, что в открытой части моря эта величина составляет 18 м/с. За “штормовые” дни были приняты те, когда скорость ветра хотя бы в одной из точек реанализа превышает это значение. Затем был составлен “календарь” таких дней – 53 случая за период с 1981 по 2010 год. Затем для каждого из таких дней по всей акватории Карского моря и сопредельных территорий были рассмотрены поля давления на уровне моря. На основе данных о приземном атмосферном давлении был проведен их кластерный анализ по методу k -средних. На первом этапе были рассмотрены варианты группировки на различное число кластеров от двух до пяти. Для решения нашей задачи климатического анализа оптимальным было признано остановиться на 4 кластерах.

На Рисунках 5.33, 5.35-5.37 представлены карты пространственного распределения для 50, 95, 99 и 99,9 перцентилей значений скорости ветра для января и июля. Рассмотрим их пространственное распределение. Так как шероховатость морской поверхности, особенно свободной ото льда, меньше, чем на суше, наибольшие скорости ветра отмечаются над морем. С удалением от побережья вглубь материка величина скорости ветра быстро уменьшается. Сравнительно низкие скорости ветра всех выбранных показателей обеспеченности характерны для горной местности, в том числе гор Бырранга, плато Путорана, о-вов Северная Земля и центра архипелага Новая Земля (в районе пролива Маточкин Шар и юга острова Северный, где находятся самые высокие горы архипелага).

Ярко выражены сезонные различия скорости ветра – январские скорости в среднем выше, чем июльские, так как циклоническая активность достигает своего максимума в зимнее время года. Особенно это заметно по карте скоростей V_{99} , где видно, что $V_{99} > 19$ м/с наблюдается только зимой (исключение составляет лишь территория к юго-западу от Новой Земли над Баренцевым морем), над открытым морем экстремальные скорости в январе обычно на 4-5 м/с больше соответствующих июльских.

Наибольшие значения экстремумов скорости ветра в январе отмечаются к югу и к западу от Новой Земли (преимущественно над Баренцевым морем, но также в проливе Карские Ворота и юго-западной частью Карского моря). В направлении с юго-запада на северо-восток значения скорости в приземном слое над морем заметно уменьшаются, чему существенно способствует ледовый покров. Летом самые высокие скорости наблюдаются в центральной и центрально-восточной части моря (в районе полосы, соединяющей мыс Желания и юго-западную окраину

полуострова Таймыр, и немного севернее ее), и, как уже было сказано выше, они ниже зимних максимумов.

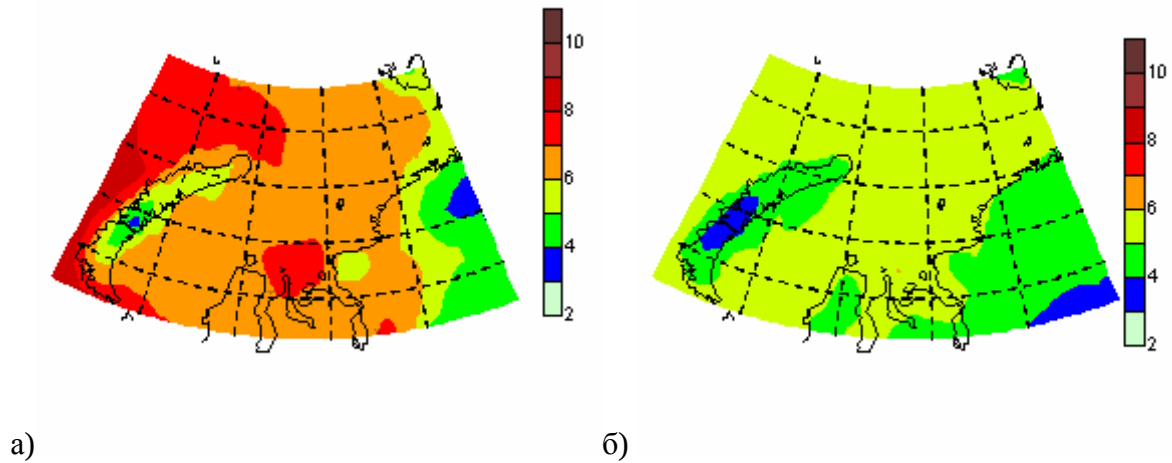


Рисунок 5.33. V_{50} в январе (а) и июле (б), м/с.

В целом по режиму ветра надо морем заметно различаются две области – юго-западная и северо-восточная. Такая особенность обеспечивается несколькими географическими факторами. Важнейшая роль принадлежит архипелагу Новая Земля, ограничивающему море с запада. Вытянутые субмеридионально острова Новой Земли препятствуют распространению на восток относительно теплых вод, продолжающих Северо-Атлантическое течение (Рисунок 5.34). Поэтому температурный и ледовый режим Карского моря существенно суровее, чем Баренцева. Наиболее ледовитой является северо-восточная часть моря, приводя к возрастанию шероховатости поверхности и уменьшению скорости ветра. На картах также хорошо проявляется ветровая «тень» от Новой Земли, особенно заметно выраженная над морем к востоку от центральной части архипелага, который тормозит западный атмосферный перенос в приземном слое.

Далее представлены карты среднего многолетнего значения приземного атмосферного давления (Рисунок 5.38), композиционные карты (средние по типу) полученных аномалий отклонения от него для каждого из 4 типов выделенных синоптических ситуаций (Рисунки 5.39).

Среднее многолетнее поле атмосферного давления (Рисунок 5.38) характеризуется постепенным убыванием атмосферного давления с запада на восток, отражая постепенное ослабление циклонической деятельности в этом направлении.

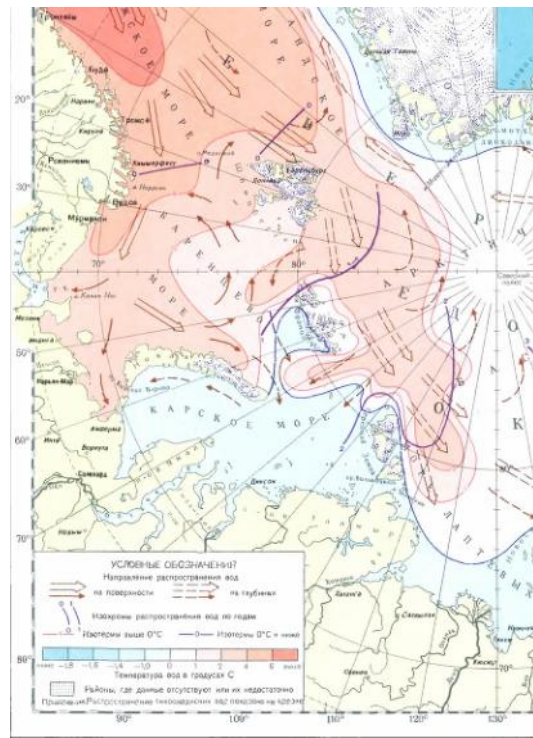


Рисунок 5.34. Основные направления распространения теплых (красные стрелки) и холодных (синие стрелки) вод [Атлас Арктики, 1985]

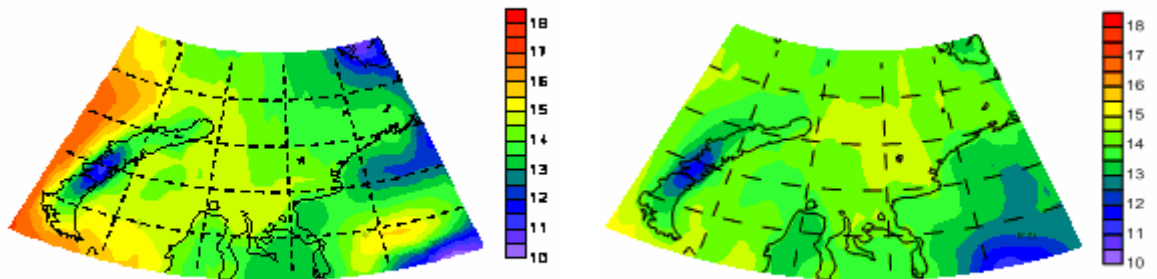


Рисунок 5.35. V_{95} в январе (а) и июле (б), м/с.

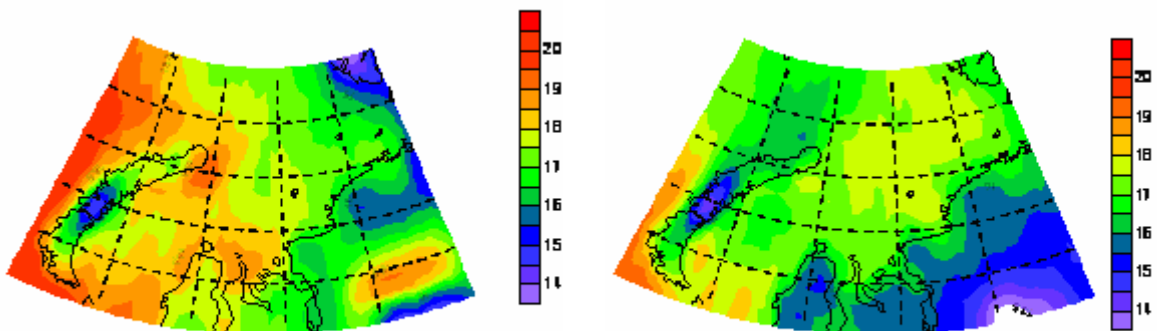
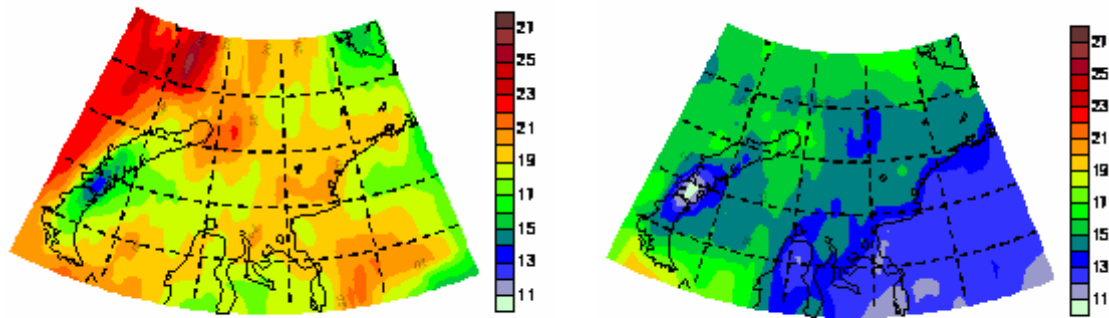


Рисунок 5.36. V_{99} в январе (а) и июле (б), м/с.



а)

б)

Рисунок 5.37. $V_{99.9}$ в январе (а) и июле (б), м/с.

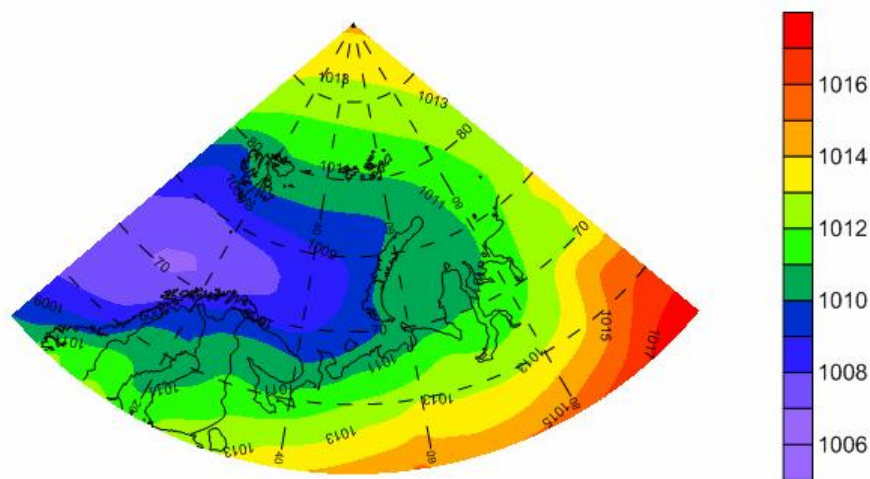


Рисунок 5.38. Среднее многолетнее поле давления (00 UTC), гПа, Карское и Баренцево моря, реанализ ERA-Interim, 1981-2010 гг.

В первом типе синоптических ситуаций, сопровождающих экстремальные скорости ветра (Рисунок 5.39а), наиболее редко встречающемся из этих четырех, над Новой Землей располагается центр очень развитого циклона, Карское море располагается на его юго-восточной периферии. В этом случае преобладают южные и юго-западные ветры, которые практически не встречают препятствий над открытой поверхностью моря (в связи с его вытянутостью с юго-запада на северо-восток).

Оставшиеся 3 типа встречаются приблизительно в полтора раза чаще и между собой близки по частоте повторяемости.

Во втором типе (Рисунок 5.39б) можно выделить циклон с центром над Гыданским полуостровом, Карское море находится на его северо-западной периферии. Соответственно, преоб-

ладают северо-восточные ветры (аналогично первому случаю ветер встречает наименьшее количество препятствий, разогнавшись над поверхностью моря, только уже с противоположной стороны).

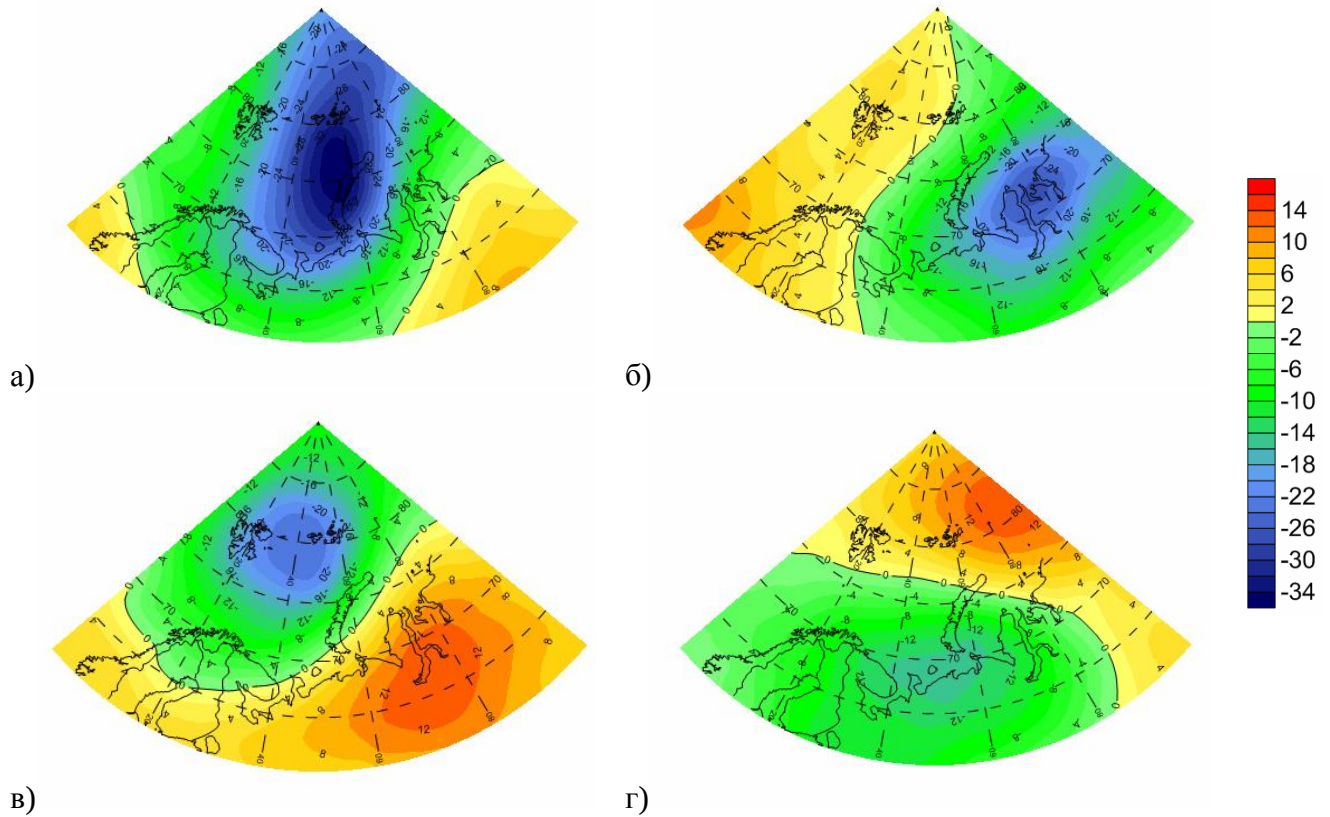


Рисунок 5.39. Типы аномалий (отклонений от поля среднего атмосферного давления, гПа) приземного давления над акваторией Карского моря ($60-90^\circ$ с.ш., $0-90^\circ$ в.д.). Тип 1 – (а), тип 2 – (б), тип 3 – (в), тип 4 – (г). Повторяемость аномалий: тип 1 – 17% (а), тип 2 – 30% (б); тип 3 – 25% (в); тип 4 – 28% (г), 1981-2010 г.

В третьем типе (Рисунок 5.39в) Карское море располагается между крупным циклоном с центром в районе Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа и крупным антициклоном к юго-востоку от моря, являющегося, обычно, отрогом Сибирского антициклона. Следовательно, по ветру наблюдается картина, несколько похожая на описанную в типе 1: тоже юго-западный, разгон над открытой поверхностью моря и возможное обтекание ветром островов Новая Земля (преграды) с востока, благодаря чему наибольшие скорости вероятны вблизи Карских Ворот и мыса Желания.

В четвертом типе (Рисунок 5.39г) видно, что Карское море располагается между антициклоном (к северо-востоку от него) и циклоном (к югу, с центром в районе острова Колгуев). При такой ситуации преобладают восточные и юго-восточные ветра – в этом случае длина сво-

бодного пробега над морской поверхностью гораздо меньше, чем в остальных. Поэтому максимальные и особо опасные скорости ветра могут быть, в основном, на северных участках моря.

Ниже (Рисунки 5.40, 5.41) представлены графики многолетнего хода повторяемости случаев с превышением скорости $V > V_{99}$, в том числе с учетом типа синоптической ситуации. Из полученных результатов следует, что какого-либо ярко выраженного многолетнего увеличения или уменьшения числа случаев превышения скорости $V_{99} = 18$ м/с для открытой акватории Карского моря, так же как и преобладания в какие-то годы определенного типа синоптической ситуации. За исключением десятилетия с 1990 по 2000 годы, где высокие скорости ветра были обусловлены синоптическими ситуациями четвертого, и реже второго типов. В остальные же десятилетия присутствовали все 4 типа ситуаций, притом в сравнимых пропорциях. Также стоит отметить 1986 и 1990 годы, в которые наблюдалось максимальное количество случаев превышения скорости ветра V_{99} (6 раз в год), в то время как в остальные годы – не более 3 раз в год.

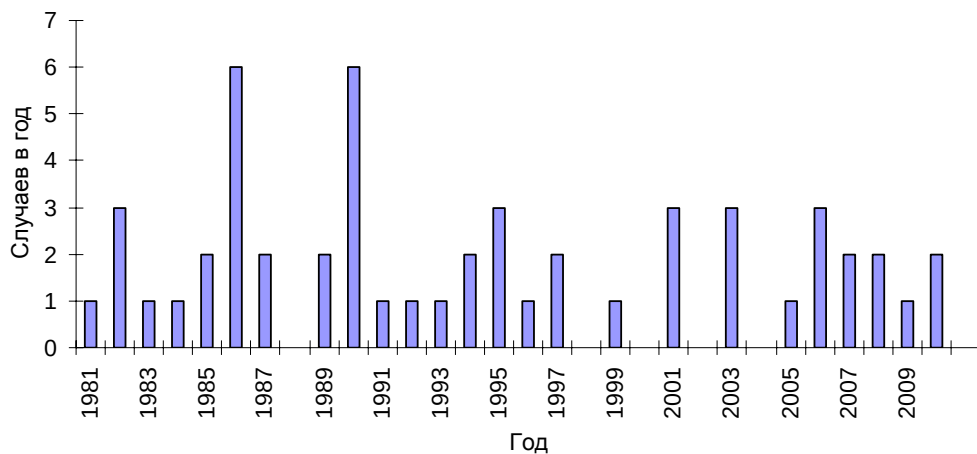


Рисунок 5.40. Многолетний ход повторяемости случаев с превышением скорости $V > V_{99}$.

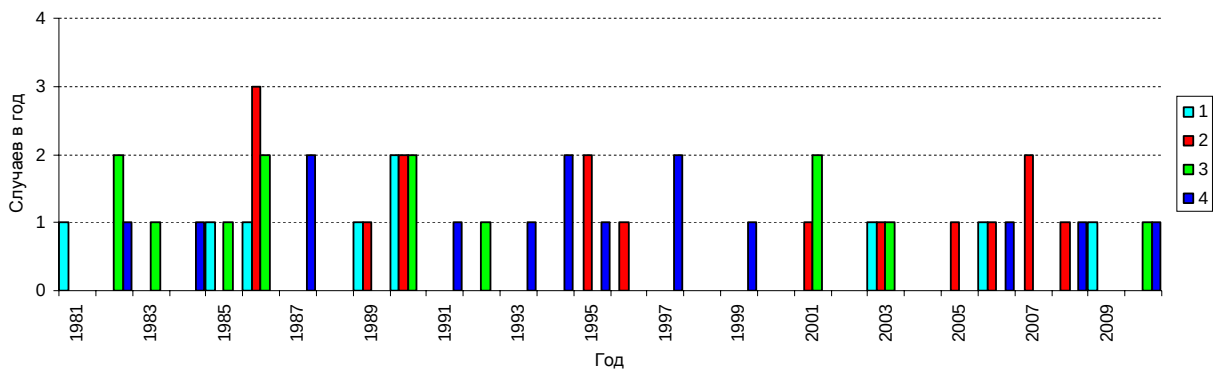


Рисунок 5.41. Многолетний ход повторяемости случаев с превышением скорости $V > V_{99}$ с учетом типа синоптической ситуации. Номера синоптических типов даны в легенде.

Из графиков дифференциального распределения экстремально высоких значений скорости (Рисунок 5.42) видно, что наиболее часто встречаемый диапазон скоростей – 7–9 м/с, при значительном увеличении скорости частота встречаемости стремится к нулю. Максимальная скорость за 30 рассмотренных лет равнялась 26,5 м/с.

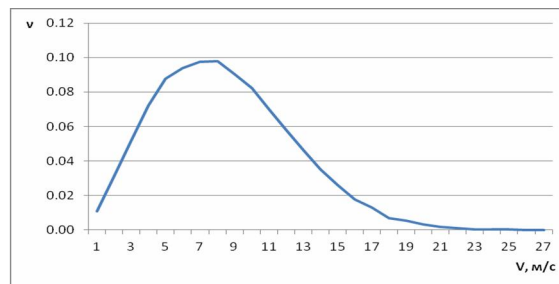


Рисунок 5.42. Дифференциальное распределение скорости ветра с 1981 по 2010 годы (4 раза в сутки, 74,25° с.ш., 65,25° в.д.)

Согласно результатам для годового хода (Рисунок 5.43), летом максимальные скорости ниже, чем зимой. С уменьшением обеспеченности увеличиваются и сезонные различия – если у V_{50} разница между июлем (минимум скорости) и январем (максимум скорости) достигает всего 0,5 м/с, то у V_{99} и $V_{99,9}$ она достигает 4 м/с. Из этого следует, что зимние месяцы – наиболее опасны в плане возможности возникновения экстремальных скоростей ветра.

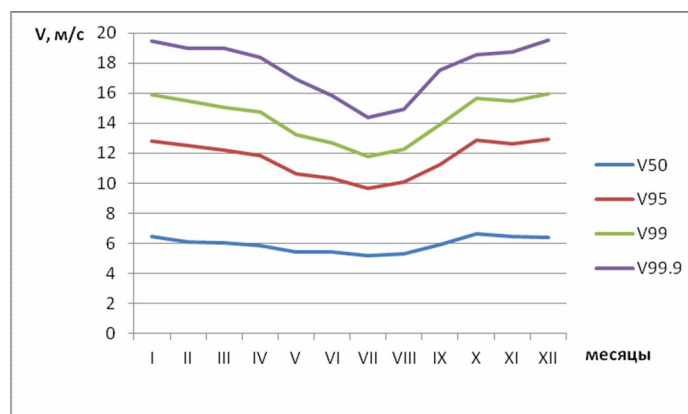


Рисунок 5.43. Годовой ход средних скоростей ветра V_{50} , V_{95} , V_{99} , $V_{99,9}$ над всей акваторией моря.

По результатам для Карского моря можно сделать следующие выводы:

1. По современным данным реанализа для периода 1981-2010 гг. получена пространственная картина распределения средних и экстремальных скоростей ветра над Карским морем. Как средние, так и наиболее высокие скорости ветра чаще встречаются над открытым пространством Карского моря, чем над его прибрежными участками и, тем более, над его побережьем; чем выше величина скоростей, тем больше частота ее встречаемости именно в открытой части моря. Исключение составляет лишь территория вблизи пролива Карские Ворота (близость островов

Новая Земля) – объясняется это (как и максимальные скорости вблизи мыса Желания) обтеканием потоком воздуха данных островов, являющихся преградой, и, соответственно, увеличением скорости ветра. Над незамерзшими участками моря скорость ветра также выше, чем над участками с ледовым покровом (также из-за меньшей их шероховатости). Над границей ледового покрова скорости выше, благодаря увеличению горизонтального градиента температуры между открытой водной поверхностью и льдом.

2. Скорости ветра зимой в среднем выше, чем летом, при этом самые экстремальные скорости достигаются только зимой, что подтверждает теорию (в зимнее время более развита циклоническая активность). Расчеты показывают, что при увеличении значения скорости также уменьшается ее частота повторяемости в летнее время относительно зимнего.

3. Выделено 4 типа синоптических ситуаций, при которых скорости ветра достигают своих экстремальных значений ($V \geq V_{99}$). Некоторые из них (как, например, ситуация с Азиатским антициклоном) более свойственны зимним месяцам, другие – летним. В целом можно выделить, что во всех этих ситуациях присутствуют такие направления ветра, при которых ветер имеет наиболее длинный разгон над открытой поверхностью моря. Как правило, это юго-западные и северо-восточные ветры. Во всех из выделенных 4-х типов синоптических ситуаций, сопутствующих высоким значениям скорости ветра, наибольший горизонтальный градиент давления наблюдается на территории Карского моря.

4. Несмотря на изменения климата Арктики в последние десятилетия по температуре и осадкам, повторяемость штормовых типов синоптических ситуаций, как в целом, так и по отдельным типам, в этот период не имеет направленных изменений. Однако можно отметить, что, во-первых, выделяются 2 года с наиболее частыми экстремальными скоростями в центральной части моря: 1986 и 1990 гг., а во-вторых, в течение всех 1990-х годов скорости ветра выше V_{99} практически не наблюдались при синоптических типах 1 и 3, то есть при господствующих юго-западных ветрах (как правило, вследствие отголоска Азиатского антициклона). В 1980-е и 2000-е годы эти 2 типа встречаются, напротив, довольно часто.

5.3. Изменение ветрового режима в Арктике в XXI веке

В данном разделе обобщены результаты расчетов пространственно-временной изменчивости значений скорости ветра разной обеспеченности по территории Арктики. Результаты получены по данным реанализа и климатических моделей CMIP5 (Таблица 5.4) для современного (эксперимент CMIP5 Historical) и прогнозируемого (эксперимент CMIP5 RCP8.5) климата. На Рисунках 5.44 и 5.45 показаны примеры результатов для модели ИВМ РАН INMCM4 и их сравнение с данными реанализа – они хорошо согласуются между собой с учетом как абсолютных значений, так и географических особенностей.

Таблица 5.4. Климатические модели проекта CMIP5, использованные в работе.

Модель	Страна	Научный центр
ACCESS1-0	Австралия	Центр исследования погоды и климата (CAWCR)
ACCESS1-3	“_”	“_”
bcc-csm1-1	Китай	Пекинский климатический центр, Китайская климатическая администрация
BNU-ESM	Китай	Колледж наук о глобальных изменениях и земной системе
CMCC-CESM	Италия	Европейско-Средиземноморский центр климата и окружающей среды
CMCC-CMS	Аналогично	
CanESM2	Канада	Канадский центр моделирования и анализа климата
HadGEM2-CC	Великобритания	Метеорологическое управление, Центр Хэдли
INM-CM4	Россия	Институт вычислительной математики РАН
IPSL-CM5A-LR	Франция	Институт Пьера-Симона Лапласа
IPSL-CM5A-MR	“_”	“_”
MIROC-ESM	Япония	Институт исследований атмосферы и океана (Университет Токио), Национальный институт исследований окружающей среды, Агентство по науке и технологии исследований океана и суши
MPI-ESM-LR	Германия	Институт метеорологии имени Макса Планка
MPI-ESM-MR	“_”	“_”

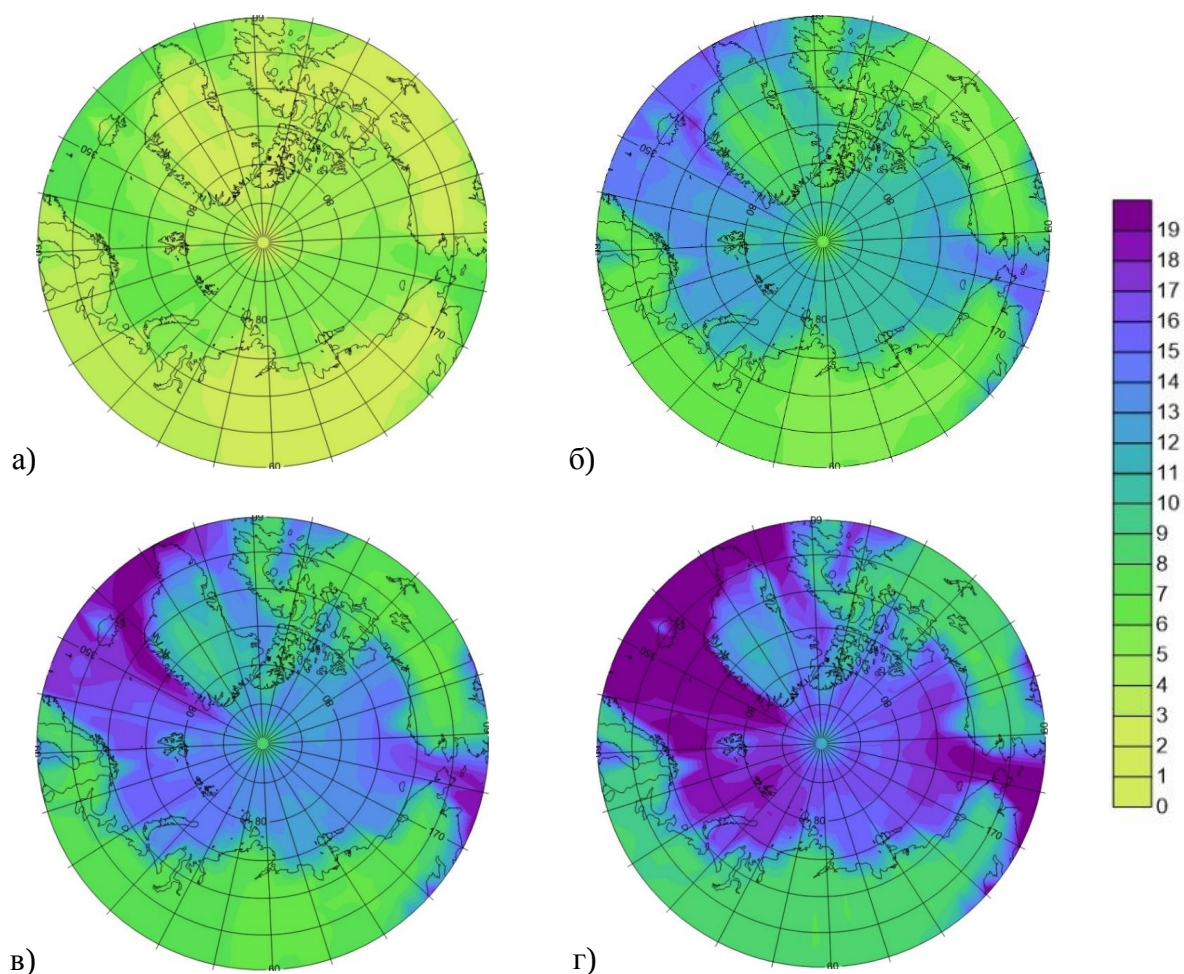


Рисунок 5.44. Скорость ветра а) 50%, б) 5%, в) 1% и г) 0,1% обеспеченности по модели INMCM4 для периода 1981-2005гг.

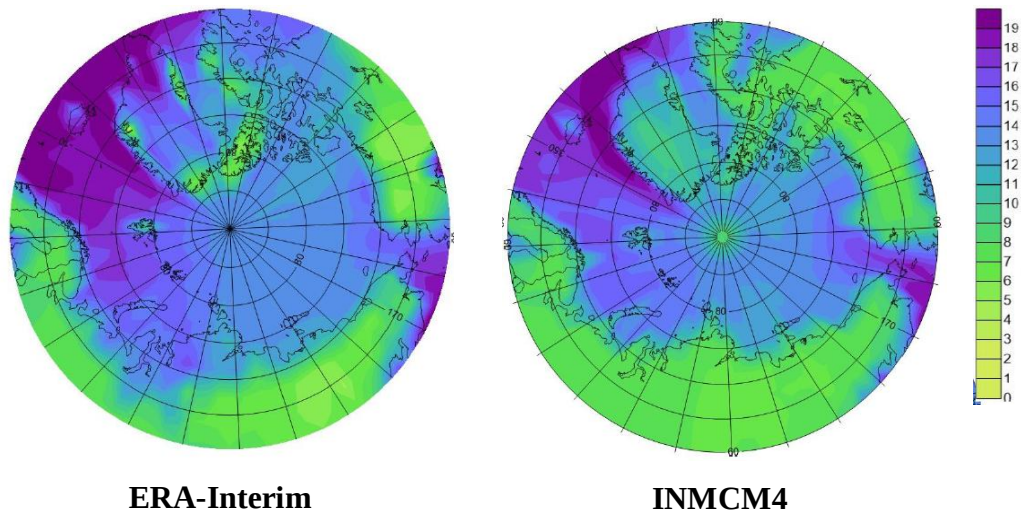


Рисунок 5.45. Пример результатов $V_{0.99}$ (1981-2005 гг.), полученных по данным реанализа (слева), модели земной системы INMCM4 (справа).

Увеличение значений скорости ветра над морями Арктики в ответ на потепление (Рисунки 5.46, 5.47) может быть объяснено с учетом изменения особенностей общей циркуляции атмосферы, в частности, повторяемости циклонов, их глубины и интенсивности, но это непросто с учетом сложных обратных связей. В разных работах с учетом постановки экспериментов и степени сложности моделей приводятся результаты, показывающие, как ослабление циклонической деятельности в Арктике и сдвиг траекторий циклонов к югу при уменьшении площади морского льда и потеплении (например, [Semmler et al., 2016]), так и, напротив, ее активизация и смещение треков к северу (например, [Löptien et al. 2008; Ulbrich et al. 2009; Woollings et al. 2012; Lehmann et al., 2014 и др.]). Последняя точка зрения отражена и в докладе МГЭИК [IPCC, 2013] С учетом активизации циклонической деятельности в Арктике дополнительным фактором, влияющим на скорость ветра, может стать уменьшение площади морского льда. Расширение открытого водного пространства приводит к увеличению скорости ветра. Одним из последствий таких изменений может стать увеличение повторяемости сильного ветра, нагонов, изменение высоты волн и площади распространения штормового волнения.

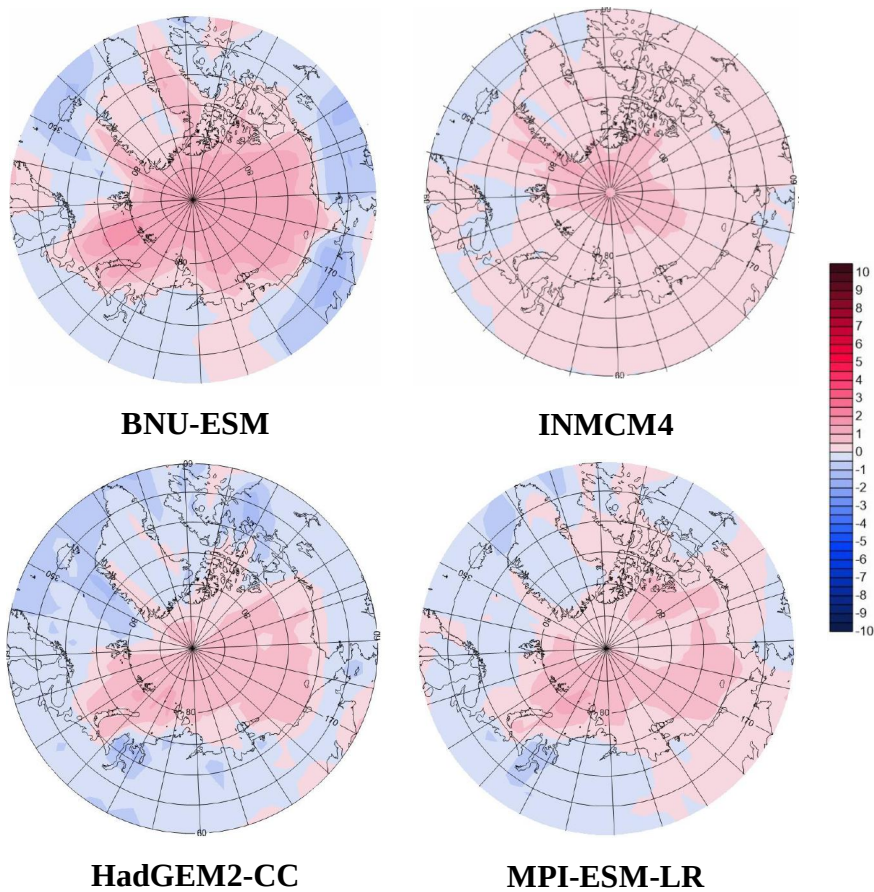


Рис. 5.46. Отклонение $V_{0.5}$, м/с, к концу XXI в. (2081-2100 гг. «минус» 1981-2005 гг.)

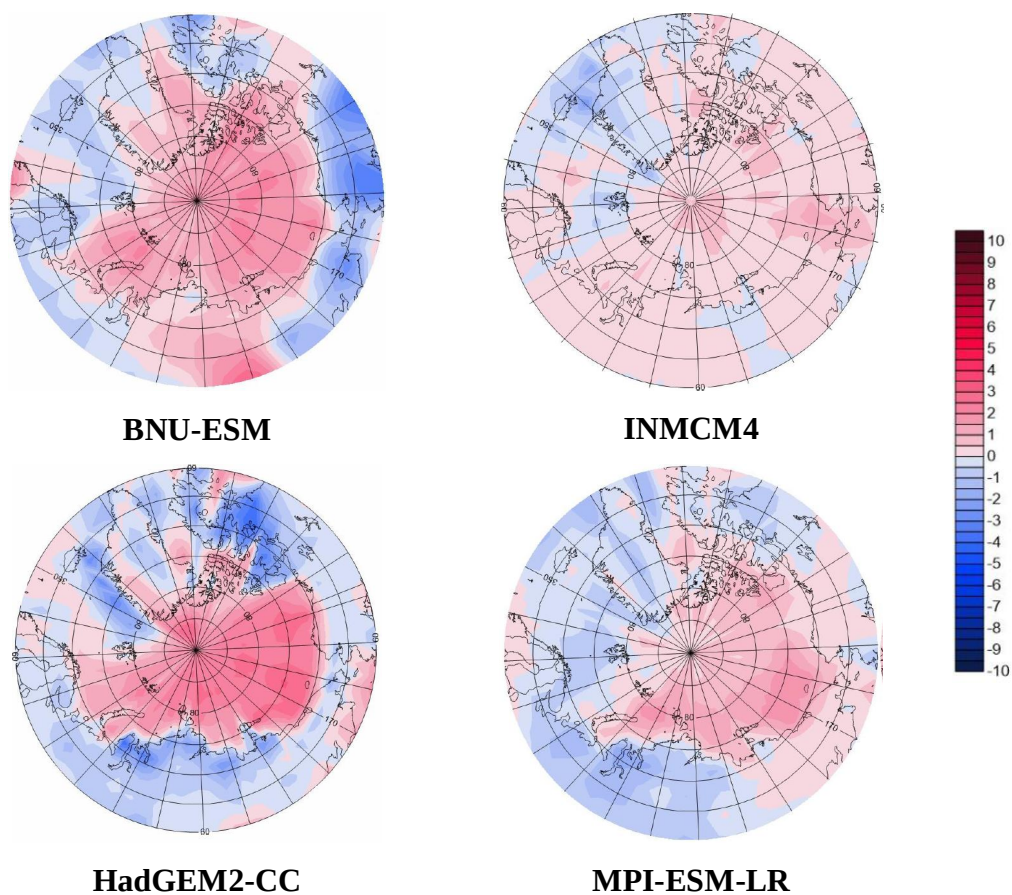


Рис. 5.47. Отклонение $V_{0.99}$, м/с, к концу XXI в. (2081-2100 гг. «минус» 1981-2005 гг.)

Итог данного раздела по прогнозу скорости ветра по всем используемым моделям показан на Рисунке 5.48. Можно сделать вывод, что общие для большинства моделей черты уменьшения как средней, так и экстремально высокой скорости отмечаются над большей частью Гренландии, Северной Атлантики и над Норвежским морем. Результаты свидетельствуют о заметной согласованности моделей относительно географического распределения положительных и отрицательных аномалий – уменьшение средних значений скорости над большей частью севера Евразии, Северной Атлантикой, рост над морями Арктики, севером Северной Америки; для экстремально высоких значений прогнозируется рост на большей части морской Арктики, на севере Евразии и Северной Америки, уменьшение над Северной Атлантикой и Гренландией.

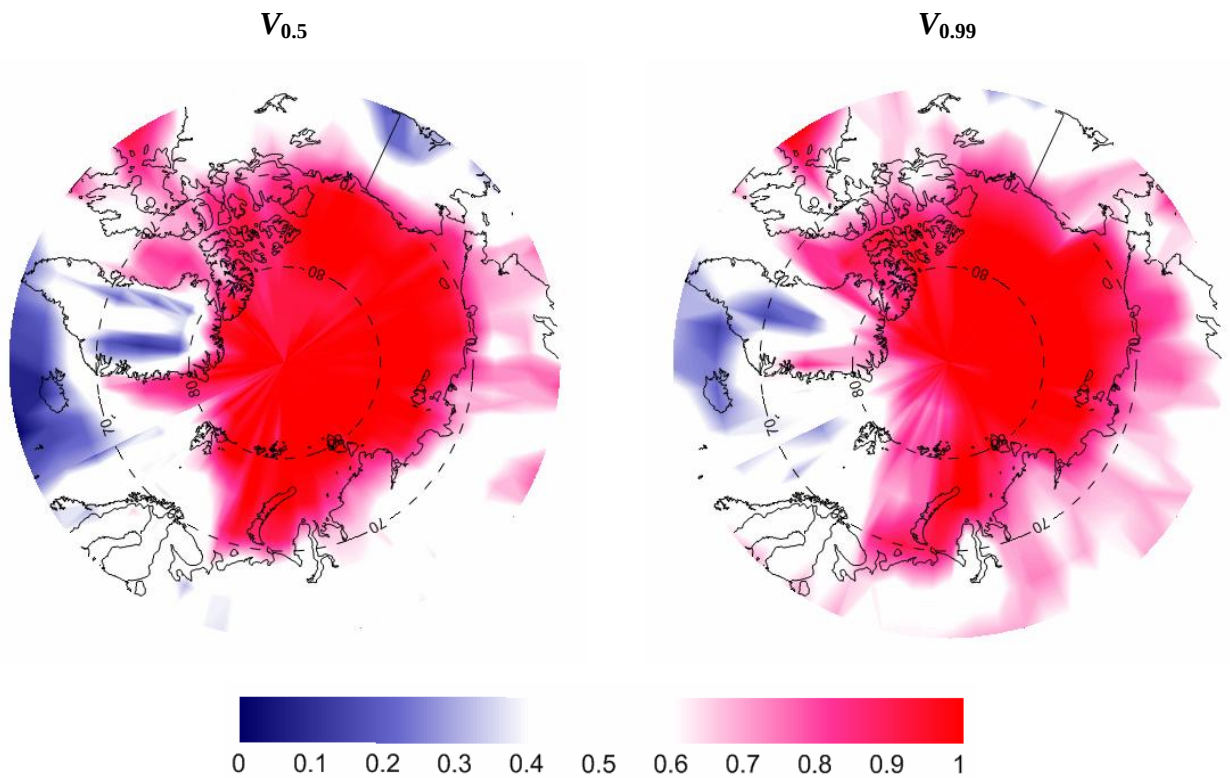


Рисунок 5.48. Тенденция изменения скорости ветра разной обеспеченности с учетом согласованности моделей по знаку тенденции: $V_{0.5}$ (слева), $V_{0.99}$ (справа) согласно прогнозам по сценарию RCP8.5 CMIP5. Значение «1» означает, что увеличение отмечается у всех моделей, «0.5» – половина моделей дает положительную аномалию, половина – отрицательную, «0» – все модели дают отрицательную аномалию.

Результаты данной главы позволяют сделать следующие выводы.

Современные изменения средней и экстремально скорости ветра над Баренцевым и Карским морями в период 1981-2015 гг. не показывают направленных трендов, демонстрируя выраженные межгодовые и междекадные колебания.

Применение генетического метода для синоптических ситуаций, с которыми связаны экстремально высокие скорости ветра над Баренцевым морем, позволяет говорить о том, что в случае реализации радикального сценария потепления RCP8.5 повторяемость таких ситуаций к концу XXI века будет возрастать.

При реализации сценария RCP8.5 тенденция роста экстремальных значений скорости ветра над преобладающей частью Арктики характерна для большинства моделей климатической системы CMIP5.

Материалы и результаты Главы 5 опубликованы в следующих работах:

Суркова Г.В., Соколова Л.А., Чичев А.Р. Многолетний режим экстремальных значений скорости ветра в Баренцевом и Карском морях // Вестник Московского университета. Серия 5: География, 2015. № 5. С. 54-59

Ривин Г.С., Розинкина И.А., Вильфанд Р.М., Алферов Д.Ю., Астахова Е.Д., Блинов Д.В., Бундель А.Ю., Казакова Е.В., Кирсанов А.А., Никитин М.А., Перов В.Л., **Суркова Г.В.**, Ревокатова А.П., Шатунова М.В., Чумаков М.М. Система COSMO-Ru негидростатического мезомасштабного краткосрочного прогноза погоды Гидрометцентра России: второй этап реализации и развития // Метеорология и гидрология. 2015. № 6. С. 58-71.

Суркова Г.В., Крылов А.А. Синоптические ситуации, способствующие формированию экстремальных скоростей ветра в Баренцевом море // Вестник Московского университета. Серия 5: География, 2016. № 6. С. 18-25.

Суркова Г.В., Крылов А.А. Изменение гидротермических климатических ресурсов Арктики на фоне потепления XXI века // Арктика и Антарктика. 2017. № 1. С.47-61.

Заключение

Представленные исследования внесли значимый вклад в разработку методологии климатического прогноза показателей климатических ресурсов и привели к получению *новых научных результатов*, способствующих решению важной научной проблемы прогноза среднего состояния климатических ресурсов и экстремальных климатических явлений в XXI веке

В соответствии с поставленными задачами и защищаемыми положениями формулируются основные выводы работы.

1. В центре и на юге умеренного климатического пояса на территории Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин при дальнейшем потеплении к концу XXI в. ожидается возрастание повторяемости событий с неблагоприятным сочетанием температуры и осадков, проявляющимся не только в изменении их значений, но и в их межгодовой изменчивости, а также в рассогласовании ранее комфортных сочетаний режима температуры и увлажнения.

2. Дальнейшее потепление в Арктическом регионе приведет не только к смягчению климата, росту температуры, уменьшению ее годовой амплитуды и увеличению годовых сумм осадков, но и к изменению продолжительности периодов с различными диапазонами температуры воздуха и к перераспределению типов осадков в соответствующих диапазонах температуры. Так, к концу XXI в. ожидается рост количества жидких осадков, а существенное увеличение числа дней с приземной температурой воздуха $-5 < t < 5^{\circ}\text{C}$ в сочетании с осадками, выпадающими при такой температуре (жидкие и смешанные), может привести к росту повторяемости опасных гидрометеорологических явлений, в том числе гололедно-изморозевых отложений.

3. Исследование региональных особенностей в современном отклике ветрового режима Арктики на глобальное потепление на примере Баренцева и Карского морей показало, что для суточных экстремумов скорости ветра в 1950-2010 гг. характерен рост средних значений с 1970-х гг., отмечается увеличение экстремальных скоростей в 1990-е гг., сопровождаемое увеличением повторяемости меридиональных циркуляционных процессов. Выявлено, что, в

отличие от суши, суточные экстремумы скорости ветра над открытым морем наблюдаются преимущественно в ночное время.

4. Выявлены различия в возможном региональном отклике ветрового режима Арктики на прогнозируемое потепление. К концу XXI века наиболее заметный рост экстремально высоких значений скорости ветра ожидается в азиатском и североамериканском секторах Арктических морей. В североатлантическом морском секторе и над Норвежским морем и большей частью Гренландии предполагается их малое изменение или даже уменьшение. Над сушей отклонения несущественны или отрицательны.

5. Метод оценки климатических ресурсов для экстремальных климатических явлений при современном климате и с учетом его возможных изменений разработан и реализован для ситуаций с экстремально высокими скоростями ветра. Метод позволяет рассчитывать прогноз повторяемости климатических экстремальных явлений на основе их генетической связи с определенными погодными условиями и синоптическими процессами. Апробация метода путем проверки успешности воспроизведения климатическими моделями современных условий повторяемости синоптических ситуаций, сопровождающих экстремальные гидрометеорологические явления (высокие скорости ветра), подтвердила возможность его использования для оценки их ожидаемых изменений.

6. Реакцией режима ветрового волнения в Черном, Каспийском и Балтийском морях на продолжение потепления в XXI веке станет увеличение повторяемости синоптических ситуаций, сопровождающих сильное волнение.

7. Продолжение потепления в XXI веке может способствовать росту повторяемости синоптических ситуаций, сопровождающих экстремально высокие скорости ветра над Баренцевым морем.

Список литературы

- Абузяров. З.К. Морское волнение и его прогнозирование. Л.: Гидрометеиздат. 1981. 166 с.
- Абузяров З.К., Нестеров Е.С. О связи ветра и волнения в Северной Атлантике по данным буйковых измерений // Метеорология и гидрология. 2014. № 7. С. 63–71.
- Абузяров З.К., Нестеров Е.С. Совместный анализ скорости ветра, высоты волн и индекса североатлантического колебания в диапазоне синоптической изменчивости // Труды Гидрометцентра России. 2014. Вып. 354. С.5–23.
- Агроклиматический атлас мира. Л., Гидрометеиздат, 1972.
- Алексеев Г.В., Большаков Д.Ю., Радионов В.Ф., Фролов С.В. 95 лет исследований климата и криосферы Арктики в ААНИИ // Лед и снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 127-140.
- Алексеев Г.В., Данилов А.И., Катцов В.М. и др. Изменения площади морских льдов Северного полушария в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования // Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2009.-т.45.-№ 6.-С.723-735.
- Анисимов О. А., Кокорев В. А. Об оптимальном выборе гидродинамических моделей для оценки влияния изменений климата на криосферу // Лед и Снег. 2013. № 1 (121). С. 83—92.
- Атлас Арктики. М.: Главное управление геодезии и картографии при Совете министров СССР / Под ред. А.Ф.Трешникова. 1985. 204 с.
- Атлас волнения и ветра Черного моря / Под ред. Ржеплинского Г.В. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. 111 с.
- Бабурин В.Л., Бадина С.В., Горячко М.Д., Земцов С.П. Зоны концентрации социально-экономического потенциала Арктики // Меняющийся климат и социально-экономический потенциал Российской Арктики / Под ред. С.А. Сократова. Лига-Вент. Москва. 2015. С. 74-126.
- Багров Н.А. Статистическая мера распознавания в метеорологии // Тр. ГМЦ СССР. 1983. Вып. 244. С. 51–62.
- Башалханова Л. Б. Некоторые подходы к оценке ресурсов климата // География и природные ресурсы. 1997. № 1. С. 159—165.
- Бедрицкий А. И., Коршунов А. А., Хандожко Л. А., Шаймарданов М. З. Гидрометеорологическая безопасность и устойчивое развитие России // Право и безопасность. 2007. № 1—2 (22—23). С. 7—13.
- Безруких П. П., Дегтярев Н. Н., Елистратов В. В., Панцхава Е. С., Петров Э. С. и др. Справочник по ресурсам ВИЭ России и местным видам топлива. 2007. М. «ИАЦ Энергия». 272 с/
- Бекряев Р.В. Дискриминация климатических моделей. Вероятностный подход // Труды ГГО. 2010. Вып. 561. С. 47–66.
- Берлянд М.Е. Прогноз и регулирование загрязнения атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 272 с.
- Блинов Д.В., Перов В.Л., Песков Б.Е., Ривин Г.С. Экстремальная бора 7–8 февраля 2012 г. в районе г. Новороссийск и ее прогноз по модели COSMO-Ru // Вестник Московского университета. Сери 5. География. 2013. № 4. С. 36-43.

- Болгов М.В., Красножон Г.Ф., Любушин А.А. Каспийское море: экстремальные гидрологические события / Под ред. М.Г. Хубларяна. М. Наука. 2007. 381 с.
- Будыко М.И. Климатические условия увлажнения на материках. // Изв. АН СССР, сер.геогр. 1955. № 2, 4.
- Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Аржанова Н.М. Погода на территории Российской Федерации в 2015 г. ВНИИГМИ МЦД. 2016. <http://meteo.ru/pogoda-i-klimat/93-klimaticheskie-usloviya/606-pogoda-na-territorii-rossijskoj-federatsii-v-2015-godu>
- Бурман Е.А. Местные ветры. Гидрометеиздат, Л., 1969.
- Бухановский А.В., Лопатухин Л.И., Рожков В.А. Шторм на черном море 11 ноября 2007 г. и статистики экстремальных штормов моря // Известия РГО. – 2009. – Т. 141. – В. вып. 2. – С. 71 – 80.
- Быков А. А., Акимов В. А., Фалеев М. И. Проблемы анализа риска // Российское научное общество анализа риска. 2004. Том 1. № 2. С. 125—137.
- Васильев К.П.. Что должен знать судоводитель о картах погоды и состояния моря. Л. Гидрометеиздат. 1980. 231 с.
- Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). 1992. В 2-х томах. РИО Мособлупрополиграфиздата. Москва. 684 с.
- Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Рогов В.В., Подборный Е.Е., Чижова Ю.Н. Новые данные о вариациях стабильных изотопов в ледяном ядре булгунняха на юге Тазовского полуострова // Доклады Академии наук, издательство Наука (М.). 2017. Т. 472. № 4. С. 1-5.
- Водный баланс и колебания уровня Каспийского моря. Моделирование и прогноз / Под ред. Е.С.Нестерова. М. Триада лтд. 2016. 378 с.
- Володин Е.М. Модель общей циркуляции атмосферы и океана с углеродным циклом // Изв. РАН Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 3. С. 298–313. 29.
- Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана INMCM 4.0 // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т.46. № 4. С.448-466.
- Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. Воспроизведение и прогноз климатических изменений в XIX–XXI веках с помощью модели земной климатической системы ИВМ РАН // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т.49. № 4. С. 379–400.
- Воскресенская Е.Н., Наумова В.А., Евстигнеев М.П., Евстигнеев В.П. Классификация синоптических процессов штормов в азово-черноморском бассейне. Наук. праці УкрНДГМІ. 2009. Вип. 258. С.189-200.
- Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет. 2014. – 1008 с.
- Вязилова Н.А., Вязилова А.Е. О штормовых циклонах в Северной Атлантике // Метеорология и гидрология. 2014. № 6. С. 19-27.
- Гайгеров С. С. Вопросы аэрологического строения, циркуляции и климата свободной атмосферы Центральной Арктики и Антарктики. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Гайгеров С. С. Аэрология полярных районов. М., Гидрометеиздат, 1964.
- Гандин Л.С., Каган Р.Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. Л. Гидрометеиздат. 1976. С. 63-76.
- Генихович Е.Л., Павлова Т.В., Катцов В.М. О комплексировании ансамбля климатических моделей // Труды ГГО. 2010. Вып. 561. С. 28–46.

- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометиздат, 1990, 280 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том IV, Черное море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. Терзиева Ф.С., Симонова А.И., Альтмана Э.Н. СПб.: Гидрометеоиздат, 1991. – 432 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. III. Балтийское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. Ф.С. Терзиева и др. СПб. Гидрометеоиздат. 1992. 448 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. VI. Каспийское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. Ф.С. Терзиева, А.Н. Косарева, А.А. Керимова. СПб. Гидрометеоиздат. 1992. 360 с.
- Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеоиздат. 1971. 280 с.
- Гирс А.А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 488 с.
- Глуховский Б.Х. Исследования морского ветрового волнения. Л.: Гидрометеоиздат. 1966. 284 с.
- Говоркова В.А., Катцов В.М., Мелешко В.П., Павлова Т.В., Школьник И.М. Оценка пригодности моделей общей циркуляции атмосферы и океана СМIP3 для расчетов будущих изменений климата России. Метеорология и гидрология. 2008. № 8. С. 5-20.
- Голицын Г. С. Статистика и динамика природных процессов и явлений: Методы, инструментарий, результаты. — М., КРАСАНД, 2013, 400 с.
- Голицын Г. С. Энергетический цикл ветровых волн на поверхности океана — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2010, т. 46, № 1, с. 10-18.
- Гордеев А.В., Клещенко А.Д., Черняков Б.А., Сиротенко О.Д. Биоклиматический потенциал России: теория и практика. М., Товарищество научных изданий КМК. 2006.— 512 с.
- Горячко М.Д. Хозяйственный потенциал российской Арктики // Меняющийся климат и социально-экономический потенциал Российской Арктики / Под ред. С.А. Сократова. Лига-Вент. Москва. 2015. С. 197-219.
- ГОСТ 1451-77 Краны грузоподъемные. Нагрузка ветровая. Нормы и метод определения. 2003. 15 с.
- ГОСТ Р 22.1.08-99. Государственный стандарт Российской Федерации «безопасность в чрезвычайных ситуациях» мониторинг и прогнозирование опасных гидрологических явлений и процессов. 1999.
- ГОСТ Р 51273-99. Сосуды и аппараты. Нормы и методы расчета на прочность. Определение расчетных усилий для аппаратов колонного типа от ветровых нагрузок и сейсмических воздействий (с Изменением N 1). 2006.
- Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Оценка предстоящих изменений климата на территории Российской Федерации. Метеорология и гидрология. 2009. № 11. С. 5-29.
- 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.
- Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Клещенко Л.К., Смирнов В.Д. О пространственном осреднении в задачах мониторинга климата // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Выпуск XXV / Под ред. Израэля Ю.А. и др. М. 2013. С. 42-70.

- Демченко П.Ф., Кислов А.В. Стохастическая динамика природных объектов. Броуновское движение и геофизические примеры. – М. ГЕОС. 2010. 190 с.
- Дзердзеевский Б.Л. Избранные труды. М.: Наука, 1975. 288 с.
- Дзердзеевский Б.Л. Циркуляционные схемы в тропосфере Центральной Арктики. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1945. Работа перепечатана в сокращенном варианте (Б.Л. Дзердзеевский. Избранные труды. М.: Наука, 1975. С. 21–58).
- Дзердзеевский Б.Л. Циркуляция атмосферы в Центральном полярном бассейне // Тр. дрейфующей станции «Северный полюс». Т. 2. М.; Л.: 1941–1945. С. 64–199.
- Долгин И.М. Климат свободной атмосферы Советской Арктики. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 398 с.
- Дымников В.П. Модели и методы в задачах крупномасштабного взаимодействия атмосферы и океана // Модели и методы в проблеме взаимодействия атмосферы и гидросферы / Под ред. В.П. Дымникова, В.Н. Лыкова, Е.П. Гордова. Томск, Издательский Дом ТГУ. 2014. С.15–29.
- Дымников В.П., Галин В.Я., Перов В.Л. Исследование чувствительности климата к удвоению CO_2 с помощью зонально–осредненной модели общей циркуляции атмосферы. Математические модели атмосферных движений (математическое моделирование динамики атмосферы и океана). II часть // Сб. научных трудов ВЦ СО АН СССР / Под ред. Г.И. Марчука. Новосибирск: ВЦ СО АН СССР. 1980. С. 39–59.
- Елисеев А.В., Семенов В.А. Изменения климата Арктики в XXI веке: ансамблевые модельные оценки с учетом реалистичности воспроизведения современного климата // Доклады АН. 2016. Т. 471. № 2. С. 214–218.
- Жильцова Е. Л., Анисимов О. А.. О точности воспроизведения температуры и осадков на территории России глобальными климатическими архивами // Метеорология и гидрология. 2009. № 10. С. 79–89.
- Зверьяев И.И., Гулев С.К. Сезонность и нестационарность изменчивости европейского климата в XXI веке // Доклады Академии наук. 2007. Т. 416. № 5. С. 1–4.
- Зоидзе Е.К. О концепции сельскохозяйственной бонитировки климата в Российской Федерации // Метеорология и гидрология. 1993. № 6. С. 92–101.
- Зоидзе Е.К. О концепции сельскохозяйственной бонитировки климата в Российской Федерации // Метеорология и гидрология. 2002. № 3. С. 90–100.
- Зоидзе Е.К., Овчаренко Л.И. Сравнительная оценка сельскохозяйственного потенциала климата территории РФ и степени использования ее агроклиматических ресурсов сельскохозяйственными культурами. СПб., Гидрометеиздат, 2000.–75 с.
- Золотокрылин А.Н., Кренке А.Н., Виноградова В.В. Районирование России по природным условиям жизни населения. М.: Геос, 2012. 156 с.
- Исаев А.А. Экологическая климатология. – М., Научный мир. 2001.–458 с.
- Исаев А.А. Атмосферные осадки. Часть I. Изменчивость характеристик осадков на территории России и сопредельных стран. М., Изд-во Московского университета. 2002. 192 с.
- Кабатченко И.М. Многолетняя изменчивость ветра и ветровых волн Черного моря. М.: ГОИН. 1985. 22 с. Деп. В ИЦ ВНИИГМИ-МЦД 13.09.85. № 158ГМ-Д85.
- Каспийское море: энциклопедия / Под ред. Зонн И.С., Костяной А.Г., Косарев А.Н., Жильцов С.С. Восточная книга Москва. 2013. 560 с.
- Катцов В.М., Мелешко В.П., Чичерин С.С. Изменение климата и национальная безопасность Российской Федерации // Право и безопасность. № 1-2 (22-23). 2007. С.25-37.

- Кислов А.В., Барабанова О.В. Изменчивость влажности почвы в разных климатических зонах по данным моделирования // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XXIV. М. 2011. С. 194-210.
- Кислов А.В., Евстигнеев В.М., Малхазова С.М., Соколихина Н.Н., Суркова Г.В., Торопов П.А., Чернышев А.В., Чумаченко А.Н. Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-Европейской равнины в условиях потепления XXI века. М.: Макс-Пресс, 2008. – 292 с.
- Кислов А.В., Кренке А.Н., Китаев Л.М., Шуваева Н.Л., Володин Е.М. Воспроизведение моделью ИВМ РАН температуры, осадков и снежного покрова в рамках эксперимента АМIP2 // Изв РАН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т.36. № 4. С.446-462.
- Кислов А.В., Матвеева Т.А., Платонов В.С. Экстремальные скорости ветра в Арктике // Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. № 2. С. 63-80.
- Кислов А.В., Суркова Г.В. Пространственно-детализированный климатический прогноз температуры воздуха и осадков Восточной Сибири на основе учета локальных особенностей подстилающей поверхности // Метеорология и гидрология. 2009. № 3. С. 43–51.
- Кислов А.В., Суркова Г.В., Архипкин В.С. Повторяемость штормовых ситуаций в Балтийском, Черном и Каспийском морях в изменяющихся климатических условиях // Метеорология и гидрология. 2016. № 2. С. 67-77.
- Климат России. Под ред. Н.В. Кобышевой СПб., Гидрометеиздат, 2001, 656 с.
- Климатическая доктрина Российской Федерации. Утверждена Распоряжением Президента РФ 17 декабря 2009 г. № 861-рп, п.29.
- Климатические факторы возобновляемых источников энергии / под. ред. В. В. Елистратова, Н. В. Кобышевой, Г. И. Сидоренко. – СПб: Наука, 2010. — 235с.
- Климатические характеристики условий распространения примесей в атмосфере. Справочное пособие / Под ред. Э.Ю. Безуглой, М.Е. Берлянда. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 328 с.
- Клименко В.В., Терешин А.Г. Мировая энергетика и глобальный климат в XXI веке в контексте исторических тенденций: Пределы роста. / Универсальная и глобальная история. Волгоград: Учитель. 2012. С. 608-621.
- Кобышева Н. В. Методика экономического обоснования адаптационных мероприятий, связанных с изменениями и изменчивостью климата // Труды ГГО. Вып. 574. 2014. С.5-38.
- Кобышева Н. В., Галюк Л. П., Панфутова Ю. А. Методика расчета социального и экономического рисков, создаваемых опасными явлениями погоды // Труды ГГО. Вып. 558. 2008. С. 162—172.
- Колосков П.И. Биоклиматический потенциал и его распределение на территории СССР // Труды НИИАК. 1962. Вып.15. С. 90–111.
- Колосков П.И. Климатический фактор сельского хозяйства и агроклиматическое районирование. Л. Гидрометеиздат. 1971. 328 с.
- Кононова Н.К. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому / Отв. ред. А.Б. Шмакин; Российская акад. наук, Ин-т географии. – М.: Воентехиздат, 2009. 372 с.
- Кононова Н.К. Изменения циркуляции атмосферы северного полушария в XX-XXI столетиях и их последствия для климата // Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. № 1. С. 133-162.
- Костяной А.Г., Гинзбург А.И., Лебедев С.А. Климатическая изменчивость гидрометеорологических параметров морей России в 1979-2011 гг. // Тр. ГГО. 2014. Вып. 570. С.50–87.

- Кошинский С.Д. Региональные характеристики сильных ветров на морях Советского Союза. Т. 1. Каспийское море. Л. Гидрометеиздат. 1975. 412 с.
- Кошинский С.Д. Типы распределения ветров над Каспийским морем, их повторяемость, устойчивость и преемственность. //Тр. НИИАК. 1964. Вып. 26. С. 85–127.
- Лабунская Л.С. О бризах черноморского побережья. // Тр. Укр. научно-исследовательского гидрометеорологического института. Вып. 23. Вопросы климатологии. Л.: Гидрометеиздат, 1961. С.49–55.
- Лекции по сельскохозяйственной метеорологии // Под ред. М.С. Кулика, В.В. Синельщикова. Л. Гидрометеиздат. 1966. 240 с.
- Локощенко М.А. О ветровом режиме нижней атмосферы над Москвой по данным многолетнего акустического зондирования // Метеорология и гидрология. 2014. Т. 39, № 4. С.19–31.
- Луговский В.В. Динамика моря. Л.: Судостроение, 1976. 200 с.
- Лукин А.А. Типизация штормовых циклонов, вызывающих опасное волнение в Северной Атлантике // Труды Гидрометцентра России. 2011. Вып. 345. С. 40–55.
- Лукин А.А., Нестеров Е.С. Опасное ветровое волнение в Северное Атлантике при разных режимах атмосферной циркуляции // Метеорология и гидрология. 2011. № 12. С.36–44.
- Мадат-заде А.А. Основные типы атмосферных процессов, обуславливающих поле ветра на Каспийском море // Тр. Океанографической комиссии АН СССР. 1959. Т. 5. С. 140–145.
- Мадат-заде А.А. Синоптико-климатическое районирование Каспийского моря // Тр. ИГ АН АзССР. 1954. Т. 4. С. 5–64.
- Макоклюев Б.И. Анализ и планирование энергопотребления. – М.: Энергоатомиздат, 2008. – 296 с.
- Макоклюев Б.И., Ёч В.Ф. Учет влияния метеорологических факторов при прогнозировании электропотребления энергообъединений // Энергетик. 2004. N 6.
- Мартазинова В.Ф., Иванова Е.К., Тимофеев В.Е. Состояние циркуляции нижней тропосферы южной полярной области в период современного потепления // Украинский Антарктичний журнал. 2007/2008. № 6–7. С. 175–183.
- Мартазинова В.Ф., Мадерич В.С., Тимофеев В.Е., Иванова Е.К. Возможности долгосрочного прогнозирования погодных условий над Антарктическим полуостровом // Наук. праці УкрНДГМІ. 2010. 259. С.26–44.
- Марчук Г.И., Дымников В.П., Залесный В.Б., Лыкосов В.Н., Галин В.Я., Перов В.Л., Бобылева И.М. Математическая модель общей циркуляции атмосферы и океана // Доклады АН СССР. 1980. Т.253. № 3. С. 577–583.
- Марчук Г.И., Дымников В.П., Лыкосов В.Н., Галин В.Я., Перов В.Л., Бобылева И.М. Глобальная модель общей циркуляции атмосферы // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1979. Т.16. № 5. С. 467–483.
- Матушевский Г.В. Методы определения климатических характеристик ветрового волнения и оценка их достоверности / Обзорная информация. Серия: Океанология. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД. 1985. 43 с.
- МГЭИК, 2012 г.: Резюме для политиков Специального доклада по управлению рисками экстремальных явлений и бедствий для содействия адаптации к изменению климата / Под ред. К.Б. Филд, В. Баррос, Т.Ф. Стокер, Д. Цинь, Д.Дж. Доккен, К.Л. Эби, М.Д. Мастрандреа, К.Дж. Мэч, Дж-К. Платтнер, С.К. Ален, М. Тигнор, П. Миджлей. Специальный доклад Рабочих I и II Межправительственной группы экспертов по изменению климата. Кэмбридж Университи Пресс, Кэмбридж, СК и Нью-Йорк, шт. Нью-Йорк, США. 2012. 19 стр.

- Мелешко В.П., Говоркова В.А. Успешность расчета современного регионального климата с помощью ансамбля моделей СМIP3 и СМIP5 // Труды ГГО. Вып. 568. 2013. С. 26–50.
- Мелешко В.П., Катцов В.М., Говоркова В.А., Спорышев П.В., Школьник И.М., Шнееров Б.Е. Климат России в XXI веке. Часть 3. Будущие изменения климата, рассчитанные с помощью ансамбля моделей общей циркуляции атмосферы и океана СМIP3. Метеорология и гидрология. 2008. № 9. С. 5-22.
- Мелешко В. П., Матюгин В. А., Спорышев П. В., Павлова Т. В., Говоркова В. А., Школьник И. М., Байдин А. В. Модель общей циркуляции атмосферы ГГО (версия MGO-03 T63L25) // Труды ГГО. Вып. 571. 2014. С. 5–87.
- Методическое пособие по тактико-специальной подготовке спасательных подразделений Войск ГО Российской Федерации, под общей редакцией генерал-полковника Г.Н. Кириллова. – М.:1997 Учебник спасателя / Шойгу С.К. и др., под общей редакцией Ю.Л. Воробьева. – М.: 1997.
- Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. Росгидромет. М., 2012. 512 с.
- Монин А.С. Введение в теорию климата. Л., Гидрометеиздат. 1982. 246 с.
- Мохов И.И., Елисеев А.В., Демченко П.Ф., Хон В.Ч., Акперов М.Г., Аржанов М.М., Карпенко А.А., Тихонов В.А., Чернокульский А.В. Климатические изменения и их оценки с использованием глобальной модели ИФА РАН // Доклады РАН. 2005. Т.402. № 2. С. 243–247.
- Мысленков С. А., Архипкин В. С. Анализ ветровых волн в Цемесской бухте Черного моря с использованием модели SWAN // Труды Гидрометеорологического научно–исследовательского центра РФ. 2013. Вып. 350. С. 58-67.
- Мысленков С.А., Платонов В.С., Торопов П.А., Шестакова А.А. Численное моделирование штормового волнения в Баренцевом море с помощью модели SWAN на основе полей ветра COSMO-CLM и WRF-ARW // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2015. № 6. С. 65-75.
- Наставление по краткосрочным прогнозам погоды общего назначения. РД 52.88.629-2002. СПб. Гидрометеиздат. 2002. 22 с.
- Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер 3. Многолетние данные. Вып. 1-13, 18, 28, 29. Л., Гидрометеиздат, 1989.
- Нестеров Е.С. О влиянии атмосферных процессов на формирование экстремального волнения в океане // Труды Гидрометцентра России. 2015. Вып. 354. С. 49–62.
- Николаев М.В. Современный климат и изменчивость урожаев. – Л., Гидрометеиздат. 1994. 200 с.
- Новороссийская бора / Под ред. А.М. Гусева. Труды Московского Гидрофизического института, 1959.
- Оценка макроэкономических последствий изменения климата на территории Российской Федерации на период до 2030г и дальнейшую перспективу / Под ред. В. М. Катцова, Б. Н. Порфирьева — СПб:Д'Арт. 2011. 254 с.
- Павлова В. Н. Анализ и оценки влияния климатических условий последних десятилетий на урожайность зерновых культур в земледельческой зоне России//В сб. «Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем». М. 2010. Т. XXIII. С. 215-230.
- Павлова В.Н., Сиротенко О.Д. Наблюдаемые изменения климата и динамика продуктивности сельского хозяйства России // Труды ГГО. Вып. 565. 2012. С. 132-151.

- Павлова В.Н., Варчева С.Е. Динамическая модели продуктивности яровой пшеницы для оценки влияния наблюдаемых и ожидаемых изменений климата в степной зоне России и Казахстана. В сб.: Математические модели в теоретической экологии и земледелии Материалы Международного семинара, посвященного памяти профессора Ратмира Александровича Полуэктова (Полуэктовские чтения). 2014. С. 19-23.
- Павлова В.Н., Карачёнова А.А. Наблюдаемые изменения климата и динамика агроклиматических ресурсов в XX-XXI столетиях на территории Приволжского федерального округа. В сб.: Труды ГГО. Вып. 583. 2016 С. 112-128.
- Павлова Т. В., Катцов В. М., Мелешко В. П., Школьник И. М., Говоркова В. А., Надежина Е. Д. Новое поколение климатических моделей // Труды ГГО. Вып. 575. 2014. С. 5–64.
- Пасов В.М. Изменчивость урожаев и оценка ожидаемой продуктивности зерновых культур. – Л., Гидрометеиздат. 1986. 152 с.
- Переведенцев Ю.П., Васильев А.А., Шанталинский К.М., Гурьянов В.В. Климатические изменения приземных полей атмосферного давления и температуры воздуха в умеренных широтах Северного полушария // Метеорология и гидрология. 2017. № 7. С. 81-93.
- Переведенцев Ю.П., Вильфанд Р.М., Шанталинский К.М. Низкочастотные изменения атмосферного давления и приповерхностной температуры воздуха во внетропических широтах Северного полушария // Труды Гидрометцентра России. - 2016. - Вып. 360. - С. 5-25
- Переведенцев Ю.П., Гизатуллин Р.Д., Алтухова А.В., Хабутдинов Ю.Г. Агроклиматические условия Приволжского федерального округа // Российский журнал прикладной экологии. 2017. Вып. 1. С. 3-8.
- Петров В.И., Потапов Е.И. О проникновении морского бриза вглубь суши в северо-западном Причерноморье // Метеорология и гидрология, 2005, № 6. С. 51–60.
- Подобед В.А. Математическое моделирование ветровых нагрузок на портовые порталные краны // Вестник МГТУ. 2006. Т. 9, № 2. С. 318-331.
- Полевой А.Н. Сельскохозяйственная метеорология. СПб. Гидрометеиздат. 1992. 424 с.
- Порфирьев Б.Н. Климат и экономика // Вестник РАН. 2011. № 3. С.222–236.
- Прик З.М. Климат Советской Арктики (метеорологический режим). Л.: Гидрометеиздат, 1965. 279 с.
- Результаты исследований изменений климата для стратегий устойчивого развития Российской Федерации. – М.: Росгидромет. 2005. 178 с.
- Реймерс Н. Ф. Природопользование. М.: Мысль. 1990. 533 с.
- Рекомендации по определению климатических характеристик ветроэнергетических ресурсов. Л., Гидрометеиздат. 1989. 80 с.
- Ривин Г.С., Розинкина И.А., Вильфанд Р.М., Алферов Д.Ю., Астахова Е.Д., Блинов Д.В., Бундель А.Ю., Казакова Е.В., Кирсанов А.А., Никитин М.А., Перов В.Л., Суркова Г.В., Ревокатова А.П., Шатунова М.В., Чумаков М.М. Система COSMO-Ru негидростатического мезомасштабного краткосрочного прогноза погоды Гидрометцентра России: второй этап реализации и развития // Метеорология и гидрология. 2015. № 6.С. 58-71.
- Рожков В.А. Теория и методы статистического оценивания вероятностных характеристик случайных величин и функций с гидрометеорологическими примерами. СПб.: Гидрометеиздат, 2001, 340 с.
- Российская Арктика в XXI веке: природные условия и риски освоения. М.: Феория, 2013, 144 с.

- Руководство по специализированному климатологическому обеспечению экономики / под ред. Н. В. Кобышевой. — СПб.: Гидрометеиздат. 2008. 334с.
- Сапожникова С.А. Опыт агроклиматического районирования территории СССР // Вопросы агроклиматического районирования СССР. М. Изд-во Министерства сельского хозяйства. 1958. С. 14–37.
- Селянинов Г.Т. К методике сельскохозяйственной климатографии // Труды по сельскохозяйственной метеорологии. Вып.22. 1930.
- Семенов В.А., Мохов И.И., Полонский А.Б. Моделирование влияния естественной долгопериодной изменчивости в Северной Атлантике на формирование аномалий климата // Мор. гидрофиз.журн. 2014. № 4. С, 14-27.
- Семенов Е.К., Соколихина Н.Н., Соколихина Е.В. Синоптические условия формирования и развития новороссийской боры // Метеорология и гидрология. 2013. № 10. С. 16-28.
- Семенов Е.К., Соколихина Н.Н., Тудрий К.О. Теплая зима в российской Арктике и аномальные холода в Европе // Метеорология и гидрология. 2013. № 9. С. 43-54.
- Семенов Е.К., Соколихина Н.Н., Тудрий К.О., Щенин М.В. Синоптические механизмы зимнего потепления в Арктике // Метеорология и гидрология. 2015. № 9. С. 20-30.
- Сиротенко О.Д., Клещенко А.Д., Павлова В.Н., Абашина Е.В., Семендяев А.К. Мониторинг изменений климата и оценка последствий глобального потепления для сельского хозяйства // Агрофизика. 2011. № 3. С. 31-39.
- Справочник по климату Черного моря. М. Гидрометеиздат. 1974. 406 с.
- Справочник эколого-климатических характеристик г.Москвы. Том 2 // Под ред. А.А. Исаева. М. Изд-во географического ф-та МГУ. 2005. 412 с.
- Справочные данные по режиму ветра и волнению Балтийского, Северного, Черного, Азовского и Средиземного морей. Российский морской регистр судоходства. СПб. 2006. 452 с.
- Стоккер Т.Ф., Цинь Д., Платтнер Дж.-К., Александер Л. В., Ален С. К., Биндофф Н. Л., Бреон Ф.-М., Черч Дж. А., Кубаш У., Эмори С., Форстер П., Фридлингштайн П., Жиллетт Н., Грегори Дж. М., Хартманн Д. Л., Янсен Э., Киртман Б., Кнутти Р., Кришна Кумар К., Лемке П., Мароцке И., Массон-Дельмотт В., Михль Дж. А., Мохов И. И., Пьяо Ш., Рамасвами В., Рэндалл Д., Рейн М., Рохас М., Сабин К., Шиндел Д., Толей Л. Д., Воан Д. Г., Се Ш.-П. 2013 г.: Техническое резюме. Содержится в публикации Изменение климата, 2013 г.: Физическая научная основа. Вклад Рабочей группы I в Пятый оценочный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата // Под ред. Стоккер Т.Ф., Цинь Д., Платтнер Дж.-К., Тигнор М., Ален С. К., Бошунг Дж., Науэлс А., Ся Ю., Бекс В., Мидглей П. М.. Кембридж юниверсити пресс, Кембридж, Соединенное Королевство, и Нью-Йорк, США. 2013.
- Стратегические риски развития России: оценки и прогноз // Отв.ред. Б.Н. Порфирьев. М., Институт экономики РАН. 2010.
- Суркова Г.В. Особенности глобальной циркуляции в период оптимума голоцена и позднеплейстоценового криохрона по данным моделей общей циркуляции атмосферы // Метеорология и гидрология. 2003. № 6. С. 18-31.
- Суркова Г.В., Гущина Д.Ю. Воспроизведение циркуляционных особенностей современного климата моделями общей циркуляции атмосферы // Метеорология и гидрология. 2002. № 8. С. 36-52.
- Суркова Г.В., Колтерманн К.П., Кислов А.В. О методе прогноза штормовых условий при изменении климата // Вестник МГУ. Сер. География. 2012, № 6. С. 25-31.

Суркова Г.В., Соколова Л.А., Чичев А.Р. Многолетний режим экстремальных значений скорости ветра в Баренцевом и Карском морях // Вестник Московского университета. Серия 5: География, издательство Изд-во Моск. ун-та (М.). 2015. № 5, с. 54-59.

Сценарии выбросов. Резюме для лиц, определяющих политику. Специальный доклад рабочей группы III МГЭИК. 2000, 21 с.

Торопов П.А. Оценка качества воспроизведения моделями общей циркуляции атмосферы климата Восточно-Европейской равнины // Метеорология и климатология. 2005. № 5. С. 5-21.

Торопов П.А., Шестакова А.А. Оценка качества моделирования новороссийской боры с помощью модели WRF-ARW // Метеорология и гидрология. 2014. № 7. С. 38-51.

Тужилкин В.С., Косарев А.Н., Архипкин В.С., Никонова Р.Е. Многолетняя изменчивость гидрологического режима Каспийского моря в связи с вариациями климата // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2011. № 2. С. 62-71.

Управление рисками экстремальных явлений и бедствий для содействия адаптации к изменению климата. Резюме для политиков. Специальный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата. 2012. 21 с.

Чавро А.И., Дымников В.П. Методы математической статистики в задачах физики атмосферы. Курс лекций. Москва. Изд-во ИВМ РАН. 2000. 210 с.

Чернякова А.П. Типовые поля ветра Черного моря // Сб. работ Бассейновой гидрометеорологической обсерватории Черного и Азовского морей. 1965. Вып. 3. С. 78-121.

Чирков Ю.И. Агрометеорология. Л. Гидрометеиздат. 1986. 296 с.

Шашко Д.И. Агроклиматическое районирования СССР по обеспеченности растений теплом и влагой // Вопросы агроклиматического районирования СССР. М. Изд-во Министерства сельского хозяйства. 1958. С. 38–92.

Шашко Д.И. Агроклиматические ресурсы СССР. Л. Гидрометеиздат. 1985. 247 с.

Швень Н.И. Особенности режима ветра на территории Украины и их связь с глобальными изменениями атмосферной циркуляции и другими факторами: Автореф. дисс. Киев. 2006. 24 с.

Шестакова А.А., Моисеенко К.Б., Торопов П.А. Гидродинамические аспекты эпизодов новороссийской боры 2012-2013 гг // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2015. Том 51. № 5. С. 602-614.

Шмакин А. Б., Попова В.П. Динамика климатических экстремумов в Северной Евразии в конце XXвека // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2006. – Т. 42, № 2. – С. 157–166.

Экологическая безопасность России. Материалы Всероссийской конференции / Под ред. В.В.Кущенко, А.В.Яблокова. 2002. – 264 с.

Эколого-географические последствия глобального потепления климата XXI века на Восточно-Европейской равнине и в Западной Сибири / Под ред. Н.С. Касимова, А.В. Кислова. М: МАКС Пресс. 2011. 496 с.

Энциклопедия климатических ресурсов Российской Федерации / Под ред. Н.В. Кобышевой, К.Ш. Хайруллина. – СПб.: Гидрометеиздат. 2005. 319 с.

Akpınar A., van Vledder G.P., Komurcu M.I., Ozger M., Evaluation of the numerical wave model (SWAN) for wave simulation in the Black Sea // Continental Shelf Research, Volumes 50–51, 15 December, 2012, 80–99

Allwine, K.J. and Whiteman, C.D. Single station integral measure of atmospheric stagnation, recirculation and ventilation // Atmospher. Environ. 1994. Vol .28. № 4. P. 713–721.

- Alper-Siman Tov, D., Peleg, M., Matveev, V. et al. Recirculation of polluted air masses over the East Mediterranean coast // *Atmosphere. Environ.* 1997. Vol. 31. №. 10. P. 1441–1448.
- Arkhipkin V. S., Gippius F. N., Koltermann K. P., Surkova G. V. Wind waves in the Black Sea: results of a hindcast study // *Natural Hazards Earth Syst. Sci.* 2014. Vol. 14. No 11. P. 2883–2897.
- Bader J., M. D. Mesquita, K. I. Hodges, N. Keenlyside, S. Østerhus, and M. Miles. A review on Northern Hemisphere sea-ice, storminess and the North Atlantic Oscillation: Observations and projected changes // *Atmos. Res.* 2011. V. 101. P. 809–834.
- Barichivich, J., K.R. Briffa, R.B. Myneni, et al.. Large-scale variations in the vegetation growing season and annual cycle of atmospheric CO₂ at high northern latitudes from 1950 to 2011 // *Global Change Biology.* 2013. 19. P. 3167–3183.
- Barnston A. G., Livezey R. E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // *Mon. Wea. Rev.* 1987. Vol. 115. P. 1083–1126.
- Bekryaev R.V., Polyakov I.V., Alexeev V.A. Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern Arctic warming // *J. Climate.* 2010. V. 23. № 14. P. 3888–3906.
- Berger A. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climate changes // *J. Atmos. Sci.* 1978. Vol. 35. P. 2362–2367.
- Bintanja R., Selten F. M. Future increases in Arctic precipitation linked to local evaporation and sea-ice retreat // *Nature.* 2014. V. 509. P. 479–491.
- Bokhorst S., Pedersen S. H., Brucker L. et al. Changing arctic snow cover: A review of recent developments and assessment of future needs for observations, modelling, and impacts // *Ambio.* — 2016. — Vol. 45, no. 5. — P. 516–537.
- Booij N., Ris R. C., and Holthuijsen L. H. A third-generation wave model for coastal regions. 1. Model description and validation // *J. Geophys. Res.* 1999. Vol. 104. P. 7649–7666.
- Bouchlaghem, K., Ben Mansour F., Elouragini S. Impact of a sea breeze event on air pollution at the Eastern Tunisian Coast // *Atmos. Res.* 2007. Vol. 86. P. 162–172.
- Braconnot P., S. P. Harrison, B. Otto-Bliesner, A. Abe-Ouchi, J. Jungclaus, and J.-Y. Peterschmitt, 2011: The Paleoclimate Modeling Intercomparison Project contribution to CMIP5. CLIVAR Exchanges, No. 56, International CLIVAR Project Office, Southampton, United Kingdom. 2011. P. 15–19.
- Brinkmann W.A.R., Modification of a correlation-based circulation pattern classification to reduce within-type variability of temperature and precipitation // *Int. J. Climatol.* 2000, 20, 839–852
- Brisson E., Demuzere M., Kwakernaak B., Van Lipzig N. P. M., Relations between atmospheric circulation and precipitation in Belgium // *Meteorol Atmos Phys.*, 2010, DOI 10.1007/s00703-010-0103-y.
- Budikova D. Role of Arctic sea ice in global atmospheric circulation: A review // *Global Planet. Change.* 2009. V. 68. 149–163.
- Cannon A.J., Whitfield P.H., Lord E.R. Synoptic map pattern classification using recursive partitioning and principal component analysis // *Monthly Weather Review.* 2002. 130. 1187–1206.
- Cassou C., Euro-Atlantic regimes and their teleconnections. Proceedings: ECMWF Seminar on Predictability in the European and Atlantic regions, 6 – 9 September 2010. 2010, 1–14
- Chernokulsky A.V., Mokhov I.I. Climatology of total cloudiness in the Arctic: An intercomparison of observations and reanalyses // *Advances in Meteorology.* 2012. Volume 2012. Article ID 542093., 02.2012. P. 1–15.
- Cohen J. L. et al. Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather // *Nat. Geosci.* 2014. V. 7 P. 627–637.

Compo G.P., J.S. Whitaker, P.D. Sardeshmukh, N. Matsui, R.J. Allan, X. Yin, B.E. Gleason, R.S. Vose, G. Rutledge, P. Bessemoulin, S. Brönnimann, M. Brunet, R.I. Crouthamel, A.N. Grant, P.Y. Groisman, P.D. Jones, M. Kruk, A.C. Kruger, G.J. Marshall, M. Maugeri, H.Y. Mok, . Nordli, T.F. Ross, R.M. Trigo, X.L. Wang, S.D. Woodruff, and S.J. Worle. The Twentieth Century Reanalysis Project. // Quarterly J. Roy. Meteorol. Soc. 2011. V.137. P. 1-28.

Corte-Real J., Qian B., Xu H., Regional climate change in Portugal: precipitation variability associated with large-scale atmospheric circulation // International Journal of Climatology, 1998, 18, 619–635.

Corte-Real, J., B. Qian & H. Xu, Circulation patterns, daily precipitation in Portugal and implications for climate change simulated by the second Hadley Centre GCM // Clim. Dyn. 1999, 15, 921–935.

Dee D.P, Uppala SM, Simmons A.J, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda M.A, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars ACM, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer AJ, Haimberger L, Healy S.B, Hersbach H, H'olm E.V, Isaksen L, K'allberg P, K'ohler M, Matricardi M, McNally AP, Monge-Sanz BM, Morcrette J-J, Park B-K, Peubey C, de Rosnay P, Tavolato C, Th'epaut J-N, Vitart F.. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // Q. J. R. Meteorol. Soc., 2011, vol.137. P. 553–597.

Demuzere M., Kassomenos P., Philipp A., The COST733 circulation type classification software: an example for surface ozone concentrations in Central Europe // Theor Appl Climatol. 2011. 105. 143–166. DOI 10.1007/s00704-010-0378-4

Derksen, C., R. Brown, L. Mudryk, and K. Luoju. Arctic: Terrestrial Snow. State of the Climate in 2014. J. Blunden and D.S. Arndt // Bulletin of the American Meteorological Society. 2015. 96. P. 133–135.

Eliseev A.V., Mokhov I.I. Uncertainty of climate response to natural and anthropogenic forcings due to different land use scenarios // Adv. Atmos. Sci. 2011. V. 28. № 5. P. 1215–1232.

Flato G., J. Marotzke, B. Abiodun, P. Braconnot, S.C. Chou, W. Collins, P. Cox, F. Driouech, S. Emori, V. Eyring, C. Forest, P. Gleckler, E. Guilyardi, C. Jakob, V. Kattsov, C. Reason and M. Rumukainen, 2013: Evaluation of Climate Models. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2013. P. 741–866.

Francis, J. A., Vavrus S. J. Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes // Geophys. Res. Lett. 2012. V. 39. L06801.

Gray L. J., Beer J., Geller M., Haigh J. D., Lockwood M., Matthes K., Cubasch U., Fleitmann D., Harrison G., Hood L., Luterbacher J., Meehl G. A., Shindell D., van Geel B., White W. SOLAR INFLUENCE ON CLIMATE // Reviews of Geophysics. Volume 48. Issue 4. December 2010. DOI: 10.1029/2009RG000282.

Gulev, S. K., and V. Grigorieva,: Last century changes in ocean wind wave height from global visual wave data // Geophys. Res. Lett. 2004. 31. L24302, doi:10.1029/2004GL021040.

Hadadpour S., Moshfeghi H., Jabbari E., Kamranzad B., Wave hindcasting in Anzali, Caspian Sea: a hybrid approach. In: Conley D.C., Masselink G., Russell P.E., O'Hare T. J. (eds.), Proceedings 12th International Coastal Symposium (Plymouth, England) // Journal of Coastal Research , 2013, Special Issue No. 65, pp. 237 – 242.

Hawkins, E., and R. Sutton. The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions // Bulletin of the American Meteorological Society. 2009. 90(8).1095-1107.

Haynes P.H., Marks C.J., McIntyre M.E., Shepherd T.G., Shine K.P. On the “Downward Control” of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces // J.Atmos.Sci. 1991. Vol. 48. N 4. P. 651-678.

- Hodges, K. I., R. W. Lee, and L. Bengtsson.: A comparison of extratropical cyclones in recent reanalyses ERA-Interim, NASA MERRA, NCEP CFSR, and JRA-25 // *J. Climate*. 2011. 24, 4888–4906.
- Holton J. R. *An Introduction to Dynamic Meteorology*, 4th Edition. Academic Press, San Diego. 2004. 552 p.
- Huth R., Beck C., Philipp A, Demuzere M., Ustrnul Z., Cahynov M., Kysel'ý J., Tveito O.E. Classifications of Atmospheric Circulation Patterns Recent Advances and Applications. Trends and Directions in Climate Research // *Ann. N.Y. Acad. Sci.* 1146: 2008. 105–152. doi: 10.1196/annals.1446.019
- IPCC (1990). *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment*. Report Prepared for IPCC by Working Group I / Edited by J. T. Houghton et al. — Cambridge. Cambridge University Press. 1990. 410 p.
- IPCC (1996). *Climate Change 1995: The Science of Climate Change* / Edited by J. T. Houghton et al. — Cambridge. Cambridge University Press. 1996. 572 p.
- IPCC (2001). *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC / Edited by J. T. Houghton et al. — Cambridge. Cambridge University Press. 2001. 881 p.
- IPCC (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Edited by S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller. — Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, USA. 2007. 996 p.
- IPCC (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Edited by T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley. — Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, USA. 2013. 1535 p.
- IPCC 2012: *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation*. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds.: Field C. B., V. Barros, T. F. Stocker, D. Qin, D. J. Dokken, K. L. Ebi, M. D. Mastrandrea, K. J. Mach, G.-K. Plattner, S. K. Allen, M. Tignor, and P. M. Midgley. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA. 2012. 582 pp.
- Jun, M., R. Knutti, and D. W. Nychka. Spatial analysis to quantify numerical model bias and dependence: How many climate models are there? // *J. Amer. Stat. Assoc.* 2008. Vol. 103. P. 934–947.
- Jungclaus, J. H., M. Botzet, H. Haak, N. Keenlyside, J.-J. Luo, M. Latif, J. Marotzke, U. Mikolajewicz, and E. Roeckner. Ocean circulation and tropical variability in the coupled model ECHAM5/MPI-OM // *J. Clim.* 2006. Vol. 19. P. 3952–3972.
- Karl, T.R., N. Nicholls, and A. Ghazi. CLIVAR/GCOS/WMO workshop on indices and indicators for climate extremes: Workshop summary // *Climatic Change*. 1999. V. 42. P. 3-7.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1996. Vol. 77. P. 437–470.
- Katz R.W., Brown B.G. Extreme events in a changing climate: variability is more important than averages // *Climatic Change*. 1992. V. 21. P. 289-302.
- Kim E.H., Suh K.S., Hwang, W.T. et al. Analysis of the site characteristics of Korean nuclear power sites from the meteorological aspects // *Ann. of Nuclear Energy*. 2007. Vol. 34. P. 719–723.
- Kislov A.V., Matveeva T. An Extreme Value Analysis of Wind Speed over the European and Siberian Parts of Arctic Region // *Atmospheric and Climate Sciences*, 2016, 6, 205-223. Published Online April 2016 in SciRes. <http://www.scirp.org/journal/acs> <http://dx.doi.org/10.4236/acs.2016.62018>

- Klyachko M. The DIMAK Scale for Disaster Magnitude Measuring in service. Natural Disaster Reduction / Proc. of Conf. (Ed. by George W. Housner, etc.). ASCE. 1996. 76 pp.
- Knutti R., Furrer R., Tebaldi C., Cermak J. and Meehl G. (2010). Challenges in combining projections from multiple climate models // *J. Clim.* V. 23. P. 2739—2758.
- Knutti R., G.A. Meehl, M.R. Allen and D.A. Stainforth. Constraining climate sensitivity from the seasonal cycle in surface temperature // *J. Clim.* 2006. Vol. 19. P. 4224–4233.
- Kryjov V.N., Park C.-K. Solar modulation of the El-Niño/Southern Oscillation impact on the Northern Hemisphere annular mode // *Geophysical Research Letters*. 2007. 34. L10701. doi:10.1029/2006GL028015.
- Kunkel K.E. et al. Monitoring and understanding trends in extreme storms: State of knowledge. // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2013. Vol. 94. P. 499–514.
- Kusunoki S., Arakawa O. Are CMIP5 models better than CMIP3 models in simulating precipitation over East Asia? // *J. Climate*. 2015. V. 28, N 14. P. 5601–5621.
- Kutiel H., Benaroch Y. North Sea Caspian Pattern (NCP) - an upper level atmospheric teleconnection affecting the eastern Mediterranean: Identification and definition // *Theoretical and Applied Climatology*. 2002. Vol. 71. P. 17–28.
- Lehmann J., Coumou D., Frieler K., Eliseev A.V., Levermann A. Future changes in extratropical storm tracks and baroclinicity under climate change // *Environ. Res. Lett.* 9. 2014. 084002 (8pp). doi:10.1088/1748-9326/9/8/084002.
- Lepparanta M., Myrberg K. *Physical Oceanography of the Baltic Sea*. Springer Science & Business Media. 2009. 408 P.
- Levy I., Dyan U., Mahrer I. A five-year study of coastal recirculation and its effect on air pollutants over the East Mediterranean region // *J. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113. D16121, doi:10.1029/2007JD009529.
- Lindsay, R., Schweiger A. Arctic sea ice thickness loss determined using subsurface, aircraft, and satellite observations // *Cryosphere*. 2015. V. 9. P. 269–283.
- Lindsay R., Wensnahan M., Schweiger A., Zhang J. Evaluation of Seven Different Atmospheric Reanalysis Products in the Arctic // *J. Climate*, 2014, vol.27, p.2588–2606.
- Liston, G.E., and C.A. Hiemstra. The changing cryosphere: Pan-Arctic snow trends (1979–2009) // *Journal of Climate*. 2011. 24. P.5691–5712.
- Liu C., Haines K., Iwi A., Smith D. Comparing the UK Met Office Climate Prediction System DePre-Sys with idealized predictability in the HadCM3 model // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Volume 138. Issue 662. January 2012. 81–90. DOI: 10.1002/qj.904.
- Löptien, U., O. Zolina, S. K. Gulev, M. Latif, and V. Soloviev. Cyclone life cycle characteristics over the Northern Hemisphere in coupled GCMs // *Climate Dyn.* 2008. V. 31. P. 507–532.
- Lund I.A. Map-pattern classification by statistical methods // *J. Appl. Meteorol.* 1963, 2, 56–65
- Ma Y.M., Lyons T. J. Recirculation of coastal urban air pollution under a synoptic scale thermal trough in Perth, Western Australia // *Atmospher. Environ.* 2003. Vol. 37. P. 443–454.
- Manabe S., Bryan K. Climate calculation with combine ocean-atmosphere model // *J. Atmos. Sci.* 1969. V. 26. P. 786–789.
- Marsland S.J., H. Haak, J.H. Jungclaus, M. Latif, and F. Röske. The Max Planck Institute global ocean/sea-ice model with orthogonal curvilinear coordinates // *Ocean. Modell.* 2003. Vol. 5. P. 91–127.
- MCA – Medieval Climate Anomaly. *PAGES news* v.19. N1. 2011.

- Meehl G. A., Covey C., Delworth T. L., Latif M., McAvaney B., Mitchell J. F. B., Stouffer R. J., Taylor K. E. The WCRP CMIP3 multimodel dataset: A new era in climate change research. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2007. V. 88. P. 1383–1394.
- Miller S.T.K., Keim B.D., Talbot R.W., Mao H. Sea breeze: structure, forecasting, and impacts // *Rev. Geophys.* 2003. Vol. 41, № 1. P. 1–31.
- Moss R. H., Babiker M., Brinkman S., Calvo E., Carter T., Edmonds J., Elgizouli I., Emori S., Erda L., Hibbard K., Jones R., Kainuma M., Kelleher J., Lamarque J.F., Manning M., Matthews B., Meehl J., Meyer L., Mitchell J., Nakicenovic N., O'Neill B., Pichs R., Riahi K., Rose S., Runci P., Stouffer R., van Vuuren D., Weyant J., Wilbanks T., van Ypersele J.P., Zurek M. Towards New Scenarios for Analysis of Emissions, Climate Change, Impacts, and Response Strategies. Intergovernmental Panel on Climate Change. Geneva. 2008. 132 pp.
- Moss R.H., Edmonds J.A., Hibbard K.A., Manning M.R., Rose S.K., van Vuuren D.P., Carter T.R., Emori S., Kainuma M., Kram T., Meehl G.A., Mitchell J.F.B., Nakicenovic N., Riahi K., Smith S.J., Stouffer R.J., Thomson A.M., Weyant J.P., Wilbanks T.J. The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*. 2010. Vol. 463. P. 747–756. doi:10.1038/nature08823
- Murphy J.M., et al. Quantification of modelling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations // *Nature*. 2004. Vol. 430. P. 768–772.
- Nakićenović N., J. Alcamo, G. Davis, B. de Vries, J. Fenhann, S. Gaffin, K. Gregory, A. Grübler, T. Y. Jung, T. Kram, E. L. La Rovere, L. Michaelis, S. Mori, T. Morita, W. Pepper, H. Pitcher, L. Price, K. Raihi, A. Roehrl, H.-H. Rogner, A. Sankovski, M. Schlesinger, P. Shukla, S. Smith, R. Swart, S. van Rooijen, N. Victor, Z. Dadi. IPCC Special Report on Emission Scenarios. — Cambridge University Press, United Kingdom and New York, NY, USA, 2000.
- Nankar D.P., Patra A.K., Dole M.U. et al. Atmospheric stagnation, recirculation and ventilation characteristics at Kakrapar atomic power station site // *Ann. of Nuclear Energy*. 2009. Vol. 36. P. 475–480.
- Ogata T., and Coauthors. Projected future changes in the Asian monsoon: A comparison of CMIP3 and CMIP5 model results // *J. Meteor. Soc. Japan*. 2014. V.92. 207–225.
- Pennell C., Reichler T. On the Effective Number of Climate Models // *J. Climate*. 2010. Vol. 24. P. 2358–2367.
- Perovich D. K., S. Gerland, S. Hendricks, W. Meier, M. Nicolaus, and M. Tschudi, 2014: Sea ice. Arctic Report Card 2014. NOAA. [Available online at <http://www.arctic.noaa.gov/report14/>.]
- Peterson, T.C., and al: Report on the Activities of the Working Group on Climate Change Detection and Related Rapporteurs 1998-2001. WMO, Rep. WCDMP-47, WMO-TD 1071, Geneva, Switzerland. 2001. 143pp.
- Peterson T. C. et al. Monitoring and understanding changes in heat waves, cold waves, floods and droughts in the United States: State of knowledge // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2013. Vol. 94. P. 821–834.
- Petoukhov V., V. A. Semenov. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. D21111.
- Philipp A., Bartholy J., Beck C., Erpicum M., Esteban P., Fettweis X., Huth R., James P., Jourdain S., Kreienkamp F., Krennert T., Lykoudis S., Michalides S.C., Pianko-Kluczynska K., Post P., Alvarez D.R., Schiemann R., Spekat A., Tymvios F.S., Cost733cat - a database of weather and circulation type classifications // *Phys Chem Earth (Special Issue)*, 2010, 35, 360–373
- Piani, C., D.J. Frame, D.A. Stainforth, and M.R. Allen. Constraints on climate change from a multi-thousand member ensemble of simulations // *Geophys. Res. Lett.* 2005. Vol. 32. P. L23825, doi:10.1029/2005GL024452.

- Pogoreltsev A.I., Kanukhina A.Yu., Suvorova E.V., Savenkova E.N. Variability of planetary waves as a signature of possible climatic changes // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2009. Vol. 71. P. 1529–1539.
- Raisanen J., Ylhäisi J.S. How Much Should Climate Model Output Be Smoothed in Space? // *Journal of Climate*. 2011. № 3. P. 867–880.
- Randall D.A., R.A. Wood, S. Bony, R. Colman, T. Fichet, J. Fyfe, V. Kattsov, A. Pitman, J. Shukla, J. Srinivasan, R.J. Stouffer, A. Sumi and K.E. Taylor, 2007: Climate Models and Their Evaluation. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2007. P. 589–662.
- Reichler T., Kim J. How well do coupled models simulate today's climate? // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2008. V. 89. P. 303–311.
- Roeckner E., G. Bäuml, L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, I. Kirchner, L. Kornblüeh, E. Manzini, A. Rhodin, U. Schlese, U. Schulzweida, and A. Tompkins. The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part I: Model description. Max Planck Institute for Meteorology Rep. 349. 2003. 127 pp. [available from MPI for Meteorology, Bundesstr. 53, 20146 Hamburg, Germany].
- Rusu E., Rusu L., Soares C.G., Prediction of Extreme Wave Conditions in the Black Sea with Numerical Models. In proceeding of: 9th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, At Victoria, Canada, 2006.
- Santos J.A., Corte-Real J., Leite S.M., Weather regimes and their connection to the winter rainfall in Portugal // *Int. J. Climatol.*, 2005, 25, 33–50.
- Screen J.A., Simmonds I. The Atmospheric Response to Three Decades of Observed Arctic Sea Ice Loss // *Journal of climate*. 2013. V.26. P. 1230–1248.
- Semenov V.A., Latif M. The early twentieth century warming and winter Arctic sea ice // *The Cryosphere*. 2012. V. 6. № 6. P. 1231–1237.
- Semenov V.A., Park W., Latif M. Barents Sea inflow shutdown: A new mechanism for rapid climate changes // *Geophys. Res. Lett.* – 2009. – 36, L14709.
- Semmler, T, Stulic L., Jung T., Tilinina N., Campos C., Gulev S., Koracin and D Seasonal atmospheric responses to reduced Arctic sea ice in an ensemble of coupled model simulations // *Journal of Climate. American Meteorological Society*. 2016 . V. 29. P. 5893–5913.
- Shukla J., et al. Climate model fidelity and projections of climate change // *Geophys. Res. Lett.* 2006. Vol. 33. P. L07702, doi:10.1029/2005GL025579.
- Solman SA, Menendez CG.. Weather regimes in the South American sector and neighbouring oceans during winter // *Climate Dynamics*. 2003. 21: 91–104.
- Song, F., and T. Zhou. Interannual variability of East Asian summer monsoon simulated by CMIP3 and CMIP5 AGCMs: Skill dependence on Indian Ocean–western Pacific anticyclone teleconnection // *J. Climate*. 2014a. V. 27. P. 1679–1697.
- Song, F., and T. Zhou. The climatology and interannual variability of East Asian summer monsoon in CMIP5 coupled models: Does air–sea coupling improve the simulations? // *J. Climate*. 2014b. V. 27. P. 8761–8777.
- Sperber, K. R., H. Annamalai, I.-S. Kang, A. Kitoh, A. Moise, A. G. Turner, B. Wang, and T. Zhou. The Asian summer monsoon: An intercomparison of CMIP5 vs. CMIP3 simulations of the late 20th century // *Climate Dyn*. 2013. V. 41. P. 2711–2744.

- Spren G., Kwok R., Menemenlis D. Trends in Arctic sea ice drift and role of wind forcing: 1992–2009, *Geophys. Res. Lett.* 2011. 38. L19501. doi:10.1029/2011GL048970.
- State and Evolution of the Baltic Sea, 1952-2005: A detailed 50-Year Survey of meteorology and climate, physics, chemistry, biology, and marine environment / Eds.: Feistel R., Nausch G., Wasmund N. John Wiley & Sons: Hoboken. 2008. 703 P.+CD.
- Stahl, K., Moore R.D., McKendry I.G., The role of synoptic-scale circulation in the linkage between large-scale ocean-atmosphere indices and winter surface climate in British Columbia, Canada // *Int. J. Climatol.*, 2006, 26, 541–560.
- Stocker, T. F., and Coauthors. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press. 2013. 1535 pp. [Available online at www.climatechange2013.org/images/report/WG1AR5_ALL_FINAL.pdf]
- Strukov B.S., Zelenko A.A., Resnyansky Yu.D., Martynov S.L., A System of Wind Wave Forecasting in the World Ocean and Seas of Russia. The System's Structure and its Main Constituents. In: *WGNE Blue book, Section 8, Development of and advances in ocean modelling and data assimilation, sea-ice modelling, wave modeling*, 2012a, p.3-4
- Strukov B.S., Zelenko A.A., Resnyansky Yu.D., Martynov S.L., Verification of the Wind Wave Forecasting System for the Black, Azov and Caspian Seas. In: *WGNE Blue book, Section 8, Development of and advances in ocean modelling and data assimilation, sea-ice modelling, wave modeling*, 2012b, 5-6
- Surkova G.V., Arkhipkin V.S., Kislov A.V. Atmospheric circulation and storm events in the Baltic Sea // *Open Geosciences*, 2015, no 1, pp. 332-341.
- SWAN Technical Documentation SWAN Cycle III version 40.51A. Netherlands, Delft University of Technology. 2007. 98 p.
- Taylor K. E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram // *Journal of Geophysical Research*. 2001. April, 16. Vol. 106. N. D7. P. 7183-7192.
- Taylor K. E., Stouffer R. J., Meehl G. A. The CMIP5 experiment design. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2012. V. 93. P. 485–498.
- The Black Sea Environment. The Handbook of Environmental Chemistry, v.5 / Editors: Kostianoy Andrey G., Kosarev Aleksey N., Svitoch A.A., et al. Springer Verlag (Germany) , ISBN 978-3-540-74291-3, 460 c.
- The global risks report 2017. 12th edition. The World Economic Forum within the framework of The Global Competitiveness and Risks Team. Geneva. 2017. 78 P.
- The SWAN team. SWAN user manual. — Delft University of Technology, 2013, www.swan.tudelft.nl
- Ulbrich, U., G. Leckebusch, and J. G. Pinto. Extra-tropical cyclones in the present and future climate: A review // *Theor. Appl. Climatol.* 2009. V. 96. V. 117–131.
- Vihma, T. Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: A review // *Surv. Geophys.* 2014. V. 35. P. 1175–1214.
- Vose R. S. et al. Monitoring and understanding changes in extremes: Extratropical storms, winds, and waves // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2014. Vol. 95 P. 377–386.
- Walsh, J. E. Intensified warming of the Arctic: Causes and impacts on middle latitudes. // *Global Planet. Change*. 2014. V. 117. P. 52–63.
- Wang, X.L., Feng Y., Chan R., Isaac V.. Inter-comparison of extra-tropical cyclone activity in nine reanalysis datasets // *Atmospheric Research*. 2016. Vol. 181. P. 133-153.

Wang X.L., Feng Y., Compo G. P. et al. Is the storminess in the Twentieth Century Re-analysis really inconsistent with observations? A reply to the comment by Krueger et al. // *Climate Dynamics*. February 2014. Vol. 42, Iss. 3–4, pp. 1113–1125.

Wang, X., F. Zwiers, V. Swail, and Y. Feng. Trends and variability of storminess in the Northeast Atlantic region, 1874–2007 // *Climate Dynamics*, 2009, vol. 33 (7). P. 1179–1195.

Wittwer S. H. Food, Climate, and Carbon Dioxide. CRC Press. 1995. 256 p.

WMO: World Meteorological Organization. The Physical Basis of Climate and Climate Modelling. – GARP Publications, 1975, Series No.~16, WMO, Geneva. (Физические основы теории климата и его моделирования / Пер. с англ. под ред. А.С. Мони́на. Л.: Гидрометеиздат, 1977.

Woollings, T., J. M. Gregory, J. G. Pinto, M. Reyers, and D. J. Brayshaw. Response of the North Atlantic storm track to climate change shaped by ocean–atmosphere coupling // *Nat.Geosci.* 2012. V. 5. P. 313–317.

Yarnal B., Synoptic climatology in environmental analysis. Belhaven Press, London, 1993, pp. 195

Zhang, X., et al. Avoiding Inhomogeneity in Percentile-Based Indices of Temperature Extremes.// *J. Climate*. 2005. V. 18. P. 1641-1651.

Zveryaev I. I. Seasonally varying modes in long-term variability of European precipitation during the 20th century // *J. Geophys. Res.* 2006. 111. D21116. doi:10.1029/2005JD006821.