

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ – МИРОВОЙ ЦЕНТР
ДАННЫХ»

На правах рукописи

ЛАВРОВ АЛЕКСАНДР СЕРГЕЕВИЧ

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА МЕТОДАМИ КВАНТИЛЬНОЙ
РЕГРЕССИИ ПО ДАННЫМ СТАНЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Специальность 1.6.18 – Науки об атмосфере и климате

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель
Стерин Александр Маркович
Доктор физико-математических наук,
старший научный сотрудник

Обнинск – 2026

Оглавление

Введение.....	4
Глава 1. Задача уточнения климатических трендов в условиях глобального потепления и роста экстремальности климата.....	17
1.1 Общие сведения	18
1.2 Квантильная регрессия в задачах анализа окружающей природной среды ..	31
1.3 Оценки изменений климата в свободной атмосфере	37
1.4 Заключение по главе.....	52
Глава 2. Данные и методы.....	55
2.1 Используемые данные	55
2.2 Квантильная регрессия.....	58
2.2.1 Алгоритмы оптимизации	63
2.2.2 Доверительные интервалы.....	72
2.2.3 Процесс-диаграмма	76
2.2.4 Анализ трендов метеовеличин с помощью МКР	79
2.2.5 Интерпретация квантильных трендов	81
2.3 Кластеризация	83
2.3.1 Переменные кластеризации.....	84
2.3.2 Параметры кластеризации	85
2.4 Заключение по главе.....	89
Глава 3. Исследование методом квантильной регрессии тенденций изменения приземных температуры и осадков на территории Российской Федерации	91
3.1 Пространственное обобщение расчетных характеристик квантильных трендов	92
3.2 Первая серия расчетов: тренды приземной температуры на территории РФ	94
3.3 Вторая серия расчетов: совместные тренды приземной температуры и сумм осадков на территории РФ	97
3.4 Заключение по главе.....	113

Глава 4. Исследование температурного и ветрового режимов в свободной атмосфере Северного полушария.....	115
4.1 Основные этапы обработки и обобщения распределения температуры и ветра в свободной атмосфере.....	115
4.2 Общая характеристика температурного и ветрового режимов в свободной атмосфере	118
4.3 Исследование долгопериодных тенденций изменения температуры и ветра в свободной атмосфере	124
4.3.1 Температура в тропосфере.....	125
4.3.2 Температура в нижней стратосфере	131
4.3.3 Ветер в свободной атмосфере	137
4.4 Исследование долгопериодных тенденций изменения температуры в свободной атмосфере методом квантильной регрессии	139
4.4.1 Пространственное обобщение квантильных оценок трендов температуры в свободной атмосфере	144
4.5 Заключение по главе.....	153
Заключение	155
Список сокращений	162
Список литературы	163
Приложение А Паттерны квантильных трендов аномалий приземной температуры и осадков 15 кластеров	184

Введение

Актуальность работы

Оценочные доклады Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК), специальные доклады МГЭИК, другие многочисленные результаты и обобщения исследований в области изменений климата подтверждают связь между наблюдаемым ростом средней глобальной температуры, обусловленным преимущественно антропогенным увеличением концентрации парниковых газов в атмосфере, и ростом интенсивности, частоты, пространственных и временных масштабов близких к экстремальным метеорологических и климатических явлений. [Росгидромет, 2022b; IPCC, 2021; IPCC, 2023; WMO, 2024]. Растущее число метеорологических явлений, близких к экстремальным, и серьезность вызванных ими социально-экономических последствий указывают на важность анализа не только средних значений, но и значительно более широкого перечня характеристик распределений метеовеличин, таких, как моменты второго и более высоких порядков, квантили, статистические характеристики т.н. «хвостов» распределений метеовеличин. В свою очередь, в условиях меняющегося климата нужны оценки долгопериодных тенденций изменений характеристик распределений метеовеличин. Между тем традиционно применяемые в климатологии для оценки климатических трендов статистические методы регрессионного анализа, основанные на классическом Методе Наименьших Квадратов (МНК), оценивают лишь долгопериодные тенденции изменений условного матожидания метеовеличин.

Перспективным инструментом более детального, чем МНК регрессия, анализа тенденций изменений свойств распределений является квантильная регрессия – процедура оценки параметров линейной зависимости между объясняющими переменными (предикторами) и заданным уровнем τ ($0 < \tau < 1$) квантиля объясняемой переменной (предиктанта). В отличие от МНК регрессии, метод квантильной регрессии (МКР) является непараметрическим методом и

позволяет получить параметры регрессии для квантилей любых уровней τ от 0 до 1 распределения зависимой переменной. Кроме того, квантильная регрессия значительно менее чувствительна, чем МНК, к выбросам в данных и к возможным нарушениям предположений о характере распределений метеовеличин.

Разность между оценками трендов для пары значений τ , также оцениваемая с помощью МКР, позволяет оценить долгопериодные тенденции изменения изменчивости в любой части распределения метеовеличины. Проведение таких исследований особенно важно для РФ, с учетом большой территории, многообразия климатических процессов, большей, по сравнению со средней, скоростью потепления, особенно в северных регионах, где проявляется полярное усиление, приводящее к изменению характеристик субсезонной изменчивости метеовеличин, включая температуру и суточные суммы осадков.

Важным является также мониторинг состояния свободной атмосферы. Свободная атмосфера (тропосфера, нижняя стратосфера) является одной из важнейших составных частей климатической системы. К числу определенных ГСНК т.н. Существенных климатических переменных (ECV) [WMO, 2016], описывающих состояние климатической системы свободной атмосферы, относятся, в том числе, температура [GCOS, 2016a] и скорость и направление ветра [GCOS, 2016b].

В условиях ограничений информационного обмена существующие в Российской Федерации схемы анализа текущего состояния и изменений климата должны опираться на информационные ресурсы, формируемые, прежде всего, за счет собственных технологий сбора и подготовки информационных продуктов мониторинга климата. В полной мере это относится к мониторингу климата свободной атмосферы.

Цели и задачи диссертационной работы

Целью работы является количественная оценка и качественный анализ изменений вероятностных параметров ключевых климатических показателей в условиях глобального потепления.

Для достижения поставленной цели в работе решаются следующие задачи:

1. детализация климатических трендов приземной температуры воздуха и суточных сумм осадков по стационарным данным на территории Российской Федерации методами квантильной регрессии;
2. многомерный кластерный анализ полученных на основе квантильной регрессии трендов приземной температуры и совместный анализ полученных на основе квантильной регрессии трендов приземной температуры и суточных сумм осадков на территории Российской Федерации;
3. анализ особенностей уменьшения изменчивости субсезонного масштаба приземной температуры воздуха на территории Российской Федерации с применением квантильной регрессии;
4. детализация климатических трендов температуры в свободной атмосфере методом квантильной регрессии;
5. мониторинг и оценка текущих изменений характеристик температуры и ветра в свободной атмосфере на основе глобального массива данных аэрологического зондирования, собираемого во ВНИИГМИ-МЦД. Верификация получаемых результатов оценки климатических изменений температуры свободной атмосферы на основе сопоставления с результатами, независимо получаемыми другими крупными центрами.

Научная новизна

Впервые методами квантильной регрессии осуществлены расчеты квантильных трендов приземной температуры и суточных сумм осадков для более чем 1400 метеостанций на территории России.

По итогам расчетов квантильных трендов, с использованием многомерного кластерного анализа показана возможность выделения географически компактных областей на территории Российской Федерации, для которых сходным образом проявляются:

- детализированные по диапазону уровней квантилей от 0,01 до 0,99 оценки трендов приземной температуры,
- совместно анализируемые детализированные по диапазону уровней квантилей от 0,01 до 0,99 оценки трендов приземной температуры и суточных сумм осадков;

С применением метода квантильной регрессии к анализу стационарных временных рядов приземной температуры подтверждено положение об адвективной природе ослабления внутрисезонной климатической изменчивости вследствие полярного усиления, выдвинутое в работе J. Screen [Screen, 2014] и других публикациях. Впервые с применением квантильной регрессии проанализированы географические и сезонные особенности ослабления внутрисезонной климатической изменчивости приземной температуры для территории Российской Федерации.

Впервые методами квантильной регрессии исследованы особенности трендов температуры в тропосфере и нижней стратосфере Северного полушария в разных частях диапазона уровней квантилей от 0,05 до 0,95;

На основе собираемых и обрабатываемых во ВНИИГМИ-МЦД радиозондовых данных построены и проанализированы климатические ряды аномалий температуры и характеристик ветра в свободной атмосфере. Полученные результаты подтверждают проявление трех важнейших климатических сигналов в свободной атмосфере: усиливающееся потепление в тропосфере, значительное похолодание в нижней стратосфере за период до конца прошлого века и ослабление похолодания в нижней стратосфере в XXI веке.

Теоретическая и практическая значимость работы

Полученные результаты детализированного анализа трендов приземной температуры и осадков методом квантильной регрессии, дающие развернутую картину тенденций изменения характеристик variability климата в разных регионах на территории Российской Федерации, могут быть использованы:

- для уточнения климатического районирования территории РФ с учетом характера проявления и скорости изменения важнейших для приземного климата переменных.

- для учета многолетних тенденций изменения зависящих от квантилей климатических индексов, используемых в выработке решений по адаптации к изменениям климата и в прикладной климатологии (социальное планирование, здравоохранение, строительство, производство, транспорт, жилищно-коммунальное хозяйство, и др.).

Результаты мониторинга и анализа режимов температуры и ветра в свободной атмосфере используются:

- для подготовки соответствующих разделов в ежегодном «Докладе об особенностях климата на территории Российской Федерации», издаваемом Росгидрометом.

- для учета параметров климата свободной атмосферы в задачах конструирования и эксплуатации летательных аппаратов, в задачах проектирования объектов энергетики.

Исследования, отраженные в диссертации, были проведены в рамках темы 3.2 плана научно-исследовательских и технологических работ (НИТР) Росгидромета по направлению «Мониторинг глобального климата, климата РФ и ее регионов. Развитие методов и технологий мониторинга, специализированных баз климатических данных. Исследование климатической изменчивости на масштабах от внутрисезонного до нескольких десятилетий и основных ее факторов».

Методология и методы исследования

Для решения сформулированных в диссертационной работе задач использованы методы статистической обработки данных, их пространственного и временного обобщения, оценки климатических трендов, полученных как

традиционными методами регрессионного анализа, так и методами квантильной регрессии, кластерный анализ, методы статистической графики и визуализации данных.

Положения, выносимые на защиту

1. В условиях глобального потепления численные оценки трендов приземной температуры и сумм осадков на территории России, полученные с применением квантильной регрессии, неравномерны по диапазону уровней квантилей. Численные оценки трендов температуры в свободной атмосфере Северного полушария, полученные с применением квантильной регрессии, также неравномерны по диапазону уровней квантилей.

2. С использованием многомерного кластерного анализа возможно выделение географически компактных областей на территории Российской Федерации, для которых сходным образом проявляются детализированные по диапазону уровней квантилей от 0,01 до 0,99 оценки трендов приземной температуры и суточных сумм осадков;

3. С помощью метода квантильной регрессии подтверждено положение об адвективной природе ослабления внутрисезонной климатической изменчивости вследствие полярного усиления. На территории Российской Федерации ослабление внутрисезонной изменчивости приземной температуры воздуха в большей степени проявляется в высоких широтах и в холодные периоды года.

4. Оценки состояния и тенденций изменения температурного режима в свободной атмосфере, полученные на основе собираемых во ВНИИГМИ-МЦД радиозондовых данных, подтверждают проявление трех важнейших климатических сигналов для температуры в свободной атмосфере, а именно: усиливающегося потепления в тропосфере, значительного похолодания в нижней стратосфере, продолжавшегося до окончания 90-х годов прошлого века, значительного ослабления похолодания в нижней стратосфере с начала XXI столетия, – и хорошо согласуются с известными в литературе оценками на основе

данных других типов и других независимо формируемых информационных продуктов.

Степень достоверности результатов

Обоснованность научных положений и выводов, приведенных в диссертационной работе, обусловлена обработкой и обобщением большого объема аэрологических данных и приземных метеорологических данных Единого государственного фонда данных, прошедших дополнительный контроль качества, и корректным использованием современных статистических методов анализа данных, прежде всего квантильной регрессии и кластерного анализа. Достоверность полученных результатов пространственного и временного обобщения температуры в свободной атмосфере и соответствующих результатов ее мониторинга подтверждена их сравнением с имеющимися в мировой литературе аналогичными рядами спутниковых наблюдений и массивов реанализов, а также сравнением с рядами, получаемыми в других центрах на основе других методик обобщения радиозондовых данных.

Использование результатов диссертации

При подготовке разделов Ежегодных докладов Росгидромета об особенностях климата на территории РФ используются результаты оценки текущего состояния и тенденций изменения температуры и ветра в свободной атмосфере. Решением Центральной методической комиссии по гидрометеорологическим и гелиофизическим прогнозам от 14 марта 2019 г. методика «Климатический мониторинг ветрового режима в свободной атмосфере» рекомендована к внедрению в качестве основной в ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД».

Апробация результатов

Результаты диссертационной работы были представлены на научно-практической конференции «Современные информационные технологии в гидрометеорологии и смежных с ней областях» в 2017 году (Обнинск, Россия), на

всероссийской конференции «Проблемы военно-прикладной геофизики и контроля состояния природной среды» в 2018 году (Санкт-Петербург, Россия), на международных конференциях и школах молодых ученых по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды ENVIROMIS в 2018 и 2022 годах (Томск, Россия), на международных молодежных школах и конференциях по вычислительно-информационным технологиям для наук об окружающей среде CITES в 2021 и 2023 годах (Москва, Россия), на всероссийских конференциях «Изменение климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования» в 2019 и 2023 годах (Москва, Россия), на международной онлайн-конференции «Климатические и погодные экстремальные явления: данные, анализ и воздействие» в 2020 году (Томск, Россия), на научно-технической конференции «Моделирование параметров атмосферы при применении систем вооружения» в 2020 и 2022 годах (Королев, Россия), на всероссийской научной конференции «Мониторинг состояния и загрязнения окружающей среды: приземный климат, загрязняющие и климатически активные вещества» в 2023 году (Москва, Россия), на международной конференции к 70-летию Геофизического центра РАН и 300-летию РАН «Наука о данных, геоинформатика и системный анализ в изучении Земли» в 2024 г (Суздаль, Россия).

Публикации

По теме диссертации опубликовано 25 работ, в том числе 7 статей в журналах, рекомендованных Высшей аттестационной комиссией (ВАК), имеются 13 публикаций в материалах конференций.

Личный вклад автора

Все результаты, составляющие основное содержание диссертационной работы, получены автором лично или при его непосредственном участии в соавторстве с научным руководителем работы доктором физико-математических наук Стериным Александром Марковичем и кандидатом физико-математических наук Хохловой Анной Владимировной. Автором лично выполнено детальное

исследование климатических трендов метеопараметров с помощью метода квантильной регрессии, который позволяет оценить тенденции изменения метеовеличин (в частности, температуры, сумм осадков) во всем диапазоне квантилей значений метеовеличин от 0 до 1, в том числе значений, близких к экстремальным, лично выполнены кластеризация рассчитанных детализированных по диапазону значений квантилей климатических трендов приземной температуры и совместно рассчитанных климатических трендов приземной температуры и суточных сумм осадков, подбор гиперпараметров кластеризации. Автор принимал активное участие в разработке методики мониторинга ветра в свободной атмосфере. Анализ особенностей температуры и ветра в свободной атмосфере, в том числе, подготовка данных, табличного и графического материала, расчеты, написание соответствующих разделов ежегодного Доклада Росгидромета об особенностях климата на территории Российской Федерации выполняются автором лично в рамках работ по мониторингу температуры и скорости ветра в свободной атмосфере.

Автором выполнены сопоставление и анализ климатических характеристик, полученных из разных источников, в том числе, по реанализам нескольких климатических центров. Автор принимал непосредственное участие в написании статей и в представлении научных докладов, в том числе в качестве докладчика.

Благодарности

Автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю д.ф.-м.н. А.М. Стерину за постоянное внимание к работе и всестороннюю поддержку на всех этапах исследования. Автор благодарит коллег из ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» и лично к.ф.-м. н. А.В. Хохлову, к.г.н. Н.Н. Коршунову, д.г.н. Б.Г. Шерстюкова за обсуждение хода и результатов работы, сотрудников ФГБУ «ГГО им. А.И. Воейкова» и лично к.ф.-м.н. Р.В. Бекряева за детальное рассмотрение работы, неоценимые конструктивные замечания и рекомендации по ее доработке, сотрудников ФГБУ «Гидрометцентр России» д.ф.-м.н. А.В. Муравьева, к.г.н. И.А. Куликову, д.г.н. В.М. Хан, к.г.н. Е.Н. Круглову за замечания и живое обсуждение результатов работы.

Структура работы

Первая глава носит обзорный характер. Отмечается, что в условиях глобального потепления климата и роста частоты экстремальных явлений при климатологическом анализе следует рассматривать особенности плотностей распределений метеовеличин, не ограничиваясь анализом только средних значений и стандартных отклонений. Обосновывается необходимость проводить детальное исследование изменений моментов третьего и четвертого порядка распределений, квантилей распределений, использовать методы непараметрической статистики, приводятся соответствующие ссылки на применяемые в климатологии методы математической статистики. Одним из статистических методов оценки состояния и изменений всего распределения переменных, в частности, при анализе климатических трендов является квантильная регрессия. Проводится обзор публикаций по применению квантильной регрессии в метеорологии.

Проводится обзор публикаций, в которых механизм уменьшения внутрисезонной изменчивости приземной температуры холодных сезонов умеренных и высоких широт Северного полушария объясняется особенностями адвективных процессов переноса тепла в меридиональном направлении вследствие полярного усиления [Screen, 2014; Blackport, Fyfe, 2024; Siew et.al., 2026]. Проявления этого механизма исследуются в ряде приведенных публикаций, в том числе с применением метода квантильной регрессии.

Приводится история развития исследований тенденций изменения температуры в свободной атмосфере и их зависимости от имевшихся видов наблюдений, длин имевшихся рядов, способов и алгоритмов обработки данных. Совместное использование нескольких независимых источников наблюдений и независимых методик обработки данных способствует взаимному выявлению неточностей методического характера и улучшению степени сходства оценок важных климатических сигналов в атмосфере.

Вторая глава посвящена использованным в работе данным и методам.

Дается краткое описание данных для исследования трендов приземной температуры и осадков на территории России, и температуры и ветра в свободной атмосфере, собираемых во ВНИИГМИ-МЦД. Дается список иных использованных независимых источников данных радиозондирования, спутникового зондирования и реанализов.

Дается описание метода квантильной регрессии и свойств получаемых на основе этого метода детализированных оценок климатических трендов. Приводится описание методов оптимизации квантильной регрессионной задачи и определения доверительных интервалов коэффициентов регрессии. Приводится описание метода кластеризации, используемого для пространственного обобщения результатов квантильной регрессии. Обосновывается выбор гиперпараметров алгоритма кластеризации.

Третья глава посвящена исследованию долгопериодных тенденций изменения приземных температуры и осадков на территории Российской Федерации методами квантильной регрессии и многомерного кластерного анализа.

Исследуются результаты двух серий расчетов:

- анализ квантильных трендов аномалий минимальной, максимальной и средней суточной температуры;
- совместный анализ квантильных трендов аномалий максимальной суточной температуры и сумм осадков.

Исследуются особенности пространственного распределения квантильных трендов по всему диапазону уровней квантилей от 0,01 до 0,99 на территории России.

В обеих сериях расчетов с использованием кластерного анализа показана возможность выделения на территории Российской Федерации географически компактных областей со схожим проявлением квантильных трендов. При этом

информация о географическом расположении пунктов наблюдений не используется.

Приводятся полученные с использованием квантильной регрессии результаты для территории Российской Федерации, подтверждающие положения об адвективной природе уменьшения внутрисезонной изменчивости температуры вследствие полярного усиления.

Четвертая глава посвящена мониторингу и исследованию температурного и ветрового режимов в свободной атмосфере Северного полушария, выполняемому во ВНИИГМИ-МЦД с использованием глобального массива радиозондовых данных.

Проводится анализ тенденций изменения температуры в свободной атмосфере методом квантильной регрессии, обнаруживающих неравномерный характер изменения температуры в разных частях распределения (низких и высоких температур). Проводится сравнение квантильных оценок трендов температуры в атмосфере с оценками, полученными традиционными методами МНК регрессии.

Материалы главы подтверждают воспроизводимость используемой схемой мониторинга на основе массива радиозондовых данных следующих важнейших для температуры в свободной атмосфере климатических сигналов:

- усиливающегося потепления в тропосфере,
- значительного похолодания в нижней стратосфере, продолжавшегося до окончания 90-х годов прошлого века,
- значительного ослабления похолодания в нижней стратосфере с начала XXI столетия.

Приводятся результаты мониторинга характеристик ветрового режима и оценки долгопериодных тенденций изменения ветрового режима в свободной атмосфере над территорией Российской Федерации.

В Приложении приводится описание особенностей паттернов квантильных трендов аномалий приземной температуры и осадков для всех 15 кластеров, анализ которых содержался в Главе 3.

Глава 1. Задача уточнения климатических трендов в условиях глобального потепления и роста экстремальности климата

Данная глава носит обзорный характер. В ней кратко упоминаются вызовы, связанные с продолжающимися процессами потепления климата и роста частоты и интенсивности экстремальных явлений. Отмечается, что при анализе статистик экстремальных явлений следует рассматривать особенности плотностей распределений метеовеличин, не ограничиваясь анализом только средних значений и стандартных отклонений. Обосновывается необходимость проводить детальное исследование изменений моментов третьего и четвертого порядка распределений, квантилей распределений, использовать методы непараметрической статистики, приводятся соответствующие ссылки на применяемые в климатологии методы математической статистики [Рожков, 2001; Von Storch, Zwiers, 1999; Wilks, 2019].

Дается краткое описание результатов анализа изменений свойств распределений температуры приземного воздуха, включая анализ изменений моментов порядка выше второго. Отмечается, что для оценки климатических трендов в условиях продолжающегося потепления и роста экстремальности климата представляется важным использование не только оценок тенденций изменений средних значений переменных, основанных на традиционном аппарате регрессионного анализа – методе наименьших квадратов (МНК). Одним из статистических методов оценки долгопериодных изменений всего распределения переменных является квантильная регрессия. В данной главе приводятся примеры использования квантильной регрессии в климатологии, прежде всего, для детализации климатических трендов по диапазону уровней квантилей от нуля до единицы.

Проводится обзор публикаций, в которых механизм уменьшения внутрисезонной изменчивости приземной температуры холодных сезонов умеренных и высоких широт Северного полушария объясняется особенностями адвективных процессов переноса тепла в меридиональном направлении в

результате полярного усиления. При этих процессах оценки климатических трендов приземной температуры, получаемые на основе квантильной регрессии, различны по диапазону уровней квантилей.

Часть материала главы посвящена обзору результатов исследований текущего состояния и долгопериодных тенденций температуры в свободной атмосфере. Обсуждаются проблемы, связанные с воспроизведением температуры в тропосфере и в нижней стратосфере основных климатических сигналов для свободной атмосферы:

- продолжающегося потепления в тропосфере,
- похолодания в нижней стратосфере, наблюдавшегося с начала инструментальных наблюдений за температурой в свободной атмосфере, до конца XX века,
- замедления похолодания в нижней стратосфере на рубеже XX и XXI веков, и практически полного прекращения похолодания в нижней стратосфере в XXI веке.

1.1 Общие сведения

Шестой оценочный доклад (ОД-6) Межправительственной группы экспертов по изменению климата МГЭИК [IPCC, 2021], рассматривая проблему роста частоты и интенсивности экстремальных явлений и опираясь на более точные, чем в предыдущих материалах МГЭИК, данные наблюдений и результаты моделирования климатических изменений, отмечает, что антропогенное изменение климата уже влияет на многие метеорологические и климатические экстремальные события во всех регионах Земного шара.

Как в различных материалах МГЭИК [МГЭИК, 2012; Folland, Karl, Vinnikov, 1990; IPCC, 2012; IPCC, 2013; IPCC, 2021], так и в многочисленных научных публикациях (например [Рожков, 2001; Von Storch, Zwiers, 1999; Wilks, 2019]) подчеркивается важность детального исследования свойств широкого перечня характеристик плотности вероятности метеовеличин, таких, как моменты высоких

порядков, квантили, статистические характеристики т.н. «хвостов» распределений [Katz, Brown, 1992; Kircher, Proistosescu, Srivier, 2025; Tamarin-Brodsky et. al., 2022], важные как с точки зрения анализа близких к экстремальным значений метеовеличин, так и анализа воздействия таких значений на природные и социальные системы.

В литературе по климатическим рискам часто проводят отдельно рассмотрение т.н. факторов климатического воздействия (Climate Impact Drivers - CID), и индексов экстремальности климата (экстремальных условий климата).

Факторы климатического воздействия (в ряде изданий называемые индексами влияния) – это особые физические климатические условия, такие как экстремальная жара или обильные осадки, которые напрямую влияют на человеческое общество и экосистемы.

Индексы экстремальности климата – это показатели, которые количественно описывают отклонения климата от нормальных условий и частоту, интенсивность и продолжительность экстремальных явлений.

Факторы климатического воздействия и индексы экстремальных условий – это численно оцениваемые показатели, количественно характеризующие эти условия и позволяющие оценить их интенсивность, частоту и изменения с течением времени. Величины этих обоих типов индексов имеют решающее значение для понимания климатических рисков.

Совместной группой экспертов Комиссий по климатологии, морской метеорологии ВМО и КЛИВАР по обнаружению и индексам изменения климата (ETCCDI, <http://www.clivar.org/organization/etccdi/etccdi.php>) был выработан базовый перечень описательных индексов экстремумов, насчитывающий 16 индексов для экстремумов приземной температуры воздуха: TN – минимальной суточной и TX – максимальной суточной температур. Для суточных сумм осадков R в базовом перечне используются 11 индексов. При этом в расчетах индексов ETCCDI рассматривается базовый период наблюдений 1961-1990 гг. Особенности

индексов экстремумов температуры указанного перечня ETCCDI обсуждается, например, в статье Е.Н. Кругловой с соавторами [Круглова и др., 2019].

Большое количество индексов для оценки климатических воздействий для конкретных отраслей экономики СССР, а в настоящее время - для экономики России, разрабатывалось и использовалось для методических и нормативных материалов [Кобышева, Ключева и др. 2017; Кобышева, Стадник и др., 2022]. Многие из них использованы в государственных и отраслевых стандартах [Кобышева, 2008].

Факторы климатического воздействия (индексы влияния) для Российской Федерации достаточно подробно рассматриваются в монографии Н.В. Кобышевой с соавторами [Кобышева, Акентьева, Галюк, 2015]. В приложениях к указанной монографии они классифицированы по проблемам и задачам пользователей, по отраслям. Там же приводится перечень ссылок на официальные документы, использующие индексы, в том числе на различные ГОСТы, и на источники получения индексов, в том числе научно-прикладной справочник «Климат России» [Разуваев, Булыгина и др. 2020].

При анализе статистик экстремальных явлений и построении различных климатических индексов, включая индексы экстремальности и факторы климатического воздействия, оказывается важным детально рассматривать особенности плотностей распределений метеовеличин. Необходимость анализа характеристик вариабельности климата, в том числе дисперсий, подчеркивалась в ряде публиковавшихся еще в конце XX века исследований. Например, в [Katz, Brown, 1992] на основе статистических выкладок и анализа результатов обработки модельных наборов данных детально исследовался характер реакции частоты и интенсивности экстремальных величин на изменения таких характеристик климата, как средние значения и дисперсия величин. Выкладки в этой статье сопровождались анализом реакций экстремально высоких температур на изменения средних и внутримесячных стандартных отклонений значений температуры.

Оценка влияния изменения климата на изменения частоты, интенсивности и продолжительности экстремальных температур в прошлом, настоящем и будущем остается ключевой задачей для климатологии.

Многие современные исследования изменений климата обращают внимание на важность детального исследования свойств широкого перечня характеристик плотности вероятности приземной температуры и температуры в свободной атмосфере, таких, как моменты высоких порядков, квантили, статистические характеристики т.н. «хвостов» распределений температуры, и их изменений в масштабах нескольких десятилетий, для решения этой задачи.

Отмечается, что хотя климатические модели убедительно подтверждают прогнозируемое повышение средней температуры поверхности из-за антропогенного потепления, изменения характеристик изменчивости температуры более высокого порядка, чем второй, важные для статистики экстремальных температур, которые находятся в «хвостах» функций плотности вероятности, менее исследованы и менее предсказуемы (например [Tamarin-Brodsky, Hodges et.al., 2019; Tamarin-Brodsky, Hodges et.al., 2020; Tamarin-Brodsky et.al., 2022]).

В работе [Kircher, Proistosescu, Sriver, 2025] подчеркивается, что в условиях глобального потепления и роста числа экстремальных явлений наблюдаемые распределения приземной температуры воздуха не являются гауссовыми. Поэтому для определения частоты экстремальных температурных явлений необходимы моменты, выходящие за рамки дисперсии. В указанной работе авторы разрабатывают и испытывают простую кинематическую модель изменчивости температуры атмосферы в средних широтах, основанную на симметричной адвекции из несимметричного фонового температурного профиля. Затем эта модель используется для вывода аналитических выражений для моментов более высокого порядка распределения температуры. Результаты показывают, что ненулевые асимметрия и эксцесс возникают из-за нелинейности усредненного по времени меридионального температурного профиля.

При оценке климатических трендов температуры, в том числе в условиях отклонений ее плотностей распределений от гауссовых, существенным фактором являются различия трендов в различных частях диапазона возможных значений температуры. На это исследователи обратили внимание еще в конце 80-х – в 90-е годы прошлого века, рассматривая отрицательные тренды изменения т.н. Суточного Размаха Температуры CPT (DTR – diurnal temperature range). Суть явления состояла в обнаруженной асимметрии - превышении скорости роста минимальных суточных температур над скоростью роста максимальных суточных температур. Явление было детально описано, в том числе в [Easterling et.al., 1997; Hansen, Sato, Ruedy, 1995; Karl et.al., 1993].

В качестве объяснения явления уменьшения CPT в приведенных выше, а также в других многочисленных публикациях, отмечается, что облака в сочетании со вторичными демпфирующими эффектами от влажности почвы и осадков могут снизить CPT на 25–50% по сравнению с ясными днями над большей частью суши. Облака при этом значительно снижают CPT, резко уменьшая приходящее в дневное время солнечное излучение на поверхность, в то время как влажная почва снижает CPT, увеличивая дневное испарительное охлаждение поверхности. В то же время атмосферный водяной пар повышает как ночные, так и дневные температуры, и при этом оказывает незначительное влияние на CPT.

Результаты более детальных исследований связей CPT и таких характеристик, как облачность, влажность на поверхности суши, влагосодержание в пятисантиметровом слое почвы, осадки, скорость ветра и ее меридиональная составляющая, выполненных для отдельных географических регионов Земного шара, содержатся в ряде работ, в том числе [Dai, Trenberth, Karl, 1999].

В работе [Sun, 2019] содержатся оценки скорости изменения CPT на территории Восточной Азии не только с региональной детализацией, но и с удлинением рассматриваемого периода наблюдений: выбран общий период наблюдений за период начиная с 1901 года по 2018 год, и при этом обращается внимание на изменение знака тренда CPT начиная примерно с 1950 года. А именно:

если с начала 50-х годов прошлого века до окончания всего периода исследования на территории Восточной Азии наблюдался отрицательный тренд, по абсолютной величине превышавший глобальный и полушарный отрицательные тренды СРТ за этот же период, что может быть объяснено интенсивной урбанизацией Восточной Азии, то в предшествующий период с начала XX века до 1950-х годов наблюдался, напротив, положительный тренд СРТ, за счет более быстрого повышения максимальной суточной температуры, чем скорость повышения минимальной суточной температуры.

Анализ долгопериодных изменений СРТ является частным случаем задачи анализа долгопериодных изменений субсезонной изменчивости приземной температуры. Различия численных значений трендов приземной температуры, проявляющиеся не только в долгопериодных тенденциях изменения/уменьшения СРТ в эпоху глобального потепления, служат основой для интерпретации многих важнейших процессов в климатической системе.

К числу важнейших процессов в климатической системе следует отнести полярное усиление. Причины и особенности процесса полярного усиления изложены в большом количестве публикаций, в том числе в [Алексеев, 2015; Алексеев и др., 2016]. В упомянутых публикациях, как и во множестве других, отмечается главенствующая роль меридионального переноса тепла к полюсу как определяющего механизма полярного усиления. Количественные оценки полярного усиления содержатся в публикациях как отечественных авторов (например, [Бекряев, 2022]), так и в многочисленных международных и зарубежных публикациях.

Следует отметить, что в основополагающей работе 2014 года Screen J.A. [Screen, 2014] рассматриваются возможные механизмы уменьшения внутрисезонной изменчивости приземной температуры воздуха для средних и высоких широт Северного полушария за счет влияния арктического усиления – более быстрого потепления Арктики по сравнению с со скоростью потепления в более низких широтах. Отмечается, что арктическое усиление наблюдается во все

сезоны, кроме летнего, и наиболее выражено в осенний сезон. В качестве основного из возможных механизмов влияния арктического усиления, рассматривается более быстрое нагревание холодных арктических масс воздуха, поступающих в меридиональном направлении с севера на юг, чем нагревание теплых масс воздуха, перемещающихся в противоположном направлении с юга на север. Таким образом, в более холодные дни, которым соответствуют значения, более близкие к левому хвосту распределения температуры, тренды потепления оказываются выше, чем тренды потепления в более теплые дни, которым соответствуют значения, более близкие к правому хвосту распределения.

Другие гипотезы, упомянутые в статье [Screen, 2014] связывающие арктическое усиление с уменьшением субсезонной изменчивости температуры и увеличением числа экстремальных погодных явлений, предполагают динамические изменения в атмосферной циркуляции [Cohen et.al., 2012; Francis, Vavrus, 2012; Liu et.al., 2012; Overland, Wood, Wang, 2011; Tang et.al., 2013], которые трудно обнаружить в современных наблюдениях [Barnes, 2013; Screen, Simmons, 2013] и крайне неопределенны в будущем [Barnes, Polvani, 2013; Cattiaux, Cassou, 2013].

В отличие от неопределенностей, связанных с изменениями атмосферной циркуляции, снижение субсезонной изменчивости температуры средних и высоких широт Северного полушария в холодные сезоны, в соответствии с предложенным в [Screen, 2014] механизмом, обнаружимо в данных наблюдений и проявляется весьма устойчиво в результатах моделирования климата XXI века.

В статье [Screen, 2014] отмечается, что в начале XXI века положительные зонально-осредненные температурные аномалии стали особенно заметны по всей средне- и высокоширотной части Северного полушария, и при этом их частота и амплитуда заметно увеличиваются по величине с увеличением широты. Так, линейный тренд температуры холодного периода в 1979-2013 гг. составляет $0,86\text{ }^{\circ}\text{C}$ за десятилетие на широтах $70\text{-}80^{\circ}$ с.ш., и лишь $0,30\text{ }^{\circ}\text{C}$ за десятилетие на широтах $30\text{-}40^{\circ}$ с.ш. Одновременно с арктическим усилением, зонально осредненная

дисперсия осенних суточных температурных аномалий уменьшилась, как при оценках по реанализам, так и по стационарным наблюдениям.

Выводы статьи [Screen, 2014] свидетельствуют о том, что адвекция холодного воздуха с севера является ключевым фактором холодных осенних дней в умеренных и высоких широтах Северного полушария. Связанные с этим вторжения сухого полярного воздуха также могут способствовать ясному небу и усилению длинноволнового охлаждения. И наоборот, чрезвычайно теплые осенние дни преимущественно совпадают с южными, юго-восточными или юго-западными ветрами и, следовательно, с адвекцией теплого воздуха с низких широт.

Как было отмечено в статье [Screen, 2014], наблюдаемая субсезонная изменчивость температуры в средних и высоких широтах Северного полушария уменьшается в последние десятилетия. Прогнозируется, что это снижение продолжится в будущем. Историческое уменьшение было наибольшим осенью, когда наблюдаемое арктическое усиление было наиболее выраженным, но модельные эксперименты прогнозируют будущее уменьшение изменчивости температуры в средних и высоких широтах во все сезоны, кроме лета. Вопреки недавним предположениям о том, что ослабление температурного градиента с севера на юг приведет к увеличению холодных экстремумов, утверждается, что арктическое усиление фактически приводит к уменьшению субсезонной изменчивости температуры, преимущественно из-за значительно меньшего количества (или менее суровых) относительно холодных дней по сравнению с меньшим увеличением количества (или суровости) относительно теплых дней. Эти изменения в изменчивости температуры будут иметь важные последствия для социальных, экологических и физических систем в средних и высоких широтах Северного полушария.

В уже упомянутых выше статьях [Tamarin-Brodsky, Hodges et.al., 2019; Tamarin-Brodsky, Hodges et.al., 2020; Tamarin-Brodsky et.al., 2022] гипотеза несимметричной природы адвективного меридионального переноса получила дальнейшее развитие и формализацию, и была подтверждена [Kircher, Proistosescu,

Sriver, 2025] модельными расчетами тенденций изменения моментов распределений высоких порядков.

В некоторых последовавших после 2014 года статьях, в развитие гипотезы об адвективной природе асимметрии трендов приземной температуры содержатся результаты детализации особенностей трендов для различных частей диапазона квантилей.

Так, статья [Rhines, McKinnon et.al., 2017] исходя из представлений о влиянии адвективных меридиональных переносов тепла и холода на североамериканский континент в зимний сезон на уменьшение внутрисезонной изменчивости температуры, демонстрирует различия численных оценок и пространственного распределения трендов температуры для наиболее холодных и наиболее теплых дней. При этом для вычисления трендов для различных уровней квантилей (различных процентилей) используется квантильная регрессия, а для пространственной интерполяции оценок трендов и получения пространственных полей используется алгоритм сплайновой регрессии на основе «тонкой пластины» (thin-plate spline regression). Указанная процедура позволяет выявить особенности пространственного распределения трендов отдельных сезонов года, оценивая при этом степень неопределенности оценок с учетом пространственной ковариации и неравномерной плотности станций.

Показано, что для территории Северной Америки имеют место значительные сезонные различия в проявлениях потепления в разных частях диапазона уровней квантилей. При том, что летние тренды демонстрируют значительное потепление по всей территории с незначительной зависимостью от квантилей, пространственное распределение весенних и осенних трендов имеет дипольную структуру. В весенний сезон тренды наиболее теплых дней (соответствующих уровню квантилей 0,95) положительны на юге США и на территории Мексики, и наоборот, отрицательны на севере США и на территории Канады. Для осеннего сезона картина пространственного распределения трендов температур наиболее теплых дней противоположна картине для весеннего сезона, а именно:

значительное потепление самых теплых дней на территории Канады, и выраженное похолодание на юго-востоке США.

Для зимнего же сезона, демонстрирующего наиболее сильное, по сравнению с другими сезонами, потепление, уменьшение изменчивости в основном обусловлено потеплением наиболее холодных дней, скорость которого превышает тренд для медианного значения примерно в 4 раза. При этом дипольная пространственная структура зимних трендов для высоких уровней квантилей (уровней квантилей 0,95, т.е. соответствующих наиболее теплым зимним дням) проявляется в похолодании на горных территориях запада и в потеплении на юго-востоке США.

Идентичные расчеты с использованием реанализов ERA-Interim и NCEP-2 дают согласованные оценки квантильных трендов для зимы (хотя и не для всех других сезонов). Это позволяет предположить, что реанализы могут надежно описывать процессы адвективного переноса тепла. Все полученные результаты согласуются с тем, что усиленное Арктикой потепление наиболее сильно проявляется в зимний сезон и определяется более быстрым ростом наиболее холодных температур.

В работе [Giesse, Notz, Baehr, 2024] авторы, в развитие вышеописанных результатов, на основе расчетов пяти больших ансамблей моделей земной системы из 6-й фазы проекта сравнения совместных моделей океан-атмосфера CMIP6, исследуют ежедневные температуры приземного воздуха (ТПВ) в Арктике в условиях глобального потепления, обобщая изменения средней температуры, характеристики изменчивости, сезонность и экстремальные значения. Анализ полученных с помощью моделей численных оценок в статье [Giesse, Notz, Baehr, 2024] показывает, что распределение ежедневных значений ТПВ в Арктике существенно меняется: средние температуры в Арктике отличаются от доиндустриальных уровней в 84% и 97% дней при глобальном потеплении на 1,5 и 2°C соответственно, и практически в 100% дней при глобальном потеплении на 3°C.

Этот сдвиг в основном обусловлен быстрым повышением средней температуры в результате арктического усиления и усугубляется уменьшением изменчивости ежедневных значений ТПВ в Арктике примерно на 8,5% на каждый градус глобального потепления. Изменения средней температуры и изменчивости более выражены в холодные сезоны, чем летом, что приводит к ослаблению и смещению сезонного цикла ТПВ в Арктике. Кроме того, интенсивность и частота теплых и холодных экстремальных явлений изменяются в различной степени. Для наиболее жарких дней температура повышается незначительно, а для наиболее холодных — со скоростью, в 4–5 раз превышающей среднюю скорость глобального потепления, что делает экстремальные похолодания в Арктике редкими явлениями.

Изменения местной температуры поверхности океана варьируются в зависимости от региона Арктики, и наиболее значительны в районах, где происходит потеря морского льда. Выводы статьи [Giesse, Notz, Baehr, 2024] подчеркивают повышенную чувствительность Арктики к глобальному потеплению и указывают на острую необходимость ограничения глобального потепления для смягчения его воздействия на человеческие и природные системы.

В работе [Blackport, Fyfe, Screen, 2021] подчеркивается, что более ранние исследования, основанные на наблюдениях до 2014 года, показали общее снижение субсезонной изменчивости температуры над внетропическими районами Северного полушария. Однако эти изменения были ограничены конкретными регионами и сезонами, имели ограниченную статистическую значимость, и еще не давали убедительных аргументов в пользу антропогенного характера причин этих изменений. В указанной работе авторы, используя актуальные наблюдения и моделирование климата, демонстрируют, что в последнее время над внетропическими территориями Северного полушария проявился «отпечаток пальца» антропогенных воздействий в виде изменений субсезонной изменчивости. Характерные признаки этих изменений включают снижение изменчивости температуры воздуха над поверхностью земли в высоких северных широтах осенью, распространяющееся также на средние широты зимой.

Используя большие ансамбли экспериментов с моделями, авторы данной работы связывают снижение субсезонной изменчивости температуры, в первую очередь, с увеличением концентрации парниковых газов, вызванным деятельностью человека, при этом показывая, что антропогенные аэрозоли играют второстепенную роль. Результаты статьи показывают, что влияние человеческой деятельности теперь обнаруживается в общеполушарной межсуточной изменчивости температуры, и это стимулирует исследования воздействия снижения изменчивости температуры на социальные и экологические системы.

В работе [Blackport, Fyfe, 2024] исследуются особенности влияния глобального потепления на частоту и динамику экстремально низких температур холодного периода на территории Северной Америки. Показано, что температура экстремально холодных эпизодов в Северной Америке с 1980 года повышалась со значительно большей скоростью, чем повышалась средняя зимняя температура. Это усиленное потепление связано как с уменьшением дисперсии, так и с изменениями высших моментов распределения значений температур, что подтверждается анализом как данных наблюдений, так и результатами, выдаваемыми климатическими моделями. В работе обнаружено, что изменения в изменчивости температуры легче обнаружить (т.е. она имеет более высокое отношение сигнал/шум) в наблюдениях по сравнению с изменениями средних зимних температур. Вероятно, это связано с тем, что изменения изменчивости обусловлены арктическим усилением, которое чрезвычайно устойчиво в наблюдаемых тенденциях за последние 40 лет.

В указанной работе в качестве основного используется аппарат квантильной регрессии. Расчеты на основе данных наблюдений проводятся для двух уровней квантилей: 0,02 и 0,98. Расчеты с использованием квантильной регрессии для значений температуры, соответствующих квантилям уровня 0,02, показывают для территории Северной Америки скорость потепления в холодный сезон, значительно превышающую скорость увеличения средних и медианных значений, в то время как аналогичные расчеты для значений температуры, соответствующих

квантилям уровня 0,98 (т.е. наиболее теплым зимним дням), демонстрируют значимо меньшую скорость потепления, чем у средних и медианных значений на севере североамериканского континента, и практически совпадающую со скоростью средних и медианных значений на большей части территории США. Аналогичные расчеты, но выполненные на основе результатов климатического моделирования, демонстрируют асимметрию трендов для высоких и низких уровней квантилей, схожую с результатами расчетов на основе данных наблюдений.

Недавняя работа [Siew et.al., 2026] подтверждает, с использованием результатов расчетов на основе данных наблюдений и результатов моделирования, положение о том, что снижение суточной изменчивости температуры в средних и высоких широтах в холодный сезон является устойчивым вынужденным ответом на антропогенное глобальное потепление. Авторы приводят собственные результаты и дополнительные ссылки на источники, подтверждающие, что снижение изменчивости температуры происходит из-за потери морского льда в Арктике и потепления поверхности Арктики, которое ослабляет меридиональный температурный градиент. Следовательно, холодные дни в средних широтах, контролируемые адвекцией воздуха из Арктики, нагреваются быстрее, чем жаркие дни, контролируемые адвекцией воздуха с юга, что приводит к сужению суточной изменчивости температуры в средних широтах в течение холодного сезона. Авторы используют традиционный метод идентификации по «отпечаткам пальцев» для демонстрации того, что наблюдаемое снижение отражает вынужденный сигнал.

В указанной работе используются также методы обнаружения вынужденных сигналов, основанные на гребневой регрессии и на инструментах машинного обучения. Результаты подтверждают, что снижение межсуточной изменчивости температуры в средних и высоких широтах за последние несколько десятилетий в значительной степени обусловлено антропогенным воздействием.

1.2 Квантильная регрессия в задачах анализа окружающей природной среды

Квантильная регрессия – процедура оценки параметров линейной зависимости между объясняющими переменными (предикторами) и заданным уровнем τ квантилем объясняемой переменной (предиктанта). В отличие от обычно используемого для решения задач регрессии метода наименьших квадратов (МНК), метод квантильной регрессии (МКР) является непараметрическим методом и позволяет получить больше информации, а именно: можно получить параметры регрессии для квантилей любых уровней τ от 0 до 1 распределения зависимой переменной. Кроме того, такая модель регрессии значительно менее чувствительна к выбросам в данных и к нарушениям предположений о характере распределений.

Пусть Y – случайная переменная с функцией распределения вероятностей $F(y) = Prob(Y \leq y)$. Тогда квантилем уровня τ , где $0 < \tau < 1$, будет являться наименьшая величина Y , удовлетворяющая условию $F(y) \geq \tau$:

$$Q(\tau) = \inf \{y: F(y) \geq \tau\}. \quad (1)$$

С учетом того, что имеется набор n наблюдений по переменной Y , традиционная эмпирическая функция распределения определяется по формуле:

$$F_n(y) = \sum_{i=1}^n I(Y_i \leq y), \quad (2)$$

где $I(Y_i \leq y)$ - индикаторная функция, который дает значение 1, если аргумент принимает значение ПРАВДА, и 0, если ЛОЖЬ.

Соответствующий заданному τ эмпирический квантиль определяется по следующей формуле:

$$Q_n(\tau) = \inf \{y: F_n(y) \geq \tau\}. \quad (3)$$

Эквивалентна запись нахождения квантиля в виде задачи оптимизации:

$$Q_n(\tau) = \operatorname{argmin}_y \{ \sum_{i: Y_i \geq y} \tau |Y_i - y| + \sum_{i: Y_i < y} (1 - \tau) |Y_i - y| \} = \operatorname{argmin}_y \{ \sum_i \rho_\tau(Y_i - y) \}, \quad (4)$$

где

$$\rho_\tau(u) = u(\tau - I(u < 0)) \quad (5)$$

функция, по-разному взвешивающая положительные и отрицательные значения $Y_i - y$.

Квантильная регрессия расширяет данную задачу нахождения квантиля, позволяя учитывать зависимость предиктанта Y от предикторов X .

Пусть условные квантили заданных значений переменной Y линейно зависят от вектора объясняющих переменных (предикторов) X :

$$Q(\tau|X = X_i) = X_i^T \beta(\tau), \quad (6)$$

где $\beta(\tau)$ – это вектор коэффициентов, соответствующих квантилю уровня τ . Тогда задача условной минимизации выглядит следующим образом:

$$\hat{\beta}_n = \operatorname{argmin}_{\beta(\tau)} \{\sum_i \rho_\tau(Y_i - X_i^T \beta(\tau))\}. \quad (7)$$

Данная задача решается с помощью модифицированного симплекс-метода.

Для задач оценки состояния и изменений природной среды вполне распространённой является ситуация, когда имеет место статистическая зависимость соответствующих конкретным τ квантилей некоторой характеристики природной среды (предиктанта) от изменений переменных, выполняющих роль предикторов. С учетом широкого применения в климатологии индексов, расчеты которых проводятся с использованием квантилей, могут быть поставлены задачи расчетов условных, зависящих от предикторов, климатических индексов для произвольных τ . Для решения таких задач целесообразно, как и для ряда других задач анализа гидрометеорологических данных, использовать метод квантильной регрессии (МКР).

Приведенные на рисунке 1.а графики демонстрируют различия между значениями температуры, превышающей соответствующую $\tau = 0,9$ квантиль, без учета наличия климатического тренда, и с учетом его наличия (X определяет порядковый номер отсчета во временном ряду). Состав наблюдений, для которых выполняется условие $Y > X^T \beta(0,9)$, без учета наличия тренда и с учетом его наличия, различен (рисунок 1.б).

Также, метод квантильной регрессии может быть применен к анализу трендов метеовеличин для произвольных уровней квантилей, если в качестве предиктора использовать характеристику временного отсчета измерения метеовеличины.

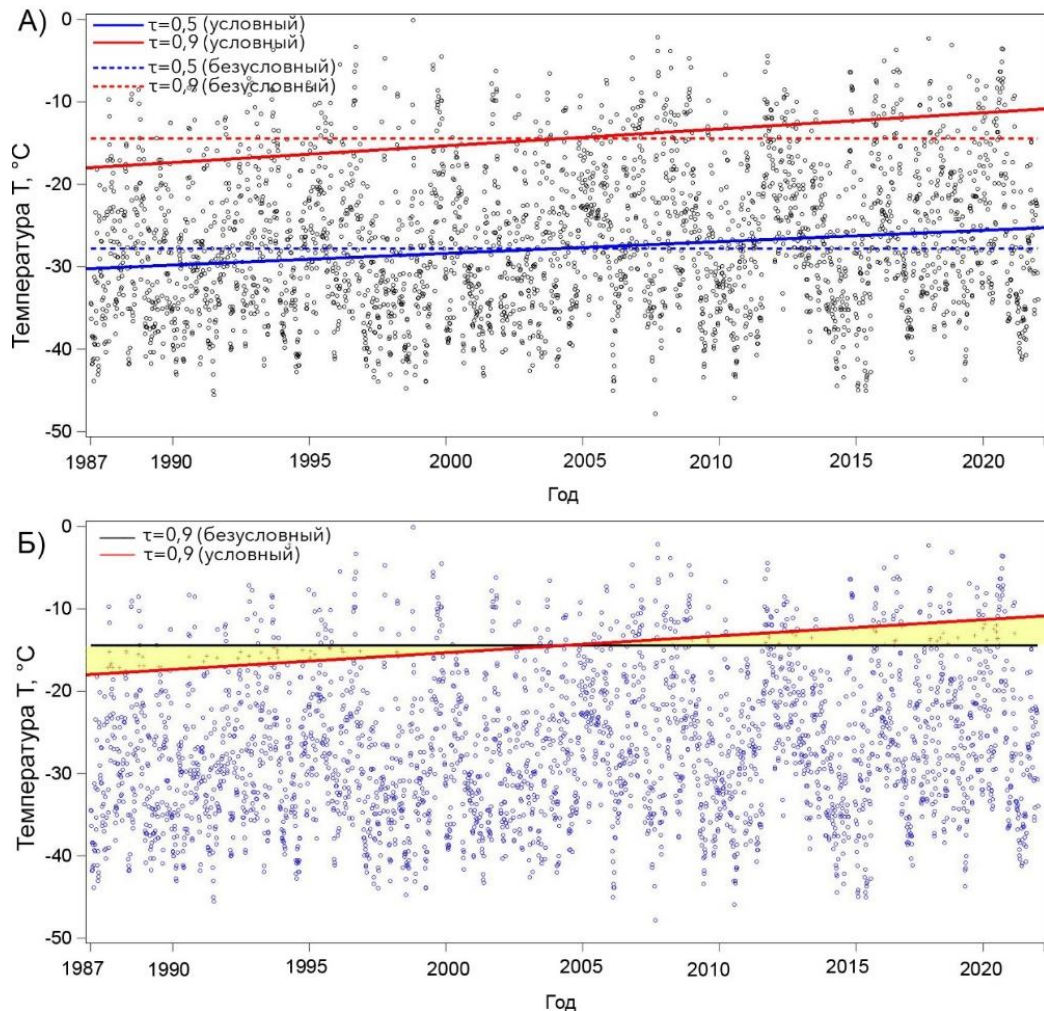


Рисунок 1 – Оценка значений для квантилей метеовеличины, соответствующих $\tau = 0,5$ (медиана) и $\tau = 0,90$ для минимальных суточных температур приземного воздуха на метеостанции Сеяха, Ямало-Ненецкий автономный округ (индекс ВМО 20967, координатный номер 7027260):

- а) Без учета линейного тренда (пунктир) и с учетом линейного тренда (сплошная линия) для $\tau=0,50$ (синий цвет) и $\tau=0,90$ (красный цвет)
- в) Различия состава значений, превышающих 0,90 квантиль, с учетом и без учета климатического тренда (залитый желтым сектор)

Квантильная регрессия была первоначально предложена в 1978 году Роджером Конкером и Гилбертом Бассетом [Koenker, Bassett, 1978] в качестве альтернативы методу наименьших квадратов, и подробно в монографии описана Р.

Конкером в [Koenker, 2005]. При этом основная идея квантильной регрессии восходит к работам Рудера Бошковича в XVIII веке, которые были продолжены Пьером-Симоном Лапласом и Фрэнсисом Эджвортом в XIX веке, однако из-за вычислительной сложности квантильной регрессии этот метод был заново открыт, разработан и применен только с появлением линейного программирования и с ростом вычислительной мощности в XX веке.

Квантильная регрессия обладает рядом преимуществ по сравнению с методом наименьших квадратов. В то время как обычный МНК в задачах регрессии предполагает, что значения ошибок являются независимыми, нормально распределенными и гомоскедастичными, квантильная регрессия не требует этих ограничительных предположений. Поскольку квантильная регрессия оценивает квантили условного распределения, а не среднее значение, она более устойчива к выбросам, чем МНК.

Квантильная регрессия получила широкое распространение в решении ряда практических задач, в том числе задач эконометрии, финансовой сферы, социологии, психологии, биометрии.

В науках об окружающей природной среде квантильная регрессия также получает широкое применение. Пример использования квантильной регрессии в метеорологии приводился еще в классической монографии 2005 года Р. Конкера [Koenker, 2005]. Там рассматривалась задача прогноза максимальной суточной температуры жаркого сезона в Мельбурне в зависимости от значения этой же величины для предыдущего дня. Продемонстрировано, что если для низких температур предыдущего дня условная плотность распределения температур последующего дня одномодальна, то для высоких температур предыдущего дня условная плотность температур последующего дня становится бимодальной, с двумя максимумами: один соответствует примерно температуре предыдущего дня, а второй находится примерно на среднем значении температуры.

Впервые в метеорологической литературе метод квантильной регрессии был представлен в работе [Bremnes, 2004], в которой он использовался для

прогнозирования осадков. На сегодняшний день в метеорологической литературе метод квантильной регрессии представлен работами, которые, по предложенной классификации в [Tareghian, 2012], могут быть отнесены к одной из трех категорий направленности:

- анализ климатических трендов;
- анализ связей, в том числе нелинейных, между переменными;
- прогноз будущих изменений.

Ряд результатов по применению метода квантильной регрессии к анализу климатических трендов температуры, характеризующих проявления полярного усиления, был рассмотрен выше в п.1.1.

К работам по анализу климатических трендов методом квантильной регрессии могут быть, в частности, отнесены работы диссертанта, подходы и результаты которых будут рассмотрены в последующих главах, а также ранее публиковавшиеся работы с участием научного руководителя диссертанта [Стерин, Тимофеев, 2016; Тимофеев, Стерин, 2010].

В большинстве работ этого направления использования квантильной регрессии в метеорологии рассматриваются тренды значений температуры и тренды значений осадков. Так, тренды значений температуры на основе МКР рассматриваются в работе [Gao, Franzke, 2017], где на основе данных наблюдений проводится детальный пространственно-временной анализ изменений экстремальных температур на территории Китая. Было выявлено увеличение минимальной суточной температуры при низких уровнях квантилей и уменьшение при больших. В работе [Lee, Baek, Cho, 2013] детальный анализ изменений экстремальных температур на основе наблюдаемых данных с использованием МКР проводится для территории Республики Корея.

В работе [Haugen, Stein et.al., 2018] на основе квантильной регрессии проводится анализ изменений распределений температуры с использованием большого ансамбля результатов моделирования.

Тренды на основе квантильной регрессии для значений осадков, близких к экстремальным, рассматриваются в большом количестве публикаций. В работах [Abbas et.al., 2019, Xuan et.al., 2017] с помощью метода квантильной регрессии было установлено неравномерное изменение количества осадков при больших и малых квантильных уровнях в двух регионах: в районе водосборного бассейна реки Ди в Уэльсе, и в административной зоне Пекина. В районе реки Ди был обнаружен рост высоких значений осадков и уменьшение низких значений осадков, а в другом регионе – в административной зоне Пекина, – для всего диапазона квантилей обнаружены отрицательные тенденции изменения количества осадков, причем показано, что высокие значения осадков уменьшаются гораздо быстрее низких.

В работе [Bhikhari, Nirajan, 2020] исследовались тенденции изменения годовых суточных и месячных максимальных осадков на континентальной части территории США, и было установлено, что на фоне наблюдаемой высокой пространственной изменчивости оценок квантильных трендов, тренды по диапазону квантилей распределяются неравномерно, а именно: значения осадков при больших уровнях квантилей растут быстрее, чем при малых.

В работе [Lausier, Shaleen, 2018] были исследованы осадки в районе бассейнов 405 рек и обнаружены различия в тенденции изменения высоких и низких значений осадков, различные для разных регионов земного шара. В работе [Oguc, 2021] были исследованы максимальные годовые осадки продолжительностью меньше часа в районе Мраморного моря, и были отмечены различия в тенденциях изменения высоких и низких значений осадков.

К работам, где метод квантильной регрессии используется для анализа связей между переменными, могут быть отнесены результаты оценки связи экстремальных осадков с температурой [Wasko, Sharma, 2014].

К работам, где метод квантильной регрессии используется для прогнозных расчетов, может быть отнесена статья [Ben Bouallegue, 2016], посвященная статистическому постпроцессингу в схемах ансамблевых прогнозов солнечной радиации. В работе [Bentzien, Friederichs, 2012] МКР использован для

постпроцессинга в схемах прогноза осадков. В работе [Nielsen, Madsen, Nielsen, 2006] МКР применен для прогнозных вероятностных расчетов в ветроэнергетике.

В работе [Yang, Li, Xu, 2017] рассмотрены некоторые методические аспекты и результаты анализа и прогноза изменений индексов экстремальности температуры с применением квантильной регрессии на основе данных проекта CMIP 5.

Квантильная регрессия применялась для оценки изменений площади распространения арктических и антарктических льдов [Tareghian, Rasmussen, 2013].

В работе [Meng, Xiong et.al., 2019] многомерная квантильная регрессия применялась для оценки влияния температурных характеристик на энергопотребление в строительной отрасли.

В работе [Jagger, Elsner, 2009] с помощью квантильной регрессии проводилось моделирование интенсивности тропических циклонов.

Результаты перечисленных работ показывают, что тенденции изменения метеовеличин различаются в разных частях распределений их значений, и МКР дает развернутую по диапазону τ от 0 до 1, более полную картину этих изменений по сравнению с МНК-регрессией.

Возможности использования квантильной регрессии в метеорологии и гидрологии широки, однако для территории Российской Федерации она практически не применялась. Она также не применялась в отечественных и зарубежных источниках для анализа метеовеличин в свободной атмосфере, прежде всего, для анализа температуры в тропосфере и нижней стратосфере.

1.3 Оценки изменений климата в свободной атмосфере

Свободная атмосфера (тропосфера, нижняя стратосфера) является одной из важнейших компонент климатической системы. Анализ и мониторинг метеовеличин в свободной атмосфере чрезвычайно важен для понимания процессов изменения климата земного шара.

Для анализа и мониторинга климатических изменений в части таких Существенных климатических переменных (ECV), как температура воздуха в свободной атмосфере [GCOS, 2016a], скорость и направление ветра в свободной атмосфере [GCOS, 2016b] в качестве основных используются три источника данных об этих метеорологических параметрах:

- данные радиозондирования;
- данные спутникового зондирования;
- данные проектов реанализа.

Метод радиозондирования впервые был разработан в СССР профессором П.А. Молчановым в 1930 году. В настоящее время он применяется метеорологическими службами практически всех стран. Запускаемый радиозонд снабжен датчиками температуры, давления, влажности. В настоящее время в мире функционирует глобальная сеть аэрологических станций, которые в стандартные сроки 00 и 12 UTC проводят измерения вертикального распределения температуры, влажности, геопотенциальной высоты, направления и скорости ветра, а также давления воздуха на высотах до 30-40 км. Определение направления и скорости ветра может осуществляться как радиолокационным методом, так и радионавигационным, с помощью систем позиционирования ГЛОНАСС/GPS. Радионавигационные зонды совместимы с мобильными платформами. Сеть радиозондовых данных с разной степенью густоты покрывает все материки земного шара, дополнительно проводятся радиозондовые наблюдения с мобильных платформ (прежде всего, с судов).

Данные радиозондовых наблюдений, в первую очередь, предназначены для использования в оперативных схемах прогноза погоды, а не для анализа и мониторинга климата. Вызванные этими особенностями частые изменения приборов и методик наблюдений негативно сказываются на возможностях их использования в целях решения климатологических задач.

Достоинством радиозондовых данных являются более длинные, чем по спутниковым данным, ряды наблюдений, и хорошее вертикальное разрешение профилей метеовеличин (в частности, профилей температуры). Один из крупнейших массивов радиозондовых данных – Интегрированный глобальный архив радиозондовых данных (IGRA) содержит данные с 2800 исторических аэрологических станций, имевших разные периоды функционирования. Массив в настоящее время регулярно пополняется данными примерно с 800 станций [Durre, Vose, Wuertz, 2006].

Недостатком радиозондовых данных о свободной атмосфере является неравномерное освещение наблюдениями территории Земли, когда большая часть станций находится в умеренных широтах Северного полушария, но при этом недостаточно освещенными оказываются большие территории в тропиках, в Южном полушарии, и над океанами.

Данные радиозондовых наблюдений через глобальную систему телесвязи (ГСТ) передаются в различные центры, где производится их обработка, в том числе, усвоение в моделях прогноза в прогностических центрах, накопление и создание многолетних наборов данных для климатических исследований и мониторинга климата и для обслуживания данными потребителей. Одним из таких центров сбора радиозондовых данных с глобальной сети наблюдений, накопления и формирования наборов данных для климатических исследований и обслуживания потребителей является ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД».

Данные зондирования атмосферы с искусственных спутников Земли поступают от приборов микроволнового зондирования. Микроволновые зонды способны получать вертикальные температурные профили атмосферы, измеряя тепловое излучение от молекул кислорода на разных частотах. В настоящее время можно отметить три поколения микроволновых зондирующих устройств: MSU (Microwave Sounding Unit), AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit) и ATMS (Advanced Technology Microwave Sounder). Данные устройств MSU были основными источниками спутниковых температурных профилей с конца 1978 года

по начало 2000-х годов. Последний прибор MSU на борту спутника NOAA-14, прекратил надежную работу в 2005 году. AMSU начали работать в 1998 году и работают до настоящего времени. 28 октября 2011 года был запущен первый ATMS [Zou et.al., 2013]. Результаты обработки спутниковых наблюдений в виде рядов температуры слоев атмосферы для различных широтных зон земного шара доступны в сети Интернет.

Массивы реанализов формируются в различных крупных климатических центрах. Основная идея реанализа основана на методе, применяемом в центрах численного прогнозирования погоды, при котором прогноз модели объединяется с новыми результатами наблюдений таким образом, чтобы получить наилучшее соответствие как прогнозу, так и наблюдениям, с учетом известных погрешностей в обоих случаях. Но, в то время как схема усвоения оперативных данных систем численного прогнозирования погоды регулярно обновляется и совершенствуется, в реанализах схема усвоения данных «зафиксирована» с целью сохранения однородности данных за длительные периоды времени. Так, например, современный реанализ ERA5 использует CY41R2 версию европейской системы численного прогнозирования погоды, датируемую 2016 годом [Hersbach et.al., 2020], а JRA-3Q – версию японской системы, датируемую 2018 годом [Kosaka et.al., 2024]. Применение современной фиксированной схемы усвоения данных к наблюдениям, полученным ранее, повышает качество реанализа и позволяет продлить реанализ в прошлое. Так, ERA5 и JRA-3Q содержат данные, начиная с 1940 и 1947 года соответственно.

Современные глобальные реанализы предоставляют поля различных метеорологических характеристик высокого пространственного разрешения (вплоть до $0,25^\circ \times 0,25^\circ$) для всего Земного шара на более чем сотне поверхностей по высоте (вплоть до 0,01 гПа), с часовой или 6-часовой периодичностью. Выходные продукты реанализа не являются эмпирическими данными, так как генерируются моделями четырехмерного усвоения наблюдений в схемах общей циркуляции, которые вносят собственные искажения в получаемые данные.

Влияние имеющихся в реанализах искажений на необходимые для анализа экстремальных явлений характеристики оценивалось в ряде работ.

Все три названные источника метеорологических данных о свободной атмосфере страдают от временных неоднородностей. Причиной временных неоднородностей радиозондовых наблюдений являются смены типов зондов и датчиков наблюдений, алгоритмов обработки, неравномерное освещение всех уровней по вертикали. Причиной неоднородностей спутниковых наблюдений является то, что за весь период их использования в полете находились различные спутники, имеющие неодинаковую калибровку, поэтому для создания рядов данных требуется тщательная взаимная калибровка данных разных спутников. Проекты реанализа в числе входных используют радиозондовые и спутниковые данные в качестве исходных наблюдений, поэтому они наследуют проблемы неоднородностей, присущие радиозондовым и спутниковым данным.

Представления о трендах температуры в свободной атмосфере формировались на основе имевшихся видов наблюдений, с учетом длин имевшихся рядов, способов и алгоритмов обработки данных. История эволюции этих представлений частично описана в ряде публикаций, например в [Thorne, Lanzante et. al., 2011].

Ранние оценки наблюдаемых тенденций изменений температуры в свободной атмосфере были основаны на данных радиозондовых наблюдений и датируются началом 60-х годов прошлого столетия. Первые оценки, которые были получены Angell J.K. и Korshover J. с использованием данных 63 станций радиозондирования [Angell, Korshover, 1975], продемонстрировали потепление в тропосфере. По мере удлинения рядов данных радиозондирования оценки трендов температуры в тропосфере и в нижней стратосфере уточнялись. Так, для тропосферы в период с 1958 по 1987 годы отмечалось повышение температуры примерно на 0,3 К в тропосферном слое 850–300 гПа. В слое 100–50 гПа (нижняя стратосфера) наблюдалось похолодание [Angell, 1988]. Эти оценки были

подготовлены для доступа в Интернет в виде рядов аномалий температуры для широтных зон, обоих полушарий и Земного шара в целом.

Еще во второй половине 1960-х годов Manabe S. и Wetherald R.T., проводя эксперименты на существовавших в то время моделях общей циркуляции, показали в своей пионерской работе 1967 года [Manabe, Wetherald, 1967], что с увеличением концентрации CO₂ в свободной атмосфере будут происходить противоположные по знаку изменения температуры, а именно: потепление в тропосфере будет сопровождаться похолоданием в нижней стратосфере. В их же работе 1975 года [Manabe, Wetherald, 1975] на основе моделирования было показано, что при увеличении концентрации CO₂ потепление в верхней тропосфере тропической зоны будет более значительным, чем потепление у поверхности земли (т.н. «тропосферное усиление» сигнала потепления). Позднее Manabe S. возвращался к вопросу о роли двуокиси углерода в процессах изменения климата [Manabe, 1983].

В 1990 году, обработав накопленные начиная с 1978 года данные микроволнового зондирования атмосферы с ИСЗ, Spencer R.W. и Christy J.R. из Университета Алабамы в Хантсвилле (УАН) представили первые оценки, основанные на полученных рядах спутниковых данных, в журнале Science [Spencer, Christy, 1990]. Они сделали два основных заявления: во-первых, что «с помощью спутников возможно получать точные долгосрочные измерения глобальной температуры»; и, во-вторых, что «в рядах температуры в тропосфере на основе спутниковых данных за 1979–1988 годы не удалось обнаружить никаких сколь-нибудь значимых положительных трендов, что, в свою очередь, убедительно свидетельствует о незначительности, или даже об отсутствии глобального потепления».

Статья с «выводом об отсутствии глобального потепления» в журнале Science вызвала пристальное внимание не только в научных кругах, но и в более широкой аудитории, и положила начало пониманию необходимости тщательно разбираться с данными, используемыми для подобных выводов. Отмечалось, в

качестве одного из возражений выводам статьи в Science, что десятилетний период наблюдений недостаточен для оценок долгопериодных трендов.

Вышедший в 1990 году Первый оценочный доклад МГЭИК [Folland, Karl, Vinnikov, 1990] отмечал «отличное соответствие» между рядами изменений приземной температуры, температуры тропосферы на основе радиозондовых данных и на основе спутниковых данных MSU за период 1979-1988 гг., опираясь при этом на высокие положительные коэффициенты корреляции и низкие среднеквадратические значения разностей между рядами. В этом же докладе МГЭИК 1990 года отмечалась «широкая степень согласия между наблюдениями и результатами моделирования температурных изменений в атмосфере», при том, что различия в основном касались лишь оценок высоты, на которой тропосферное потепление сменяется стратосферным похолоданием.

В начале 90-х годов прошлого столетия появились варианты рядов температуры в атмосфере [Oort, 1983; Oort, Liu, 1993], основанных на более широком комплекте данных радиозондовых станций, чем основанные на данных 63 станций ряды Angell J.K. Появилось понимание необходимости выявления временных неоднородностей в рядах температуры атмосферы, вызванных, в том числе, изменениями расположения пунктов радиозондовых наблюдений, приборов и программ радиозондовых наблюдений, для чего были сформированы и проанализированы массивы метаданных, включающие истории станций радиозондирования.

В свою очередь, в начале 90-х годов XX века начали выявляться и устраняться проблемы, связанные с неоднородностями в рядах данных MSU, в том числе неоднородностями, связанными с дрейфом показаний датчиков времени на последовательно запускавшихся спутниках NOAA.

Вышедший в 1995 году Второй оценочный доклад МГЭИК [Nicholls, Gruza et. al., 1996] концентрировал внимание на необходимости иметь ряды более длительных наблюдений для обнаружения сигналов, свидетельствующих об антропогенном характере воздействий на глобальный климат, и отличимых от

«шума», вызванного естественной изменчивостью климата. Соответственно, роль оценок на основе радиозондовых данных возрастала.

Во второй половине 90-х годов прошлого столетия были предприняты значительные шаги в обработке и анализе радиозондовых данных. Проект CARDS (Comprehensive Aerological Reference Dataset) позволил создать объединенный глобальный массив радиозондовых данных на основе практически всех основных существовавших источников [Eskridge, Alduchov, Chernykh et.al., 1995; Wallis, 1998], причем данные CARDS, значительно превосходящие по пространственному и временному охвату радиозондовых наблюдений ранее существовавшие массивы, проходили процедуру комплексного многокомпонентного контроля.

Во ВНИИГМИ-МЦД на основе данных CARDS глобальной сети радиозондирования были рассчитаны набор месячных статистик для каждой из аэрологических станций, и набор месячных статистик в узлах регулярной широтно-долготной сетки [Sterin, Eskridge, 1998]. Ранее, в начале 90-х годов, во ВНИИГМИ-МЦД на основе существовавших массивов радиозондовых данных и поступающих из глобальной системы телесвязи сообщений о текущих результатах радиозондирования был создан массив АЭРОСТАБ радиозондовых данных по глобальной сети станций, по полноте и качеству данных сопоставимый с массивом CARDS (текущая версия массива ВНИИГМИ-МЦД – архив АЭРОСТАС) [Руденкова, 2010].

При создании глобальных массивов радиозондовых данных значительное внимание уделялось подготовке массивов метаданных, включавших как основные сведения о пунктах радиозондирования, так и истории проведения наблюдений на каждой станции, включающие информацию о смене приборов наблюдений.

Число версий рядов на основе спутниковых данных микроволнового зондирования, подготавливаемых в Университете Алабамы в Хантсвилле (УАН), к концу 90-х годов достигло четырех. Параллельно с этим появились независимо созданные компанией RSS (Remote Sensing Systems) по собственной оригинальной методике обработки данных спутникового микроволнового зондирования ряды

[Wentz, Schabel, 1998], при анализе которых, в отличие от рядов UAH, отмечалось тропосферное потепление, значительно более схожее с оценками на основе радиозондовых данных, данных температуры у земной поверхности, и с результатами, демонстрируемыми моделями климата.

Период первого десятилетия XXI столетия отличался результативными усилиями в части понимания причин изменений температуры в свободной атмосфере и в части понимания и устранения расхождений в оценках скорости этих процессов на основе различных источников данных.

Так, были получены существенные результаты по гомогенизации рядов температуры на основе радиозондовых наблюдений, что позволило создать новые информационные продукты на основе радиозондовых массивов RATPAC [Free, Seidel, Angell et.al., 2005], HadAT [Thorne, Parker et.al., 2005]. С соблюдением преемственности по отношению к глобальному массиву радиозондовых данных CARDS, был создан глобальный массив IGRA (Integrated Global Radiosonde Archive), отличительной чертой которого стало ежесуточное пополнение данными глобальной сети радиозондирования [Durre, Vose, Wuertz, 2006]. Пополнение массива IGRA на ежесуточной основе и свободный доступ к нему продолжают в настоящее время [Durre et. al., 2018].

В первое десятилетие XXI столетия продолжился процесс улучшения версий рядов температуры на основе спутниковых данных. Так, версия рядов UAH 5.0 была создана с использованием объединения наблюдений приборов MSU и AMSU, [Christy, Spencer et. al., 2003].

За период начиная с последних лет первого десятилетия XXI столетия и предшествующий выпуску ОД-6 МГЭИК, произошли значительные уточнения характеристик климата свободной атмосферы, которые были отражены в ОД-6 МГЭИК. Были обновлены оценки возможностей использования данных радиозондирования в результате подготовки массивов Венского университета (RAOBCORE и RICH [Haimberger, 2007; Haimberger, Tavolato, Sperca, 2008;

Haimberger, Tavolato, Sperca, 2012]) и новый набор данных Государственного университета Нью-Йорка UAHRD [Zou, Qian, 2016].

Вышли новые версии продуктов AMSU от Университета Алабамы в Хантсвилле (UAHv6.0 [Spencer, Christy, Braswell, 2017]) и Remote Sensing Systems (RSSv4.0 [Mears, Wentz, 2017]). Эти обновления привели к улучшению степени соответствия между рядами UAH и RSS для аномалий температуры в нижнем слое стратосферы. В частности, переход на UAHv6.0 решил в значительной мере проблемы однородности рядов температуры UAH, выявленные ранее, хотя остаточные отличия рядов UAH от рядов других источников сохранялись [Christy, Spencer et. al., 2018].

Новые оценки температуры свободной атмосферы стали доступны благодаря продуктам обработки результатов наблюдений проектов радиозатмения (RO - radio occultation) [Angerer et. al., 2017; Khaykin, Funatsu et. al., 2017] и атмосферного инфракрасного зондирования (AIRS) [Chahine, 2006], которые появились в начале 2000-х годов. По мере накопления результатов RO и AIRS за период более десяти лет, для таких рядов стало возможным проводить сопоставление с рядами на основе ранее существовавших источников и корректировки других массивов, в частности, массивов на основе спутниковых данных, использующих AMSU [Chen, Zou, 2014]. Сравнение данных RO с данными радиозондов Vaisala RS90/92 и данными опорной аэрологической сети GCOS [Dirksen, Sommer et. al., 2014] показало очень хорошее соответствие между глобальными средними годовыми значениями температур в верхней тропосфере и нижней стратосфере обоих источников, при различиях менее $0,2^{\circ}\text{C}$.

В период, предшествующий выпуску ОД-6 МГЭИК, появился ряд результатов, уточняющих особенности процессов изменения температуры в свободной атмосфере. Соответствующие публикации отражают сформировавшееся современное состояние вопроса.

Так, в работе 2013 г Mitchell D.M. с соавторами [Mitchell, Thorne, et. al., 2013], возвращаясь к спорному вопросу о расхождениях трендов температуры верхней

тропосферы в тропической зоне на основе наблюдений и на основе моделирования, исследуют большое количество вариантов наблюдаемых данных, в том числе прошедших гомогенизацию, как для приземной температуры, так и для температуры тропосферы на основе радиозондирования. В свою очередь, в качестве результатов моделирования используются оценки трендов на основе моделирования, проведенного в рамках проекта CMIP 5. Показано, что для периода с 1979 по 2008 год тренды температуры в тропиках не согласуются с наблюдениями по всему слою тропосферы, и это, в первую очередь, обусловлено неточностями моделирования трендов температуры для земной поверхности. Это расхождение существенно уменьшается, если рассматривать только модели атмосферы, а не совместные модели «океан-атмосфера». С использованием этих подходов показано, что в пределах неопределенности оценок трендов, диапазон значений температурных трендов, охватывающий интервал 5–95 перцентилей их всевозможных значений, определяемых как моделями, учитывающими атмосферу и океан, так и моделями, учитывающими только атмосферу, согласуется с анализируемыми наблюдениями на всех уровнях, кроме самого верхнего тропосферного слоя (примерно 150 гПа). Показано, что при этом модели с высоким горизонтальным разрешением (разрешением 0,5 на 0,5 градусов и выше) показывают особенно хорошие результаты. Помимо проблемы недостаточного разрешения модели, в работе предполагается, что это остающееся расхождение может быть обусловлено недостаточным представлением влияния стратосферного озона или сохраняющейся неопределенностью наблюдений.

В работе 2017 г Suárez-Gutiérrez L. с соавторами [Suárez-Gutiérrez, Li et. al., 2017] было проведено сопоставление существовавших оценок трендов температуры в атмосфере на основе радиозондирования, с результатами моделирования проекта сопоставления моделей CMIP5 и с результатами большого ансамбля Института Макса Планка (100 реализаций). При рассмотрении различных вариантов 15- и 30-летних трендов среднегодовых моделированных и наблюдаемых температур было отмечено, что большинство наблюдаемых трендов

попадают в пределы разброса ансамблей для большей части данных, а тренды, рассчитанные за 15-летние периоды, демонстрируют лучшее соответствие, чем 30-летние тренды. При этом для 30-летних рядов, как правило, бóльшие расхождения между наблюдаемыми и моделируемыми рядами имеют место для начальных периодов сравниваемых рядов. Показано, что моделируемое усиление поверхностного потепления в верхних слоях тропосферы согласуется с наблюдениями, а положительная линейная корреляция между синхронными рядами температуры на поверхности и температуры в тропосфере уменьшается с увеличением длины ряда от 15 до 30 лет. При обработке радиозондовых данных, несмотря на достигнутые улучшения их однородности, избавиться от остающихся неопределенностей в полной мере не удастся. Авторами делается вывод о том, что различия в трендах между наблюдениями и результатами моделирования температур тропической тропосферы обусловлены неопределенностями наблюдений и внутренней изменчивостью процессов, а не какими-либо систематическими ошибками в работе рассмотренных моделей.

В работе 2018 года S.S. Leroy с соавторами [Leroy, Ao, Verkhoglyadova, 2018] подтверждается важность использования результатов радиозатменных наблюдений и рядов на основе инфракрасного зондирования как для перепроверки существующих рядов на основе других типов наблюдений и рядов на основе реанализов MERRA, ERA-Interim, так и для подтверждения эффекта «тропосферного усиления». Работа убедительно подтверждает, что совместное использование нескольких независимых источников наблюдений и независимых методик обработки данных способствует взаимному выявлению неточностей методического характера и улучшению степени сходства оценок важных климатических сигналов в атмосфере.

В работе 2020 г большой группы авторов [Steiner, Ladstädter et. al., 2020] в преддверии выхода ОД-6 МГЭИК был дан всесторонний и весьма детальный обзор и анализ оценок трендов температуры в атмосфере за сорокалетний период (1979-2018 гг) с начала «эры спутниковых наблюдений». Основное внимание уделялось

оценке климатических трендов и выявлению степени согласованности между системами наблюдений. Отмечается, что результаты наблюдений демонстрируют значительное похолодание стратосферы примерно на 1–3 К и значительное потепление тропосферы примерно на 0,6–0,8 К за рассмотренный период четырех десятилетий (1979–2018 гг.). Отмечено, что значительное потепление тропосферы очевидно в измерениях RO, доступных после 2001 года, с трендами 0,25–0,35 К за десятилетие. Усиленное потепление в верхней тропосфере тропиков по сравнению с трендами на поверхности за 2002–2018 гг. обнаружено на основе совместного анализа данных RO и радиозондирования, что приблизительно согласуется с теорией влажностного адиабатического градиента температуры. Утверждается, что согласованность результатов трендов, полученных из последних наборов данных о верхних слоях атмосферы, поможет улучшить понимание факторов и механизмов изменений климата.

Полный доклад Рабочей группы I (WG I Full Report) ОД-6 МГЭИК, выходя в 2021 году и давая детализированные, взвешенные, разносторонне выверенные оценки состояния и тенденций развития климатической системы Земли, обратил внимание на ряд особенностей наблюдаемых изменений климата в свободной атмосфере.

В частности, были отмечены следующие моменты.

Средние температуры по всей нижней стратосфере (примерно 10–25 км) снизились за период с 1980 по 2019 год, что подтверждается при использовании всех рядов на основании разных источников данных, причём основная часть снижения пришлась на период до 2000 года. Эта тенденция похолодания в нижней стратосфере сохраняется, даже если исключить влияние извержений вулканов Эль-Чичон (1982) и Пинатубо (1991). Однако за период начиная примерно с 2000 года данные большинства источников для нижней стратосферы не демонстрируют продолжение значимых тенденций к похолоданию [Randel, Shine et. al., 2009; Randel, Smith et. al., 2016]. Более того, результаты Phillipona R. с соавторами [Phillipona, Maers et. al., 2018] показывают не только стабилизацию, но и даже

слабый рост температуры в нижней стратосфере за период с 2000 по 2015 год. Отмеченное замедление или даже прекращение похолодания в нижней стратосфере в XXI веке в ряде литературных источников связывают с замедлением разрушения озонового слоя и с влиянием на стратосферу все более значительного нагрева нижележащих слоев.

В числе выводов ОД-6 МГЭИК утверждается, что потепление в нижней тропосфере продолжалось согласно всем радиозондовым данным, реанализам и спутниковым наборам данных, со скоростью за период 1980–2019 гг., в целом аналогичной скорости приземного потепления. Однако, несмотря на отмечавшиеся выше значительные результаты по сближению оценок трендов температуры в тропосфере между традиционными источниками таких оценок, а также несмотря на подтверждения оценок скорости потепления тропосферы на основе наблюдений RO, отмечаются определенные различия в численных оценках трендов. Так, оценки трендов на основе радиозондовых данных, как правило, показывают более высокие темпы потепления за период 1980–2019 гг., чем оценки, использующие спутниковые информационные продукты и реанализы.

Подтверждения для явления «тропосферного усиления» с использованием данных наблюдений при подготовке ОД-6 МГЭИК были получены на основе спутниковых данных, данных радиозатменных наблюдений (несмотря на небольшую продолжительность рядов) и информационных продуктов на основе комбинирования данных разных типов наблюдений, включая данные радиозондирования [Santer et. al., 2017]. ОД-6 МГЭИК, подтверждая, что тропосфера нагревается с середины XX века, относительно «тропосферного усиления» отметил, что существует средняя степень уверенности в том, что температура в верхней тропосфере тропиков повышалась быстрее, чем у поверхности с 2001 года, но низкая степень уверенности в изменениях до 2001 года.

В период после выхода ОД-6 МГЭИК продолжались работы по созданию новых и усовершенствованию существующих информационных продуктов по температуре свободной атмосферы. Значительную роль при этом играют оценки,

получаемые в ходе проектов радиозатменных (RO) наблюдений, подтверждающие проявления «тропосферного усиления» в тропической зоне и играющие существенную роль в улучшении оценок на основе радиозондовых и спутниковых данных [Zhou, Ho et. al., 2025; Zou et. al., 2023]. В последнее время ряд авторов, анализирующих результаты радиозатменных измерений (RO) с помощью высокоточных глобальных навигационных спутниковых систем (GNSS), (т.н. проекта GNSS RO), смогли получить оценки изменения температуры воздуха на различных высотах за период с начала XXI века. Например, в работе [Ladstädter, Steiner, Gleisner, 2023] полученные результаты подтверждают значительное потепление тропической верхней тропосферы и указывают на структурные изменения в глобальных циркуляционных системах. Выводы этой работы, подтвержденные другими независимыми недавними исследованиями, свидетельствуют об ускоренном изменении глобального климата в первые десятилетия XXI века.

Как показывает история исследований климатических изменений температуры в тропосфере и в нижней стратосфере, они проводились с использованием данных нескольких типов, а для данных одного типа (радиозондовые, спутниковые, реанализы, данные радиозатменных наблюдений) – с использованием независимо формируемых информационных продуктов – массивов исходных и обработанных расчетных характеристик. Появление расхождений с результатами оценок на основе других типов и источников данных постоянно обсуждалось, проводился поиск причин выявленных расхождений, выявлялись ошибки в алгоритмах обработки и обобщения климатических параметров. Несмотря на значительный прогресс в сближении оценок трендов температуры в свободной атмосфере, существуют расхождения в численных значениях трендов на основе разных типов наблюдений и конкретных источников, содержащих такие оценки. Нет убедительных оценок на основе использования только данных радиозондирования, которые подтверждали бы, независимо от результатов проекта GNSS RO, наличие эффекта «тропосферного усиления»

трендов потепления в верхней тропосфере тропической зоны по отношению к трендам приземной температуры в тропической зоне.

Тем не менее очевидно, что совместное использование нескольких независимых источников наблюдений и независимых методик обработки данных способствует взаимному выявлению неточностей методического характера и улучшению степени сходства оценок важных климатических сигналов в атмосфере.

Для дальнейших исследований важным представляется использование возможно более широкого комплекта на основе независимых видов наблюдений и независимых методик обработки. Для осуществления полновесного мониторинга параметров климата свободной атмосферы на основе собираемых в Российской Федерации глобальных массивов радиозондовых данных необходимо сопоставление получаемых на их основе оценок важнейших климатических сигналов с оценками других исследовательских центров и групп ученых.

1.4 Заключение по главе

Возрастание частоты и интенсивности экстремальных погодных и климатических явлений, связанное с процессами глобального потепления, выражается, в том числе, в изменениях типов и параметров распределений метеовеличин. Для детального описания этих изменений анализ тенденций изменений только моментов первого и второго порядков метеовеличин оказывается недостаточным. Значительные уточнения могут быть получены при анализе с использованием высших моментов распределений, квантилей распределений, непараметрических методов.

В задачах оценки климатических трендов обычно используются модели регрессии на основе метода наименьших квадратов (МНК), которые позволяют описать лишь условные изменения среднего значения метеовеличины. Значительно более полную картину условного изменений метеовеличин дают статистические модели квантильной регрессии, позволяющей получить параметры

регрессии для квантилей любых порядков τ от 0 до 1 распределения зависимой переменной.

Метод квантильной регрессии (МКР) получил распространение в решении задач анализа гидрометеорологической информации, в том числе задач анализа климатических трендов, где в качестве предиктанта используются значения метеорологической переменной, соответствующие любому значению уровня квантилей τ от 0 до 1. Для задачи анализа климатических трендов может быть восстановлена картина зависимости тренда от уровня квантиля.

Применение квантильной регрессии для анализа климатических трендов температуры используется при анализе процессов в климатической системе, вызванных полярным усилением. Полученные при этом оценки климатических трендов демонстрируют различия при разных значениях уровней квантилей, допускают четкую физическую интерпретацию и совпадают с результатами модельных экспериментов.

Значительное количество публикаций по применению метода квантильной регрессии рассматривает квантильные климатические тренды метеовеличин (в первую очередь температуры приземного воздуха или осадков) для конкретного квантиля или для нескольких квантилей. При этом в большинстве публикаций рассматривается результат построения моделей климатических трендов на основе МКР для ограниченной территории, либо для одного или нескольких пунктов наблюдений.

Для анализа климатических трендов характеристик приземного климата территории Российской Федерации МКР не применялся. Он не применялся также в отечественной и зарубежной литературе для анализа климатических трендов температуры в свободной атмосфере.

Современные возможности расчетов климатических трендов на основе МКР для нескольких метеовеличин, для различных уровней квантилей, для большого числа пунктов наблюдений, охватывающих значительные территории, делают целесообразным использование методов многомерного статистического анализа

для обобщений результатов таких расчетов. В частности, интерес представлял бы результат кластеризации результатов расчетов квантильных трендов нескольких метеовеличин, представленных в многомерном пространстве.

Целесообразно рассмотреть возможности применения МКР для анализа квантильных трендов температуры в свободной атмосфере на основе радиозондовых данных.

В качестве важных климатических сигналов, обнаружение которых ожидается при анализе независимо собираемых и обрабатываемых в России радиозондовых данных, следует отметить потепление в тропосфере, похолодание в нижней стратосфере, продолжавшееся до начала XXI века, замедление или исчезновение похолодания в нижней стратосфере, наблюдаемое с начала XXI века. Оценки этих сигналов могут использоваться, в том числе, как основа для мониторинга температуры в свободной атмосфере, и сопоставление их численных значений с оценками других источников представляют интерес.

Интерес для последующих климатических расчетов по радиозондовым данным, как уже подчеркивалось, представляют оценки трендов температуры, прежде всего, температуры в тропосфере, рассчитанные с использованием квантильной регрессии, для различных уровней квантилей. Такие работы до настоящего времени не проводились.

Наконец, учитывая возможность подготовки на основе массива радиозондовых данных, помимо расчетных характеристик температуры, расчетных характеристик ветра в свободной атмосфере, целесообразно привести краткие результаты мониторинга характеристик ветра в объеме, предусмотренном ежегодным Докладом Росгидромета об особенностях климата на территории Российской Федерации.

Глава 2. Данные и методы

В настоящей главе рассматриваются и обсуждаются данные, используемые для расчетов трендов метеовеличин для приземного климата (температура воздуха и суммы осадков), и для климата в свободной атмосфере (температура воздуха и ветер).

Основное внимание уделяется методике расчета климатических трендов с использованием аппарата квантильной регрессии. Задача нахождения квантильной регрессии сводится к численной схеме минимизации кусочно-линейной функции потерь, в общем случае несимметричной относительно невязок противоположных знаков. Обосновываются выбор математического аппарата для построения численной схемы оптимизации, выбор метода оценки доверительных интервалов для коэффициентов линейной регрессии произвольного квантиля зависимой переменной в задаче линейной квантильной регрессии. Приводятся примеры свойств климатических трендов, вычисленных методами квантильной регрессии с использованием реальных данных наблюдений. Для пространственного обобщения результатов анализа квантильных трендов аномалий приземной температуры и сумм осадков используется кластеризация методом *k*-средних (*k*-means). Обосновывается выбор гиперпараметров алгоритма кластеризации.

2.1 Используемые данные

В данной работе проводится исследование тенденций изменения приземной температуры и сумм осадков на территории Российской Федерации, а также температуры и ветра в свободной атмосфере Северного полушария.

Основным источником данных для исследования трендов приземной температуры и осадков являются метеорологические данные с примерно 1500 метеорологических станций на территории России за период с 1987 года по

настоящее время. На рисунке 2 изображено расположение использованных станций.

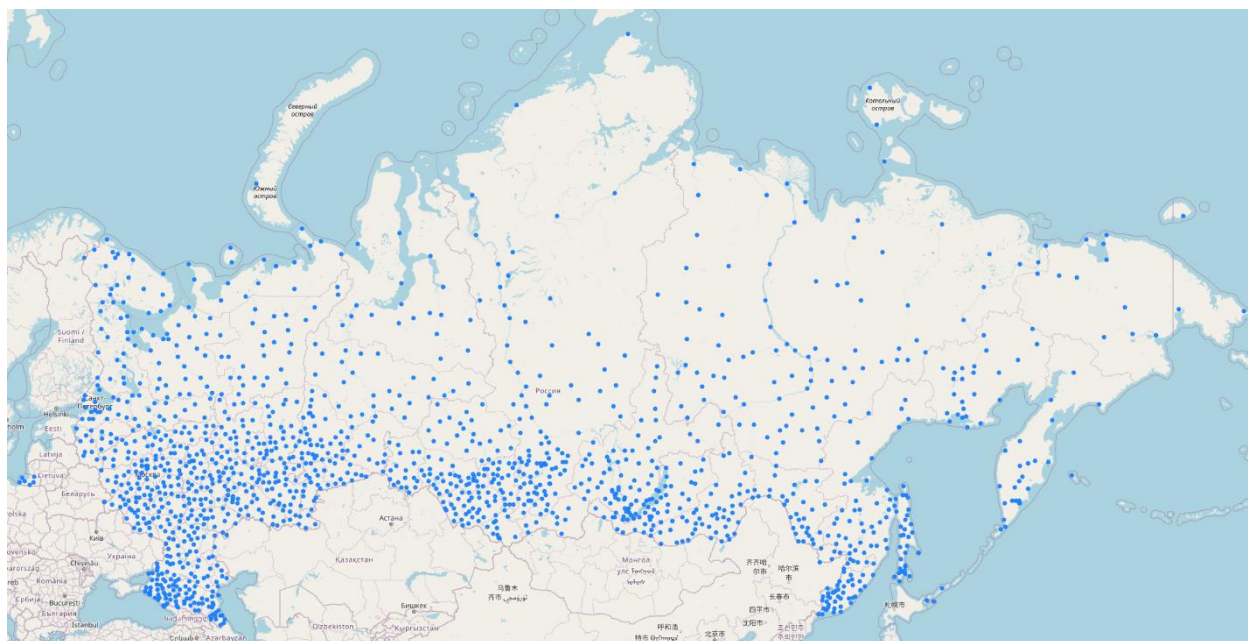


Рисунок 2 – Географическое распределение метеорологические станции на территории России

Для мониторинга температуры и ветра в свободной атмосфере основным источником данных выступает массив радиозондовых данных АЭРОСТАС, собираемый во ВНИИГМИ-МЦД [Казначеева, Руденкова, 1985; Руденкова, 2010; Хохлова, 2015]. Аэрологические данные при создании массива проходят процедуру комплексного контроля качества, включая гидростатический, горизонтальный и вертикальный контроль качества [Алдухов, Черных, 2013], во время которого каждому значению метеовеличин массива присваивается признак качества.

Число станций, участвовавших в обобщениях, менялось на протяжении периода формирования массива АЭРОСТАС. С 1979 года по 1984 год в массив входили только аэрологические станции, расположенные на территории Советского Союза. В настоящее время число станций, с которых собираются данные, составляет порядка 900-930 и варьирует от месяца к месяцу. При этом около 700 станций глобальной сети расположены в Северном полушарии. Из них более 110 расположены на территории Российской Федерации. Географическое расположение этих аэрологических станций, представлено на рисунке 3.



Рисунок 3 – Географическое распределение аэрологических станций, данные которых собираются в массив «АЭРОСТАС»

Анализ тенденций осуществляется как традиционным методом наименьших квадратов, так и методом квантильной регрессии. Полученные результаты сопоставляются с аналогичными результатами, полученными по данным других независимых источников, в перечень которых входят:

- Набор данных радиозондовых наблюдений **RATPAC** (Radiosonde Atmospheric Temperature Products for Assessing Climate) [Free, Seidel, Angell et. al., 2005];
- Набор данных спутникового зондирования **RSS** (Remote Sensing Systems) [Mears, Wentz, 2017; Mears, Wentz, 2009a; Mears, Wentz, 2009b];
- Набор данных спутникового зондирования **UAH** (University of Alabama Huntsville) [Christy, Herman et. al., 2010; Christy, Spencer et. al., 1999];
- Массив реанализов **ERA-Interim** – «Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды» (ECMWF) [Dee, Uppala et. al., 2011];

- Массив реанализов **ERA5** – «Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды» [Hersbach et. al., 2023; Hersbach et. al., 2020]
- Массив реанализов – «Японское метеорологическое агентство» **JRA-55** [Harada, Kamahori et. al., 2016; Kobayashi, Ota et. al., 2015];
- Массив реанализов **NCEP-DOE** – «Национальный центр по прогнозированию окружающей среды» (NCEP) [Kanamitsu, Ebisuzaki et. al., 2002];
- Массив реанализов **NCEP-CFSR** – «Национальный центр по прогнозированию окружающей среды» (NCEP) [Saha, Moorthi et. al., 2010].

В таблице 1 представлены характеристики используемых в данной работе реанализов.

Таблица 1 – Сравнительные характеристики проектов реанализов, использованных в данной работе. (Источник: <https://reanalyses.org/atmosphere/comparison-table>)

Реанализ	Период	Пространственное разрешение	Вертикальное разрешение	Временное разрешение
ERA-Interim	1979-2019	0,75°x0,75°	60 уровней до 0,1 гПа	6-часовые данные
ERA5	1940-н.в.	0,25°x0,25°	137 уровней до 0,01 гПа	Почасовые данные
NCEP-DOE	1979-н.в.	2,5°x2,5°	28 уровней до 3 гПа	6-часовые данные
NCEP-CFSR	1979-н.в.	0,5°x0,5°	64 уровня до 0,266 гПа	6-часовые данные
JRA-55	1958-н.в.	1,25°x1,25°	60 уровней до 0,1 гПа	6-часовые данные

2.2 Квантильная регрессия

Основным методом исследования долгопериодных тенденций изменения метеовеличин в данной работе является метод квантильной регрессии. Как было сказано ранее (гл.1), впервые квантильная регрессия была предложена в 1978 году Р. Конкером и Г. Бассетом [Koenker, Bassett, 1978], в работе [Koenker, 2005] дается ее подробное описание. Квантильная регрессия является расширением классической линейной регрессии и обладает рядом преимуществ перед методом наименьших квадратов. В квантильной регрессии оцениваются параметры линейной связи между предикторами и определенным уровнем квантиля предиктанта, что позволяет измерить влияние предикторов не только на среднее значение предиктанта, но и во всем диапазоне распределения интересующего

показателя. То есть, в то время как МНК-оценки позволяют рассчитывать лишь тренды матожиданий предиктанта, МКР-оценки позволяют оценить долгопериодные тенденции изменения близких к экстремальным значений метеовеличин и, соответственно, тенденции изменения характеристик variability климата. Кроме того, метод квантильной регрессии не накладывает ограничений, типичных для МНК, таких как требование нормального распределения и гомоскедастичности случайных ошибок. Он также более устойчив к выбросам.

В отличие от квадратичной функции потерь метода наименьших квадратов $\rho(u) = u^2$ в квантильной регрессии используется асимметричная функция потерь:

$$\rho(u) = |u|(\tau I(u \geq 0) + (1 - \tau)I(u < 0)) = u(\tau - I(u < 0)), \quad (8)$$

где τ соответствует порядку оцениваемого квантиля. Функции потерь для разных значений τ , а также квадратичная функция потерь МНК показаны на рисунке 4.

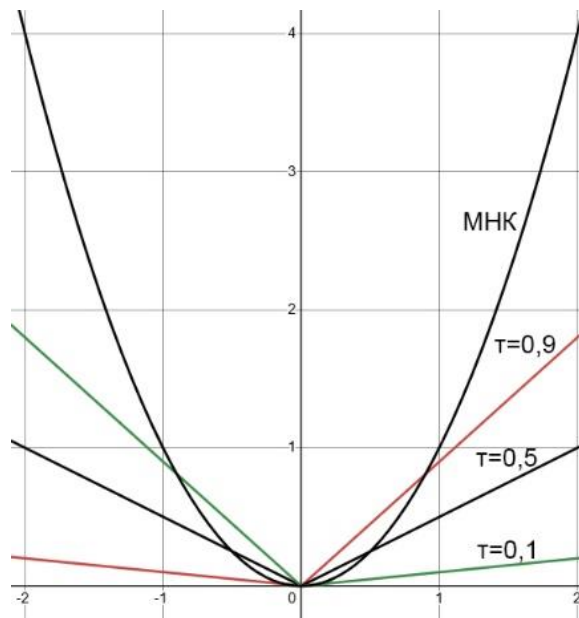


Рисунок 4 – Функции потерь МКР для разных значений τ и квадратичная функция потерь МНК

То, что данная функция потерь связана с квантилем уровня τ , следует из минимизации выражения [Leider, 2012; Marasinghe, 2014]:

$$E[\rho(X - \hat{x})] = \int_{-\infty}^{\infty} \rho(x - \hat{x}) dF(x) = (\tau - 1) \int_{-\infty}^{\hat{x}} (x - \hat{x}) dF(x) + \tau \int_{\hat{x}}^{\infty} (x - \hat{x}) dF(x), \quad (9)$$

где $F(x)$ – функция распределения случайной величины X . Обозначив плотность распределения X как $f(\hat{x})$, получим производную данного выражения относительно $\hat{x}$:

$$\begin{aligned} \frac{d}{d\hat{x}} \left[(\tau - 1) \int_{-\infty}^{\hat{x}} (x - \hat{x}) dF(x) + \tau \int_{\hat{x}}^{\infty} (x - \hat{x}) dF(x) \right] &= \frac{d}{d\hat{x}} \left[(\tau - 1) \left(\int_{-\infty}^{\hat{x}} x dF(x) - \hat{x} \int_{-\infty}^{\hat{x}} dF(x) \right) - \right. \\ &- \tau \left(\int_{\hat{x}}^{\infty} x dF(x) - \hat{x} \int_{\hat{x}}^{\infty} dF(x) \right) \Big] = (\tau - 1) \left(\hat{x} f(\hat{x}) - \hat{x} f(\hat{x}) - \int_{-\infty}^{\hat{x}} dF(x) \right) - \tau \left(\hat{x} f(\hat{x}) - \hat{x} f(\hat{x}) - \right. \\ &- \left. \int_{\hat{x}}^{\infty} dF(x) \right) = (\tau - 1)(-F(\hat{x})) - \tau(1 - F(\hat{x})) = F(\hat{x}) - \tau. \end{aligned} \quad (10)$$

Экстремум достигается в точке, в которой производная $F(\hat{x}) - \tau$ равна нулю, то есть $F(\hat{x}) = \tau$. Вторая производная равна плотности распределения $f(\hat{x})$ и является неотрицательной функцией. Из этого следует, что экстремум в точке $\hat{x}$ является минимумом, а значит $\hat{x}$ соответствует квантилю порядка τ случайной величины X .

На практике используется эмпирическая функция распределения, полученная на основе наблюдений:

$$F_n(x) = \sum_{i=1}^n I(x_i \leq x). \quad (11)$$

И для эмпирического распределения справедлива формула:

$$E[\rho(X - \hat{x})] = \int_{-\infty}^{\infty} \rho(x - \hat{x}) dF_n(x) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \rho(x_i - \hat{x}). \quad (12)$$

Причем константа $1/n$ не влияет на процесс минимизации, и минимизация данного выражения эквивалентна минимизации выражения:

$$\sum_{i=1}^n \rho(x_i - \hat{x}). \quad (13)$$

Условный квантиль для произвольного уровня τ ($0 < \tau < 1$) может быть определен выражением:

$$Q_{\tau}(Y|X = x) = x^T \beta(\tau), \quad (14)$$

где $Q_\tau(Y|X)$ – условный квантиль порядка τ переменной Y при условии X , x – вектор объясняющих переменных (предикторов), первый член которого равен 1, β – вектор коэффициентов.

Модель линейной квантильной регрессии для квантиля порядка τ определяется как:

$$y_i = x_i^T \beta(\tau) + \varepsilon_i(\tau), \quad (15)$$

где $P(\varepsilon_i(\tau) < 0) = \tau$.

Поиск решения в методе квантильной регрессии представляет собой решение оптимизационной задачи нахождения вектора $\hat{\beta}$:

$$\hat{\beta} = \operatorname{argmin}_{\beta} \sum_i \rho(y_i - x_i^T \beta). \quad (16)$$

Квантильная регрессия обладает следующими свойствами эквивариантности [Koenker, 2005]:

1. Масштаба. Для любого $a > 0$ и $\tau \in [0, 1]$

$$\hat{\beta}(\tau, aY, X) = a\hat{\beta}(\tau, Y, X),$$

$$\hat{\beta}(\tau, -aY, X) = -a\hat{\beta}(1 - \tau, Y, X). \quad (17)$$

2. Смещения. Для любого $\gamma \in R^p$ и $\tau \in [0, 1]$

$$\hat{\beta}(\tau, Y + X\gamma, X) = \hat{\beta}(\tau, Y, X) + \gamma. \quad (18)$$

3. Перепараметризации дизайна. Пусть A – неединичная матрица $p \times p$ и $\tau \in [0, 1]$, тогда

$$\hat{\beta}(\tau, Y, XA) = A^{-1}\hat{\beta}(\tau, Y, X). \quad (19)$$

4. Монотонного преобразования. Пусть $h(\cdot)$ – неубывающая в R функция. Тогда

$$h(Q_{Y|X}(\tau)) \equiv Q_{h(Y|X)}(\tau). \quad (20)$$

Первые три свойства справедливы и для метода наименьших квадратов. Четвертое свойство в методе наименьших квадратов не выполняется, при этом преобразования исходной переменной y часто применяются в методе наименьших квадратов с целью линеаризации задачи относительно предикторов, удаления гетероскедастичности или приведения остатков к виду с нулевым матожиданием и постоянной дисперсией.

Выражение для коэффициентов квантильной регрессии (16), в отличие от аналогичной задачи метода наименьших квадратов, не имеет аналитического решения, но может быть переформулировано как задача линейной оптимизации. Для этого достаточно ввести дополнительные переменные, разделяющие вектор остатков на положительную и отрицательную части:

$$\begin{aligned} u_i &= \varepsilon_i I(\varepsilon_i > 0) \\ v_i &= |\varepsilon_i| I(\varepsilon_i < 0) \end{aligned} \quad (21)$$

Вследствие этого уравнение (16) представляется в виде задачи линейного программирования (ЛП) минимизации выражения

$$\hat{\beta} = \operatorname{argmin}_{(\beta, u, v)} \{ \tau \cdot 1_n^T u + (\tau - 1) \cdot 1_n^T v \} \quad (22)$$

при условиях:

$$\begin{cases} X^T \beta + u - v = y \\ u \geq 0 \\ v \geq 0 \end{cases}, \quad (23)$$

где 1_n^T – вектор единиц длины n .

Существуют различные алгоритмы решения этой задачи линейного программирования (с использованием симплекс-метода, метода внутренней точки и т.д.), реализованные в распространенных пакетах статистических программ (в R, SAS, Python и т.д.).

2.2.1 Алгоритмы оптимизации

В общем виде задача линейного программирования имеет вид:

$$\min F(X) = \sum_{j=1}^n c_j x_j \quad (24)$$

при ограничениях

$$\sum_{j=1}^n a_{ij} x_j \leq b_i, i = 1, 2, \dots, m;$$

$$x_j \geq 0, j = 1, 2, \dots, n. \quad (25)$$

Геометрически каждое ограничение делит n -мерное пространство на два полупространства, в одном из которых неравенство выполняется, а в другом не выполняется. И в совокупности вся система ограничений образует n -мерный многогранник. Координаты любой точки внутри многогранника или на его границе удовлетворяют сразу всем неравенствам системы ограничений, а значит эти точки являются допустимыми решениями задачи ЛП. Множества уровня целевой функции $F(X)$ представляют собой семейство параллельных гиперплоскостей, пересекающих многогранник, и если минимальное значение $F(X)$ существует, оно достигается тогда, когда гиперплоскость касается многогранника в его вершине, ребре или грани. Потому что при этом дальнейшее уменьшение $F(X)$ приведет к тому, что ни одна точка гиперплоскости не будет принадлежать области допустимых решений, то есть многограннику.

На рисунке 5 приведен пример минимизации двухмерной функции

$$z = -2x_1 - 3x_2, \quad (26)$$

с системой ограничений

$$\begin{cases} C1: 7x_1 + 3x_2 \leq 51 \\ C2: 4x_1 - x_2 \leq 20 \\ C3: x_2 \leq 10 \\ x_1, x_2 \geq 0 \end{cases}. \quad (27)$$

Система ограничений (27) образует в двумерном пространстве многоугольник ABCDE. Линии уровня z , представленные пунктирными линиями, пересекают его в виде параллельных прямых. Наименьшее значение z , равное минус 36, соответствует линии, касающейся многоугольника в точке E с координатами (3, 10). Эта точка и является решением данной задачи линейного программирования.

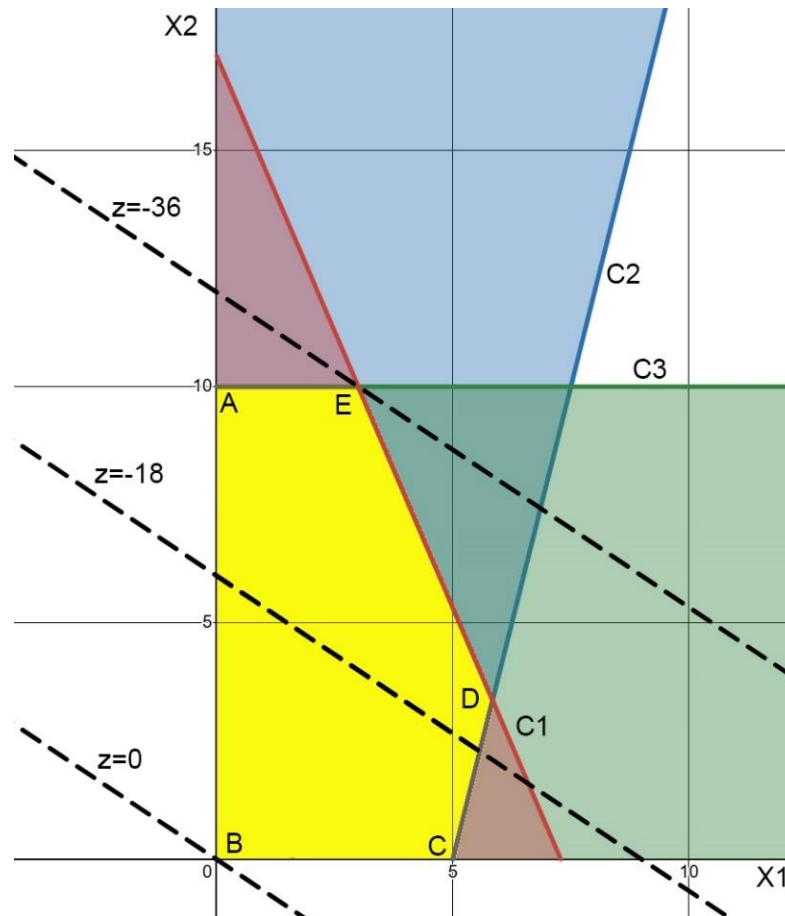


Рисунок 5 – Пример двумерной задачи ЛП минимизации функции $z = -2x_1 - 3x_2$ (пунктирные линии - изолинии) при ограничениях $C1: 7x_1 + 3x_2 \leq 51$; $C2: 4x_1 - x_2 \leq 20$; $C3: x_2 \leq 10$; $x_1, x_2 \geq 0$.

Задача квантильной регрессии (22) сформулирована в форме основной задачи линейного программирования, в общем случае имеющей вид:

$$\min F(X) = \sum_{j=1}^n c_j x_j \quad (28)$$

при ограничениях

$$\sum_{j=1}^n a_{ij} x_j = b_i, i = 1, 2, \dots, m;$$

$$x_j \geq 0, j = 1, 2, \dots, n. \quad (29)$$

Или в матричной форме:

$$\min F = c^T x \quad (30)$$

при ограничениях

$$\begin{aligned} Ax &= b, \\ x &\geq 0. \end{aligned} \quad (31)$$

Традиционные обозначения параметров и переменных в задачах ЛП отличается от обозначения в МКР. Здесь A и b – известные величины, соответствующие X и y в задаче квантильной регрессии, а x – неизвестные переменные, соответствующие β , u и v в задаче квантильной регрессии. Неизвестные u и v неотрицательны по определению, а для выполнения условия неотрицательности коэффициентов β их можно заменить комбинацией из двух неотрицательных величин:

$$\beta_i = \beta'_i - \beta''_i; \beta'_i, \beta''_i \geq 0; i = 0, 1, \dots, k, \quad (32)$$

где k – число предикторов.

Таким образом оптимизационная задача квантильной регрессии с k предикторами на множестве из m точек (x_i, y_i) в форме основной задачи ЛП имеет m ограничений типа равенство и $n = 2k + 2 + 2m$ переменных (с учетом свободного члена β_0).

В такой системе уравнений m переменных (базисных) можно выразить через остальные $n - m$ переменных (свободных), которые могут принимать любое значение не меньшее нуля [Салмин, 2004]. Для этого в матрице A можно выбрать m линейно-независимых столбцов и переписать систему равенств в виде:

$$A_m x_m + A_{n-m} x_{n-m} = b, \quad (33)$$

где, x_m – вектор-столбец базисных переменных, а x_{n-m} – свободных. Решением данного матричного уравнения является:

$$x_m = A_m^{-1}b - A_m^{-1}A_{n-m}x_{n-m}, \quad (34)$$

и в скалярной форме выражения базисных переменных через свободные имеет вид:

$$x_j = \alpha_{j,0} - \alpha_{j,m+1}x_{m+1} - \alpha_{j,m+2}x_{m+2} - \dots - \alpha_{j,n}x_n. \quad (35)$$

Аналогичные преобразования можно провести и для целевой функции:

$$F = c^T x = c_m^T x_m + c_{n-m}^T x_{n-m} \quad (36)$$

$$F = c_m^T A_m^{-1}b + [c_{n-m}^T - c_m^T A_m^{-1}A_{n-m}]x_{n-m} \quad (37)$$

$$F = \gamma_0 - \gamma_{m+1}x_{m+1} - \gamma_{m+2}x_{m+2} - \dots - \gamma_n x_n \quad (38)$$

Если все свободные переменные равны 0, то такое решение является базисным:

$$x_j = \alpha_{j,0} \geq 0, j = 1, 2, \dots, m. x_{m+1} = x_{m+2} = \dots = x_n = 0. \quad (39)$$

Для базисного решения $F = \gamma_0$. Геометрически базисному решению соответствует вершина многогранника, определяющего область допустимых решений. В случае, если все коэффициенты γ при свободных переменных в уравнении целевой функции неположительны, то такое базисное решение является оптимальным и целевая функция в этой точке достигает своего минимума [Салмин, 2004]. В таком базисном решении свободные переменные принимают свои наименьшие значения – ноль. В любом другом решении они могут только увеличиться, а следовательно, увеличится и целевая функция.

Простой перебор всех комбинаций переменных, образующих базисные решения, и проверка оптимальности решения не являются вычислительно возможными. Задача квантильной регрессии с одним предиктором для множества из 50 точек уже имеет более чем $1,4 * 10^{30}$ комбинаций свободных переменных. В связи с этим были разработаны различные алгоритмы решения этой задачи

линейного программирования, и главной характеристикой этих алгоритмов является их вычислительная сложность.

Симплекс-метод

Симплекс-метод заключается в последовательном переходе от одного базисного решения к другому, при котором целевая функция монотонно убывает.

Допустим, было построено начальное базисное решение. Тогда либо все коэффициенты при свободных переменных в выражении для целевой функции неположительны, и это базисное решение является оптимальным, либо среди коэффициентов $\gamma_{r+1}, \gamma_{r+2}, \dots, \gamma_n$ имеется положительный коэффициент γ_v . Базисные переменные и целевую функцию можно записать в виде:

$$x_j = \alpha_{j,0} - \alpha_{j,v}x_v, j = 1, 2, \dots, m, \quad (40)$$

$$F = \gamma_0 - \gamma_v x_v. \quad (41)$$

Все остальные свободные переменные равны нулю. При увеличении x_v значение F убывает. Если все коэффициенты $\alpha_{j,v} \leq 0$, то на увеличение x_v наложены ограничения (базисные переменные при этом никогда не обращаются в нуль), и функция F может неограниченно уменьшаться. Такая задача не имеет решения.

Если среди коэффициентов $\alpha_{j,v}$ есть положительные числа, например $\alpha_{k,v}$, то в k -ом ограничении переменную x_v нельзя увеличить более, чем на $\frac{\alpha_{k,0}}{\alpha_{k,v}}$, иначе базисная переменная x_k станет отрицательной. Максимально возможное значение x_v , которому соответствует максимально возможное уменьшение целевой функции F , определяется по формуле:

$$(x_v)_{\max} = \frac{\alpha_{i,0}}{\alpha_{i,v}} = \min_j \frac{\alpha_{j,0}}{\alpha_{j,v}}, \text{ если } \alpha_{j,v} > 0. \quad (42)$$

Коэффициент $\alpha_{i,v}$ называется генеральным элементом, показывающим, как перейти к следующему базисному решению. Для этого в группу базисных переменных необходимо перевести свободную переменную x_v , а в группу свободных переменных перевести базисную переменную x_i , которая раньше остальных обращается в нуль при увеличении x_v , проведя соответствующий пересчет коэффициентов.

При таком переходе от одного базисного решения к другому решение остается допустимым, а целевая функция монотонно убывает [Салмин, 1978]. Переход от базисного решения к другому осуществляется до тех пор, пока не будет выполнен признак оптимального базисного решения или не будет установлена некорректность постановки задачи.

Barrodale I. и Roberts F.D.K. предложили эффективный алгоритм симплекс-метода для задачи ЛП, эквивалентной медианной регрессии (методу наименьших модулей), в котором используется особая форма матрицы A :

$$A = [X_{\text{кр}} - X_{\text{кр}} I - I], \quad (43)$$

где $X_{\text{кр}}$ – матрица предикторов $\{x_{ij}\}$ при коэффициентах β'_i , $-X_{\text{кр}}$ – при коэффициентах β''_i , I и $-I$ – единичные матрицы при переменных u и v . В такой матрице сразу доступно начальное базисное решение с базисными переменными u_j , и поиск оптимального решения осуществляется в два этапа. На первом этапе в базисные переменные включаются только переменные, соответствующие столбцам $X_{\text{кр}}$ или $-X_{\text{кр}}$, а на втором этапе происходит замена базисных и свободных переменных u и v . При этом они ввели дополнительное правило выбора переменных, покидающих базис, позволяющее, фактически, пройти через несколько базисных решений за одну итерацию. Подробно данный алгоритм описан в работе [Barrodale, Roberts, 1973]. Он был модифицирован Р. Конкером для квантильной регрессии с произвольным τ [Koenker, d'Orey, 1987; Koenker, d'Orey, 1994].

Сложность алгоритма симплекс-метода в худшем случае является экспоненциальной. На практике симплекс-метод подходит для задач квантильной регрессии, имеющих менее 5000 наблюдений и 50 переменных [Chen, 2007].

Метод внутренней точки

Основная идея метода внутренней точки – замена задачи линейного программирования с ограничениями:

$$\min\{c^T x \mid Ax = b, x \geq 0\}, \quad (44)$$

на задачу минимизации барьерной функции:

$$\min\{B(x, \mu) \mid Ax = b\}, \quad (45)$$

где

$$B(x, \mu) = c^T x - \mu \sum_i \ln x_i. \quad (46)$$

Метод внутренней точки итерационно находит приближенное решение задачи ЛП. В качестве первого приближения решения выбирается допустимое решение из множества внутри многогранника допустимых решений. Затем выбирается достаточно большое μ для барьерной задачи и находится ее решение методом Ньютона. Далее μ уменьшается на некоторое ε , и в качестве начального приближения на следующей итерации метода Ньютона выбирается решение с предыдущего шага и т.д., пока очередное решение не будет удовлетворять ограничениям на точность.

Лагранжиан барьерной задачи представляет собой:

$$c^T x - \mu \sum_i \ln x_i - y^T (Ax - b). \quad (47)$$

В точке минимума частные производные должны быть равны нулю, то есть для каждого x_i должно выполняться соотношение:

$$c_i - \frac{\mu}{x_i} - y^T a_i = 0, \quad (48)$$

где a_i – столбец матрицы A . Или в матричном виде:

$$\mu X^{-1}e + A^T y = c, \quad (49)$$

где X – диагональная матрица, которая содержит компоненты вектора x , а e – вектор-столбец из единиц.

Введя переменную $z = \mu X^{-1}e$, можно записать полный набор условий в виде системы уравнений:

$$\begin{cases} Xz = \mu e \\ Ax = b \\ A^T y + z = c \end{cases}. \quad (50)$$

Переменные x и y , являющиеся решением данной системы, также являются допустимыми решениями исходной задачи ЛП и, соответственно, двойственной к ней постановки. Для оптимальных x и y должно выполняться равенство $Xz = 0$. При уменьшении μ происходит приближение к этому условию.

Данная система уравнений решается методом Ньютона:

$$\begin{pmatrix} Z & 0 & X \\ A & 0 & 0 \\ 0 & A^T & I \end{pmatrix} \begin{pmatrix} p_x \\ p_y \\ p_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mu e - Xz \\ b - Ax \\ c - A^T y - z \end{pmatrix}, \quad (51)$$

где первая матрица представляет собой якобиан системы уравнений со знаком минус, а p_x , p_y , и p_z – приращения x , y и z соответственно. В явном виде решение представляет собой:

$$\begin{aligned} p_y &= (AZ^{-1}XA^T)^{-1} [AZ^{-1}X(c - \mu X^{-1}e - A^T y) + b - Ax] \\ p_x &= XZ^{-1} [A^T p_y + \mu X^{-1}e - c + A^T y] \\ p_z &= -A^T p_y + c - A^T y - z. \end{aligned} \quad (52)$$

Подробнее алгоритм внутренней точки в общем виде и применительно к задаче квантильной регрессии описан в работах [Portnoy, Koenker, 1997; Roos, Terlaky, Vial, 1997].

Алгоритм внутренней точки обладает полиномиальной сложностью и работает быстрее симплекс-метода на больших наборах данных. Но для задач, имеющих менее 5000 наблюдений и 50 переменных их скорость работы сопоставима. При этом в отличие от симплекс-метода метод внутренней точки находит приближенное, а не точное значение [Chen, 2007].

Алгоритм конечного сглаживания

Метод конечного сглаживания минимизирует сумму абсолютных остатков

$$D_{LAR}(\beta) = \sum_{i=1}^n |y_i - x_i^T \beta| \quad (53)$$

путем аппроксимации недифференцируемой функции D_{LAR} гладкой функцией Хубера:

$$D_\gamma(\beta) = \sum_{i=1}^n H_\gamma(r_i(\beta)), \quad (54)$$

где

$$H_\gamma(t) = \begin{cases} \frac{t^2}{2\gamma} & \text{если } |t| \leq \gamma \\ |t| - \frac{\gamma}{2} & \text{если } |t| > \gamma, \end{cases}$$

$$r_i(\beta) = y_i - x_i^T \beta. \quad (55)$$

Пороговое значение γ больше нуля, и при стремлении γ к нулю решение β_γ , полученное для гладкой функции приближается к решению β_{LAR} исходной задачи. Более того, β_{LAR} может быть точно определена при достаточно малом γ .

Для общего случая квантильной регрессии

$$D_\tau(\beta) = \sum_{i=1}^n \rho_\tau(r_i) \quad (56)$$

сглаживающая функция выглядит следующим образом:

$$H_{\gamma,\tau}(t) = \begin{cases} t(\tau - 1) - \frac{1}{2}(\tau - 1)^2\gamma & \text{если } t \leq (\tau - 1)\gamma \\ \frac{t^2}{2\gamma} & \text{если } (\tau - 1)\gamma \leq t \leq \gamma \\ t\tau - \frac{1}{2}\tau^2\gamma & \text{если } t > \tau\gamma, \end{cases} \quad (57)$$

На рисунке 7 приведен пример функции потерь квантильной регрессии и функции Хубера.

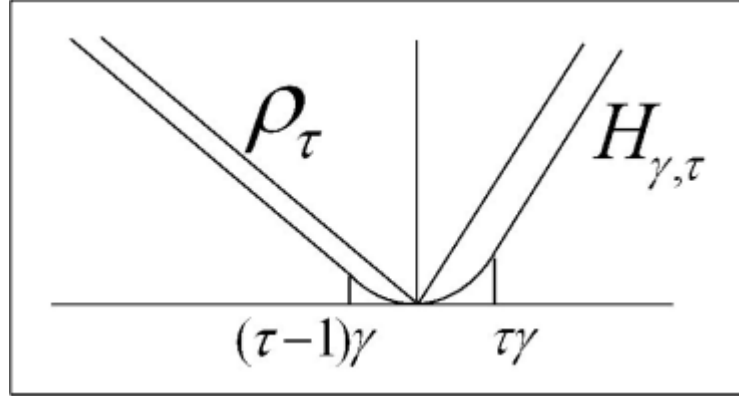


Рисунок 6 – Функция потерь квантильной регрессии ρ_τ и функция Хубера $H_{\gamma,\tau}$ [Chen, 2007]

Подробнее алгоритм описан в работе [Chen, 2007]. Он сопоставим по скорости работы с методом внутренней точки и превосходит симплекс-метод на больших наборах данных, но сравним с ним для задач, имеющих менее 5000 наблюдений и 50 переменных. Так же, как и симплекс-метод, он дает точное решение, в отличие от метода внутренней точки.

2.2.2 Доверительные интервалы

Коэффициенты квантильной регрессии асимптотически распределены нормально [Koenker, 2005]. В случае, если случайные ошибки u_i в классической линейной регрессионной модели

$$y_i = x^T \beta + u_i \quad (58)$$

являются независимыми и одинаково распределенными случайными величинами с функцией распределения F и плотностью f , то асимптотическое распределение коэффициентов квантильной регрессии имеет вид:

$$\sqrt{n}(\hat{\beta}(\tau) - \beta(\tau)) \rightarrow N(0, \omega^2(\tau, F)Q_0^{-1}), \quad (59)$$

где

$$\omega^2(\tau, F) = \frac{\tau(1-\tau)}{f^2(F^{-1}(\tau))}, \quad (60)$$

$$Q_0 = \lim_{n \rightarrow \infty} n^{-1} \sum x_i x_i^T. \quad (61)$$

В случае гетероскедастичности с непостоянной дисперсией ошибок u_i асимптотическое распределение коэффициентов квантильной регрессии имеет вид:

$$\sqrt{n}(\hat{\beta}(\tau) - \beta(\tau)) \rightarrow N(0, \tau(1-\tau)H_n^{-1}J_nH_n^{-1}), \quad (62)$$

где

$$J_n(\tau) = n^{-1} \sum x_i x_i^T, \quad (63)$$

$$H_n(\tau) = \lim_{n \rightarrow \infty} n^{-1} \sum x_i x_i^T f_i(\xi_i(\tau)), \quad (64)$$

где $f_i(\xi_i(\tau))$ – условная плотность y_i , оцененная для условного квантиля уровня τ .

В случае автокорреляционной зависимости ошибок u_i первого порядка асимптотическое распределение коэффициентов квантильной регрессии имеет вид [Davino, Furno, Vistocco, 2014]:

$$\sqrt{n}(\hat{\beta}(\tau) - \beta(\tau)) \rightarrow N(0, \omega^2(\tau, F)H_n^{-1}AH_n^{-1}), \quad (65)$$

где

$$A(\tau) = Q_0 + n^{-1} \sum_i \psi(u_i)\psi(u_{i-1})(x_i^T x_{i-1} + x_{i-1}^T x_i), \quad (66)$$

$$\sum_i \psi(u_i)x_i^T = \sum_i \text{sgn}(u_i)x_i^T. \quad (67)$$

Асимптотическое распределение коэффициентов регрессии $\hat{\beta}(\tau)$ может использоваться для построения доверительных интервалов, но предварительно должна быть оценена функция разреженности:

$$s(\tau) = [f(F^{-1}(\tau))]^{-1}. \quad (68)$$

Функция разреженности представляет собой производную квантильной функции:

$$\frac{d}{dt} F^{-1}(t) = s(t), \quad (69)$$

и может быть оценена как простое разностное отношение эмпирической квантильной функции:

$$\hat{s}_n(t) = \frac{\hat{F}_n^{-1}(t+h_n) - \hat{F}_n^{-1}(t-h_n)}{2h_n}, \quad (70)$$

где $\hat{F}_n^{-1}$ – оценка F^{-1} , а h_n – ширина интервала, стремящаяся к нулю при n стремящемся к бесконечности, и которая должна быть выбрана заранее. В работе [Koenker, 2005] дается подробное описание выбора ширины интервала.

В целом точность оценки $\hat{\beta}(\tau)$ полностью зависит от информации в выборке в окрестностях квантиля порядка τ , то есть и от функции разреженности, и может быть нестабильной.

На практике для построения доверительных интервалов оценок коэффициентов квантильной регрессии чаще всего используется бутстреп. Он дает лучшие оценки дисперсии и не требует выбора параметров, необходимых для аналитической оценки дисперсии [Chernozhukov et. al., 2020; Koenker, 2005].

На основе исходного набора данных $\{(X_i, Y_i), i = 1, \dots, n\}$ строится новый набор $\{(X_i^*, Y_i^*), i = 1, \dots, n\}$ путем выбора пар (X_i, Y_i) из оригинальной выборки с возвратом. На основе нового набора вычисляется оценка коэффициентов регрессии:

$$\beta_\tau^* = \operatorname{argmin}\{\sum_{i=1}^n \rho_\tau(Y_i^* - X_i^{*T} \beta)\}. \quad (71)$$

Распределение $\sqrt{n}(\beta_\tau^* - \hat{\beta}_\tau)$ асимптотически нормальное с нулевым матожиданием и дисперсией V , равной асимптотической дисперсии распределения

$\sqrt{n}(\hat{\beta}_\tau - \beta_\tau)$ [Freedman, 1995]. Повторив процедуру B раз, будет получена последовательность $\beta_{\tau 1}^*, \dots, \beta_{\tau B}^*$, выборочная ковариация которой приближается к ковариационной матрице $\hat{\beta}$ для больших n .

Помимо бутстрепа пар данных возможны и другие варианты бутстрепа, например бутстреп на основе остатков [Liu, 1988; Wu, 1986] или бутстреп оценочной функции [Hu, Zidek, 1995; Parzen et. al., 1994].

Все указанные варианты бутстрепа предполагают повторные вычисления коэффициентов квантильной регрессии, что может быть вычислительно затратно для больших задач. Для уменьшения вычислительной сложности He X. и Hu. F. [He, Hu 2002] предложили итерационный вариант бутстрепа, названный MСMB (Markov Chain Marginal Bootstrap).

Пусть $\beta^{(0)}$ – исходное значение коэффициентов квантильной регрессии оригинального набора данных. Первый компонент $\beta^{(k+1)}$ является решением уравнения:

$$\sum_{i=1}^n X_{i,1} \left\{ I \left(Y_i - X_{i,1} \beta_1 - \sum_{j=2}^p X_{i,1} \beta_j^{(k)} < 0 \right) - \tau \right\} = \sum_{i=1}^n X_{i,1} (B_{i,1} - \tau), \quad (72)$$

где $B_{i,1}$ – взаимно независимые величины из распределения Бернулли с вероятностью τ .

Компонент l из $\beta^{(k+1)}$ является решением уравнения:

$$\sum_{i=1}^n X_{i,l} \left\{ I \left(Y_i - X_{i,l} \beta_l - \sum_{j=1}^{l-1} X_{i,l} \beta_j^{(k+1)} - \sum_{j=l+1}^p X_{i,l} \beta_j^{(k)} < 0 \right) - \tau \right\} = \sum_{i=1}^n X_{i,l} (B_{i,l} - \tau) \quad (73)$$

для $l = 2, \dots, p$. Итерируя через l от 1 до p для каждого k и через k от 1 до K вместо независимой реализации $\beta_{\tau 1}^*, \dots, \beta_{\tau K}^*$ получается цепь Маркова длины K . При увеличении длины цепи K и размера выборки n до бесконечности цепь Маркова обладает стационарным распределением, ковариационная матрица которого совпадает с асимптотической ковариацией коэффициентов квантильной регрессии.

Следует отметить, что описанные способы оценки дисперсии и доверительных интервалов коэффициентов квантильной регрессии, исходящие из их асимптотической нормальности, применимы не для всего диапазона τ от 0 до 1, а для ограниченной его части $\tau \in [\varepsilon, 1 - \varepsilon]$, называемой центральной регрессией. Вне этого диапазона, в задаче экстремальной (граничной) регрессии, т.е. на хвостах распределений, коэффициенты квантильной регрессии не обладают асимптотической нормальностью, и следует использовать поправки, основанные на теории экстремальных значений, предложенные В. Черножуковым и И. Фернандесом-Валом [Chernozhukov, Fernandez-Val, 2011]. Они также предложили правило для определения границ диапазона τ , в пределах которых методы, основанные на нормальности, дают приемлемые результаты [Chernozhukov et. al., 2020]:

$$\varepsilon = 15 * \frac{k}{n}, \quad (74)$$

где k – количество предикторов, n – число наблюдений.

2.2.3 Процесс-диаграмма

С помощью метода квантильной регрессии можно получить независимые оценки коэффициентов тренда условного квантиля метеовеличины любого порядка τ , либо для всего диапазона τ ($0 < \tau < 1$). Рассчитав квантильные коэффициенты трендов для различных τ , можно построить график зависимости оценок тренда от уровня квантиля, называемый процесс-диаграммой. Пример такого графика изображен на рисунке 7. Данная процесс-диаграмма построена по суточным значениям летних аномалий температуры на изобарической поверхности 50 гПа на станции Yushu (56029, Китай). Красной меткой на графике нанесена МНК-оценка со стандартной ошибкой, полученная по тем же самым данным.

По графику видно, что метод квантильной регрессии дает гораздо более полное представление об изменении температуры со временем. В то время как медианная оценка тренда качественно и количественно близка к МНК-оценке,

низкие температуры (при малых уровнях квантилей) стремительно растут, а высокие температуры (при больших уровнях квантилей) уменьшаются.

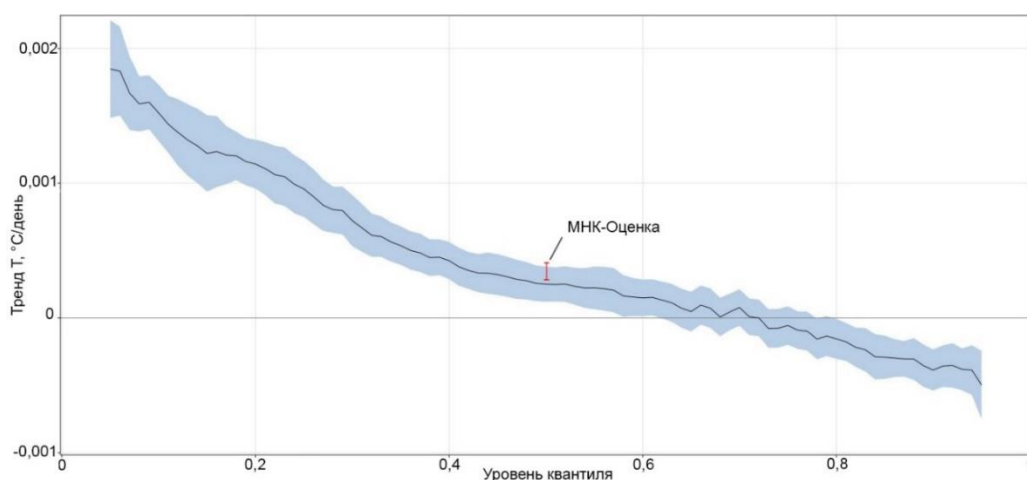


Рисунок 7 – Процесс-диаграмма зависимости оценок трендов аномалий температуры от уровня квантиля на станции Yushu (56029, Китай), лето, 50 гПа. Красный штрих – МНК-Оценка тренда со стандартной ошибкой, полученная по тем же данным.

Процесс-диаграммы, построенные для разных уровней по высоте, могут быть представлены в виде вертикально-квантильных распределений оценок трендов. Пример такого распределения, полученного на основе процесс-диаграмм для отдельных стандартных изобарических поверхностей от 1000 гПа до 30 гПа, показан на рисунке 8.

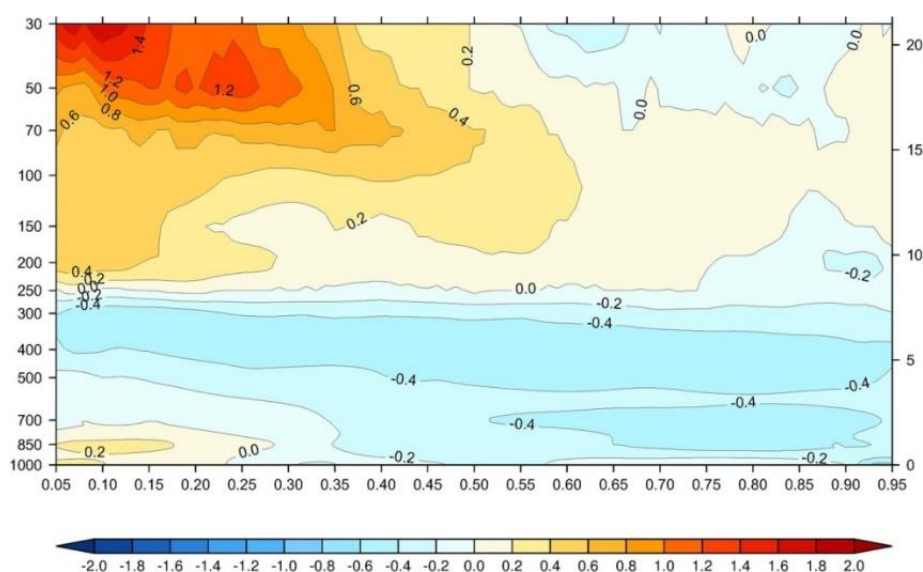


Рисунок 8 – Пример вертикально-квантильного распределения зимних трендов аномалий температуры на станции Черский (25123)

На левой вертикальной оси отложено давление в гПа, на правой вертикальной оси – приблизительная высота в километрах, а на горизонтальной оси отложены уровни квантилей. Значения оценок трендов представлены цветовой шкалой.

Полученные квантильные оценки климатических трендов позволяют судить не только о долгопериодных изменениях метеовеличин, но и о долгопериодных изменениях вариабельности климата.

Характеристикой тенденций изменения значений метеовеличин может служить разность между коэффициентами квантильной регрессии для квантилей разных порядков, например:

$$T(M) = \hat{\beta}(\tau = 0,75) - \hat{\beta}(\tau = 0,25); \quad (75)$$

$$T(H) = \hat{\beta}(\tau = 0,95) - \hat{\beta}(\tau = 0,75); \quad (76)$$

$$T(L) = \hat{\beta}(\tau = 0,25) - \hat{\beta}(\tau = 0,05), \quad (77)$$

где $T(M)$, $T(H)$ и $T(L)$ – характеристика тенденций изменения в центре распределения метеовеличины, «правого хвоста» (близкие к максимальным значения) и «левого хвоста» (близкие к минимальным значения) распределения. Эти характеристики положительны, если вариабельность имеет тенденцию к увеличению (тренд больших значений больше тренда меньших значений; амплитуда значений метеовеличины увеличивается), и отрицательны в противоположном случае.

Качественно оценить тенденцию изменения вариабельности можно легко с помощью процесс-диаграммы. На рисунке 9 представлены временные ряды аномалий температуры и соответствующие им процесс-диаграммы на двух станциях, на которых наблюдается уменьшение и увеличение вариабельности температуры.

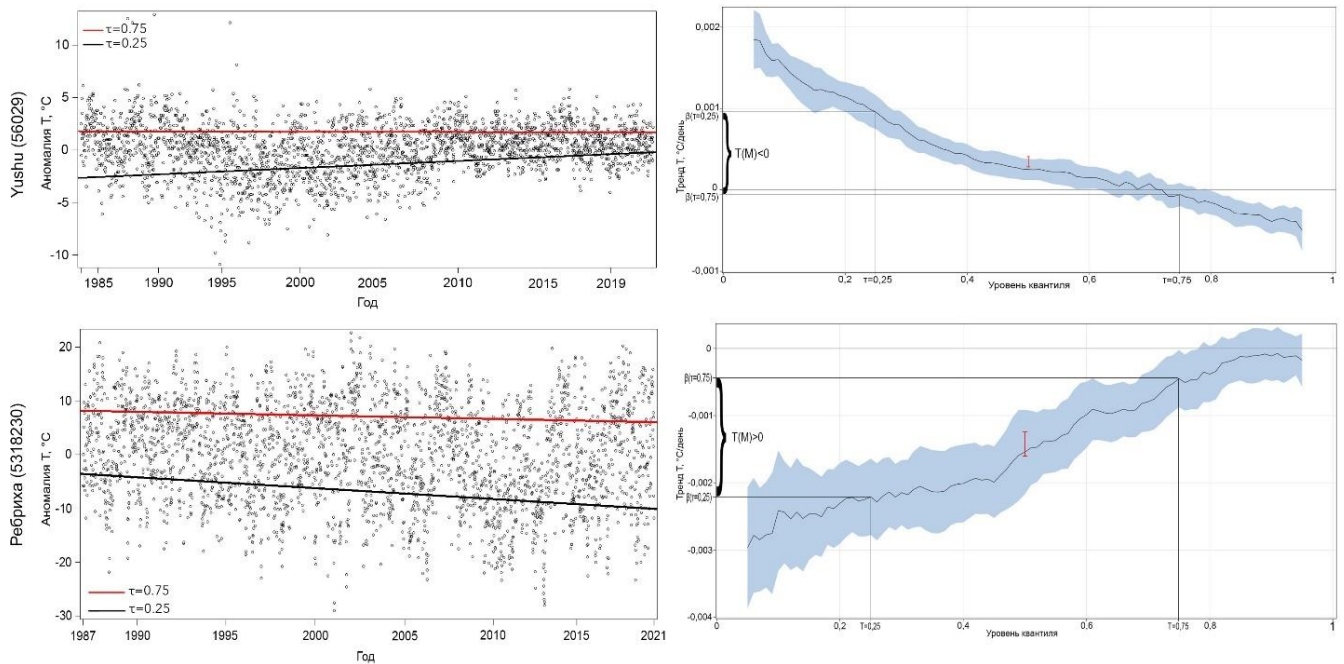


Рисунок 9 – Временные ряды (левый столбец) и процесс-диаграммы с отмеченными $T(M)$ (правый столбец) для летних аномалий температуры на станции Yushu (56029, Китай, 50 гПа) (верхняя строка) и аномалий зимней средней суточной приземной температуры на станции Ребриха (5318230, Алтайский край)

На станции Yushu наблюдается сближение 0,25 и 0,75 условных квантилей. На соответствующей процесс-диаграмме оценка тренда 0,25-квантиля больше оценки 0,75 квантиля, разность $T(M)$ отрицательная, а их доверительные интервалы не пересекаются, что говорит об уменьшении вариабельности летних аномалий температуры. На станции Ребриха, наоборот, видно расхождение 0,25 и 0,75 условных квантилей. На соответствующей процесс-диаграмме оценка тренда 0,25-квантиля меньше оценки 0,75-квантиля, разность $T(M)$ положительная, а их доверительные интервалы также не пересекаются, что говорит об увеличении вариабельности аномалий зимней средней суточной температуры.

2.2.4 Анализ трендов метеовеличин с помощью МКР

В данной работе с помощью МКР проводится исследование тенденций изменения аномалий средней, минимальной и максимальной суточной температуры, а также суточных сумм осадков на территории Российской

Федерации, и исследование тенденций изменения суточных значений аномалий температуры в свободной атмосфере Северного полушария.

Во всех случаях использовалась простая линейная модель

$$y_i = \beta_{0i} + x_i \beta_{1i} + \varepsilon_i, \quad (78)$$

где x_i – временной отсчет, а ε_i – случайные ошибки.

Для приземных характеристик по данным 1454 метеорологических станций на территории России оценки трендов были рассчитаны для 21 уровня квантилей: 0,01; интервал уровней квантилей от 0,05 до 0,95 с шагом 0,05; 0,99. Для аномалий температуры в свободной атмосфере оценки трендов были рассчитаны для 90 уровней квантилей: от 0,05 до 0,95 с шагом 0,01 – по данным 363 аэрологических станций на 14 стандартных изобарических поверхностях от 1000 гПа до 30 гПа.

Временные ряды характеристик составлялись из суточных значений, сгруппированных по четырем сезонам: зима DJF, весна MAM, лето JJA и осень SON. Временные ряды приземных характеристик включали в себя данные за период 1987-2021 гг., а временные ряды аномалий температуры в свободной атмосфере – за период 1979-2021 гг. для российских станций и за период 1984-2021 гг. для зарубежных станций.

Таким образом число наблюдений в каждом временном ряду за более чем 30-летний период составляло порядка 3000. Для решения оптимизационных задач такого размера использовался модифицированный симплекс-метод, а доверительные интервалы считались бутстреп-методом MCSMB для уровней τ от 0,05 до 0,95. Согласно правилу (74), данный диапазон попадает в центральную регрессию.

Следует отметить, что так как коэффициенты регрессии для каждого τ рассчитываются независимо друг от друга, то потенциально может возникнуть проблема пересечения линий трендов, рассчитанных для квантилей разных уровней [Wilks, 2019], когда рассчитываемое значение квантиля меньшего уровня

оказывается больше значения квантиля большего уровня. Особенно остро эта проблема стоит в случае ограниченного числа данных и при расчете большого числа квантилей близких порядков τ . В данной работе в описанной регрессионной задаче случаев пересечения линий трендов не наблюдается, за исключением одиночных аэрологических станций, у которых на изобарической поверхности 1000 гПа имеется порядка нескольких десятков наблюдений за весь период. Тогда на этой поверхности имеется пересечение линий трендов и результаты квантильной регрессии не имеют смысла. В таком случае поверхность 1000 гПа просто игнорируется, так как эти результаты не оказывают никакого влияния на вышележащие изобарические поверхности и слои атмосферы, на которых имеется достаточное число наблюдений.

Всего в работе было рассчитано более 23000 процесс-диаграмм для приземных характеристик на территории России (три типа температуры и суммы осадков для четырех сезонов) и более 20000 процесс-диаграмм для температуры в свободной атмосфере.

2.2.5 Интерпретация квантильных трендов

Тренды аномалий температуры

При интерпретации результатов квантильной регрессии аномалий температуры следует иметь в виду, что амплитуда аномалий температуры в различные месяцы отличается [Лавров, Стерин, 2021]. Зимой и летом амплитуда держится приблизительно на одном уровне, а в переходные сезоны (весной и осенью) амплитуда аномалий температуры в холодные месяцы больше, чем в теплые месяцы, как показано рисунке 10.а.

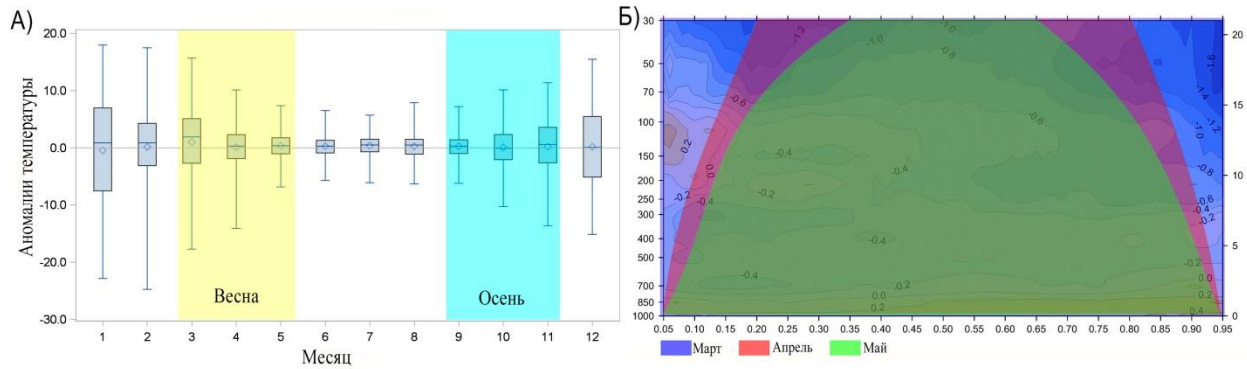


Рисунок 10 – Влияние годового хода температуры на квантильные оценки трендов. А) Аномалии температуры на станции 25123, обобщенные по отдельным месяцам на поверхности 50 гПа; Б) Схематичное распределение аномалий температуры весенних месяцев по уровням квантилей

Это приводит к тому, что при группировке суточных значений аномалий разных месяцев в один сезон весной и осенью аномалии температуры, соответствующие уровням квантилей, близким к 0 и 1, принадлежат, преимущественно, холодным месяцам (марту и ноябрю соответственно). Этот эффект сильнее всего проявляется в стратосфере. В нижних слоях тропосферы амплитуды аномалий температуры разных месяцев однородны практически на протяжении всего года. На рисунке 10.б представлено схематичное распределение аномалий температур в разные весенние месяцы по уровням квантилей.

Тренды суточных сумм осадков

Квантильные тренды суточных сумм осадков имеют отличительную особенность по сравнению с квантильными трендами аномалий температуры. Из-за присутствия в сезонных порциях данных значительной доли нулевых значений суточных осадков, для квантилей малых порядков (примерно для τ меньше 0,6) тренды принимают нулевые или незначимо малые по абсолютной величине значения. Примеры, демонстрирующие такие особенности процесс-диаграмм суточных сумм осадков изображены на рисунке 11.

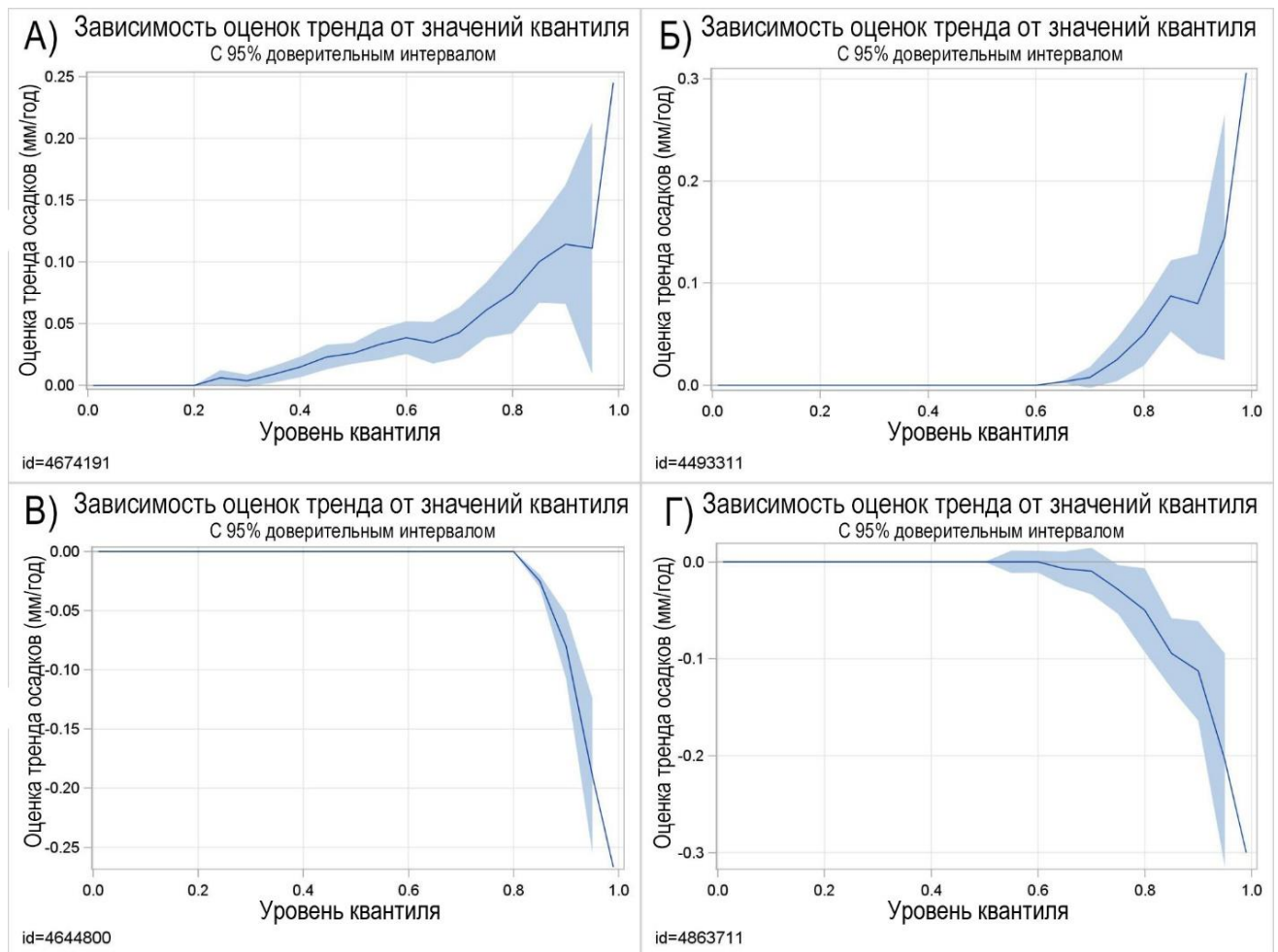


Рисунок 11 – Примеры процесс-диаграмм полного диапазона уровней квантилей для суточных сумм осадков: А) Невельск (Сахалин), зима; Б) Свиягино (Приморский край), весна; В) Астрахань, лето; Г) Тивяку (Хабаровский край), осень

Нулевые значения сумм осадков было решено оставить в целях дальнейшей кластеризации станций по характеристикам процесс-диаграмм. При удалении нулевых значений теряется косвенная информация об общем числе осадков на станции, и две станции могут показывать одинаковые процесс-диаграммы при совершенно разных реальных физических условиях на станциях.

2.3 Кластеризация

Для пространственного обобщения результатов анализа квантильных трендов аномалий приземной температуры и сумм осадков проводилась кластеризация методом k-средних (k-means) [Lloyd, 1982; Steinhaus, 1956]. Суть

этого метода сводится к разделению всех объектов (метеорологических станций) на k кластеров таким образом, чтобы минимизировать сумму квадратов внутрикластерных расстояний до центра кластера:

$$D = \sum_{i=1}^k \sum_{x \in C_i} d(x, c_i), \quad (79)$$

где c_i – центр (центроида) кластера C_i , $d(x, c_i)$ – евклидово расстояние между объектом x и центром кластера C_i .

2.3.1 Переменные кластеризации

Было проведено две серии расчетов: анализ детальной структуры трендов температуры [Стерин, Лавров, 2022a] и совместный анализ детальной структуры трендов температуры и осадков [Лавров, Стерин, 2023b] по данным 1454 метеорологических станций на территории РФ.

В первой серии расчетов для кластеризации процесс-диаграмм оценок трендов аномалий минимальной, максимальной и средней суточной температуры для каждого из четырех сезонов вводились переменные:

- разности между коэффициентами тренда β для разных уровней квантилей: $T_{25}-T_5$ между квантилями порядка $\tau = 0,25$ и $0,05$ (характеристика «левого хвоста распределения»)
- $T_{75}-T_{25}$ – разности между квантилями порядка $\tau = 0,75$ и $0,25$ (характеристика «срединной части распределения»);
- $T_{95}-T_{75}$ – разности между квантилями порядка $\tau = 0,95$ и $0,75$ (характеристика «правого хвоста распределения»);
- среднее значение тренда по всем рассчитанным уровням квантилей для аномалий суточной температуры.

Всего, таким образом, на основе расчетов трендов аномалий приземной температуры были сформированы 48 переменных.

Во второй серии расчетов было сформировано пространство из 36 переменных. Для аномалий максимальной суточной температуры для каждого из четырех сезонов сформированы переменные:

- разности между коэффициентами тренда β для разных значений квантилей: $T_{25}-T_5$ между квантилями порядка $\tau = 0,25$ и $0,05$ (характеристика «левого хвоста распределения»)
- $T_{75}-T_{25}$ – разности между квантилями порядка $\tau = 0,75$ и $0,25$ (характеристика «срединной части распределения»);
- $T_{95}-T_{75}$ – разности между квантилями порядка $\tau = 0,95$ и $0,75$ (характеристика «правого хвоста распределения»);
- среднее значение тренда по всем рассчитанным уровням квантилям для аномалий суточной температуры.

Расчеты трендов суточных сумм осадков проводились для всего диапазона уровней квантилей от $0,05$ до $0,95$, но для кластеризации формирование многомерных описаний трендов осадков ограничивалось диапазоном от $\tau=0,65$ и заканчивая значением $\tau=0,95$. Таким образом, на основании расчетов квантильных трендов для суточных сумм осадков R были сформированы для каждого из четырех сезонов переменные R_{65} , R_{75} , R_{85} и R_{95} – значения квантильных трендов для квантилей порядков τ , равных $0,65$, $0,75$, $0,85$ и $0,95$ соответственно. Рассчитывалась также средняя сезонная сумма осадков.

2.3.2 Параметры кластеризации

Кластеризация методом k-средних предполагает задание начальных центров кластеров («зародышей» кластеров), число которых соответствует числу кластеров, на которые разбиваются объекты. В данной работе не задается конкретное число кластеров, на которые должны быть разбиты метеорологические станции на территории РФ, а ведется уменьшение заведомо избыточного числа кластеров путем удаления небольших в смысле числа входящих в них станций кластеров и

перераспределения их станций к ближайшим кластерам. Алгоритм кластеризации следующий:

1. Выбор начальных центров («зародышей») N кластеров;
2. Последовательное присоединение объектов (метеорологических станций) к ближайшим кластерам. При каждом присоединении к кластеру, центр кластера пересчитывается как среднее значение всех текущих объектов в кластере;
3. Удаление кластеров, содержащих менее M объектов;
4. Оценка изменений кластеров по сравнению с предыдущей итерацией. Если изменения наблюдаются, повторение 2-4 шагов.
5. Формирование итоговых кластеров.

Результаты кластеризации, в частности число полученных кластеров, варьируются в зависимости от трех факторов: выбора начальных «зародышей», числа начальных «зародышей» N и минимального числа объектов в кластере M – которые выступают в качестве гиперпараметров кластеризации и должны быть определены заранее.

Выбор начальных «зародышей» осуществлялся по следующему алгоритму:

1. Перемешивание объектов (метеорологических станций) в случайном порядке;
2. Выбор первых N объектов в качестве потенциальных «зародышей»;
3. Последовательная проверка всех объектов. Объект заменяет одного из «зародышей», если минимальное расстояние между «зародышами» при такой перестановке увеличится.

Таким образом в качестве начальных «зародышей» выступают удаленные друг от друга станции в пространстве переменных кластеризации, но при этом сохраняется элемент случайности, что приводит к разным начальным «зародышам» при проведении нескольких кластеризаций.

Определение числа «зародышей» N и минимального числа объектов в кластере M проводилось на основе следующих соображений. Можно ожидать, что на станциях, расположенных в схожих климатических условиях, изменение климатических характеристик проявляется также схожим образом. На основе климатических и географических особенностей разных регионов России, территорию России можно разделить на 9 или 18 квази-однородных климатических регионов, которые используются в Докладе об особенностях климата Росгидромета [Росгидромет, 2022a] для пространственного усреднения некоторых метеовеличин и изображены на рисунке 12.

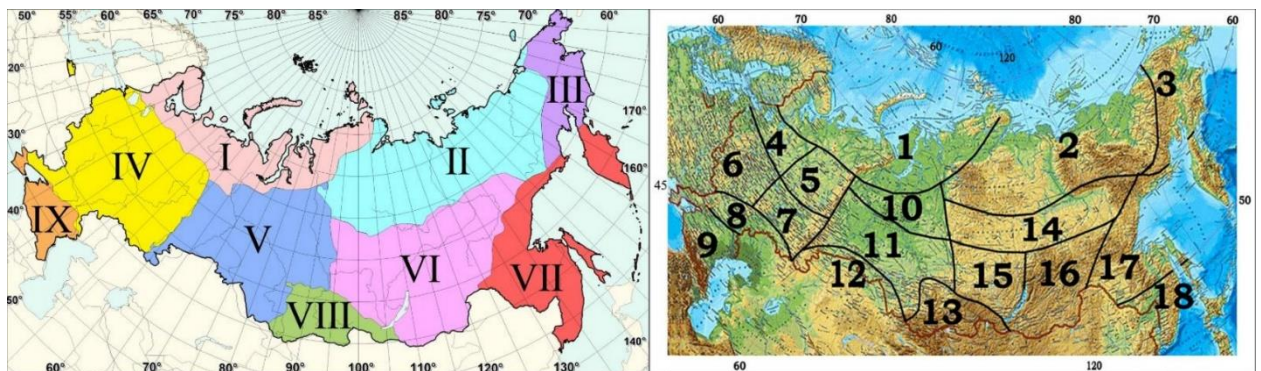


Рисунок 12 – 9 и 18 квази-однородных климатических региона России [Росгидромет, 2022a]

В связи с этим ожидаемое число кластеров также должно лежать в промежутке от 9 до 18 кластеров. Для определения зависимости числа кластеров от числа «зародышей» N и минимального числа объектов в кластере M для первой серии расчетов было проведено по 100 вариантов кластеризации с разными случайными начальными «зародышами» для каждой комбинации N от 40 до 80 с шагом 5 и M от 5 до 40. Среднее, минимальное и максимально число кластеров, получаемых при разных комбинациях N и M показано на рисунке 13.

По горизонтальной оси отложено минимальное число станций в кластере M , а по вертикальной – начальное число кластеров N (число «зародышей»). Цветом обозначено минимальное (А), максимальное (Б) и среднее (В) итоговое число кластеров, полученное по итогу 100 кластеризаций с заданными параметрами N и M , но различными начальными «зародышами».

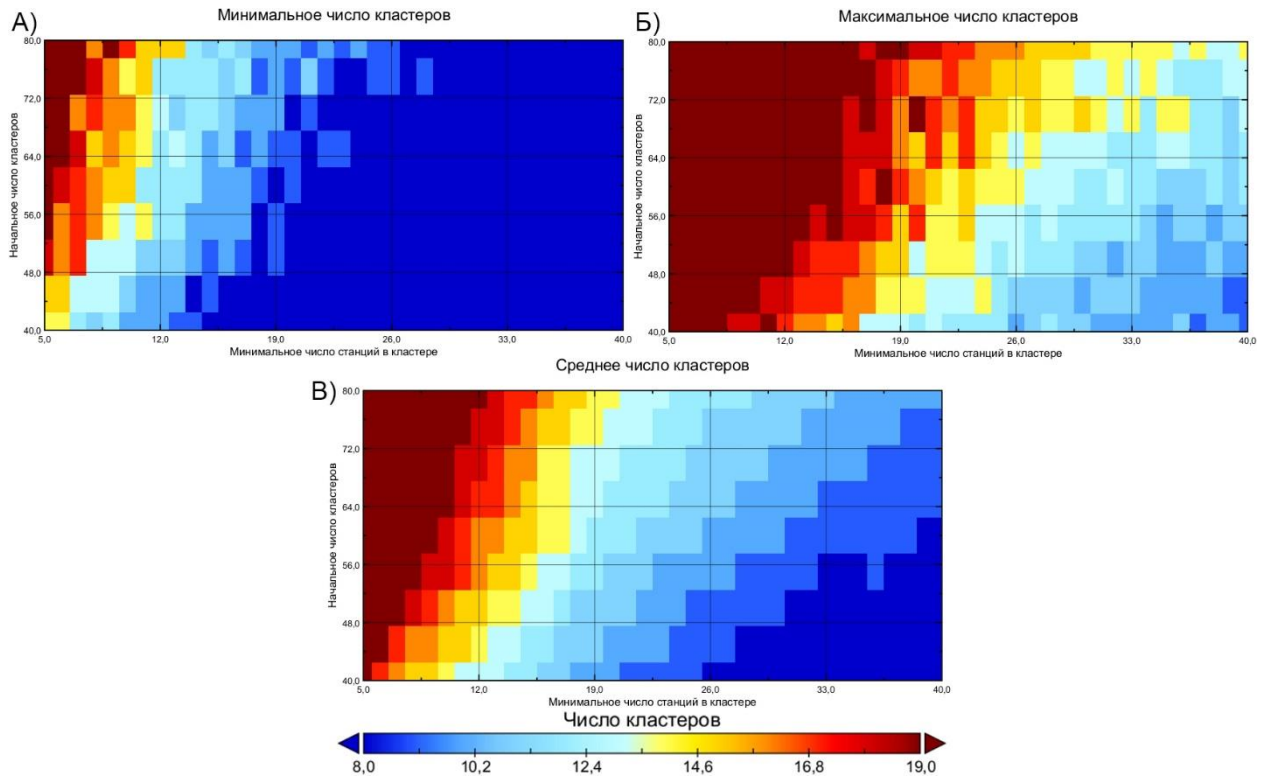


Рисунок 13 – Минимальное (А), максимальное (Б) и среднее (В) число кластеров по результатам ста кластеризаций для каждой комбинации начального число кластеров N (вертикальная ось) и минимального числа объектов в кластере M (горизонтальная ось)

Число кластеров, ожидаемо, растет при увеличении числа начальных «зародышей» и падает при увеличении минимального числа объектов в кластере. В данной работе минимальное число объектов в кластере M было установлено 20, а число начальных «зародышей» N – 60. При такой комбинации параметров кластеризации результирующее число кластеров при случайных начальных «зародышах» меняется от 9 до 16 и в среднем равно 12, что почти полностью соответствует предполагаемому диапазону с тенденцией к образованию более крупных кластеров.

Следует отметить, что при данных параметрах кластеризации 60 начальных «зародышей» не только удалены друг от друга в пространстве переменных кластеризации, но и распределены по всей территории России без использования какой-либо информации об их географическом положении. Пример одного из вариантов выбора начальных «зародышей» показан на рисунке 14.

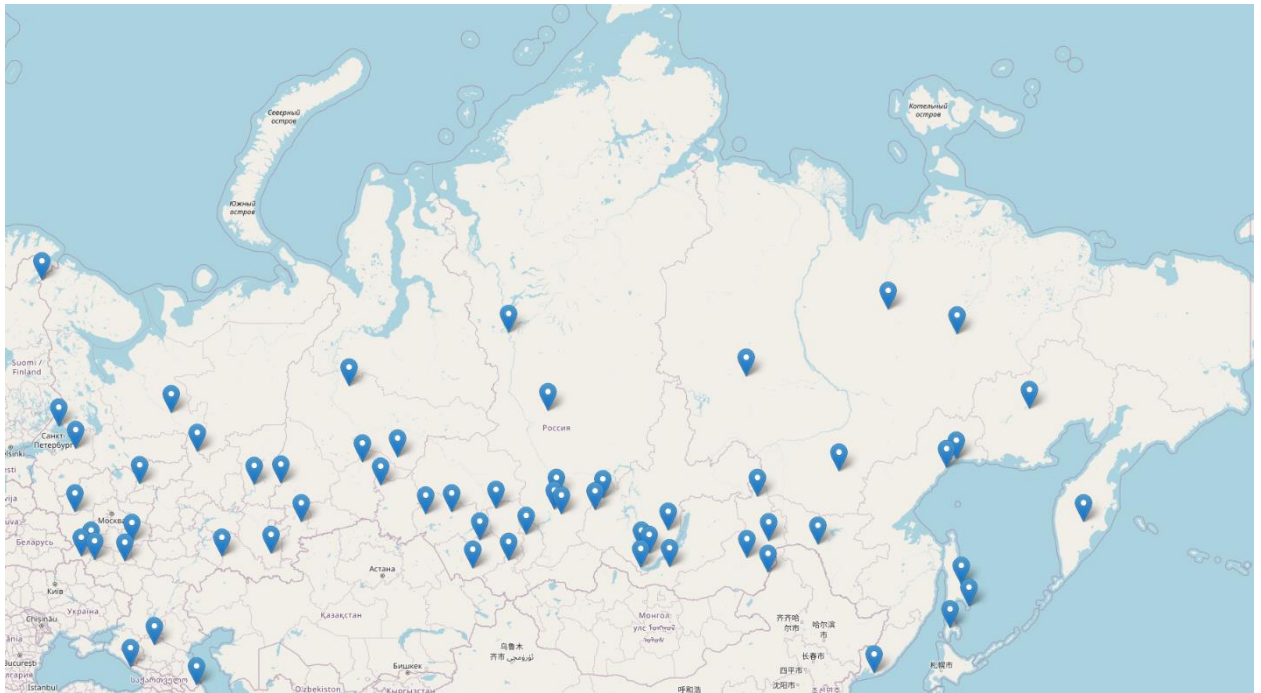


Рисунок 14 – Вариант 60 случайных начальных «зародышей» кластеров, удаленных друг от друга в пространстве переменных кластеризации без использования географической информации об их положении.

Благодаря тому, что случайные «зародыши» присутствуют во всех квази-однородных климатических регионах, кроме Чукотки, характеризуемой крайне малым числом метеорологических станций, разные варианты кластеризации могут различаться числом и границами кластеров, но в целом показывают схожую картину разделения станций по кластерам.

2.4 Заключение по главе

Метод квантильной регрессии, в отличие от метода наименьших квадратов, позволяет исследовать тенденции изменения метеовеличин в широком диапазоне принимаемых ими значений для квантилей порядков τ от нуля до единицы, в том числе значений метеовеличин, близких к экстремальным. При этом он не требует выполнения условий нулевого матожидания, постоянной дисперсии и независимости случайных ошибок, необходимых для получения эффективных МНК-оценок.

Задача квантильной регрессии не решается аналитически и представляет собой задачу линейного программирования. Одним из существенных факторов выбора способа ее решения является скорость работы алгоритма оптимизации. В настоящей работе проводится исследование оценок трендов суточных значений аномалий приземной температуры и сумм осадков, а также аномалий температуры в свободной атмосфере за более чем тридцатилетний период. Исследуемые временные ряды содержат порядка 3000 наблюдений. С задачами такого объема эффективно справляется модифицированный симплекс-метод. Для построения доверительных интервалов оценок коэффициентов регрессии использовался метод бутстрепа MCMB (Markov Chain Marginal Bootstrap), так как он дает лучшие оценки дисперсии и не требует выбора параметров, необходимых для аналитической оценки дисперсии.

Для квантильных оценок трендов сумм осадков и аномалий температуры в свободной атмосфере были описаны особенности интерпретации получаемых результатов, процесс-диаграмм.

Для пространственного обобщения получаемых с помощью МКР процесс-диаграмм использовался метод кластеризации k -средних. Алгоритм кластеризации состоит в итеративном уменьшении заведомого большого числа N кластеров путем удаления кластеров, содержащих меньше минимального числа M станций, и перераспределении станций по оставшимся кластерам. Был обоснован выбор параметров N и M кластеризации.

Глава 3. Исследование методом квантильной регрессии тенденций изменения приземных температуры и осадков на территории Российской Федерации

В настоящей главе проводится анализ трендов метеовеличин для приземного климата (температура воздуха и суммы осадков) на территории Российской Федерации.

Основное содержание главы составляют результаты исследования трендов приземной температуры воздуха и сумм осадков на территории Российской Федерации с помощью метода квантильной регрессии. Квантильные тренды, полученные для отдельных метеорологических станций, обобщаются путем группировки станций в кластеры на основе близости квантильных трендов в диапазоне уровней квантилей от 0,01 до 0,99.

В ранних исследованиях тенденций изменения приземной температуры на территории России методом квантильной регрессии [Стерин, Тимофеев, 2016; Тимофеев, Стерин, 2010] использовалось ограниченное число станций, а пространственное обобщение проводилось на основе квази-однородных климатических регионов России без учета выявленных особенностей квантильных трендов. В настоящей главе приводятся результаты исследования для большего числа станций, а обобщение проводится на основе близости значений квантильных трендов.

Отдельно приводятся полученные с использованием квантильной регрессии результаты для территории Российской Федерации, подтверждающие положения об адвективной природе уменьшения внутрисезонной изменчивости температуры вследствие полярного усиления.

3.1 Пространственное обобщение расчетных характеристик квантильных трендов

С применением метода квантильной регрессии были исследованы тенденции изменения аномалий минимальной, максимальной, средней суточной температуры, а также суточных сумм осадков по данным 1454 метеорологических станций на территории РФ за период 1987-2021 гг. Были рассчитаны квантильные тренды для различных уровней квантиля τ для более чем 23000 процесс-диаграмм временных рядов характеристик, сгруппированных по четырем сезонам.

Для анализа такого числа процесс-диаграмм было решено сгруппировать их с помощью кластеризации методом k-средних. Для формирования перечня переменных, по которым непосредственно производится кластеризация, для каждого сезона в отдельности были введены результирующие переменные, позволяющие сгруппировать процесс-диаграммы в кластеры на основе их схожести. Для процесс-диаграмм аномалий суточных температур были введены три переменные, характеризующие форму процесс-диаграммы: разность между оценками трендов $T_{25}-T_5$, $T_{75}-T_{25}$ и $T_{95}-T_{75}$, – и, для различения процесс-диаграмм со схожими формами, переменная, характеризующая положение по оси ординат: средняя оценка тренда по всем уровням квантилей T_Mean .

С учетом того, что для суточных сумм осадков в большинстве случаев оценки трендов для уровней квантиля, меньших 0,6, близки или равны нулю, для кластеризации были использованы переменные – точечные оценки трендов для квантилей порядка 0,65, 0,75, 0,85 и 0,95 (R_{65} , R_{75} , R_{85} , R_{95}), а также средняя сезонная сумма осадков.

Пример схемы формирования переменных кластеризации для одной метеостанции схематично представлен на рисунке 15.

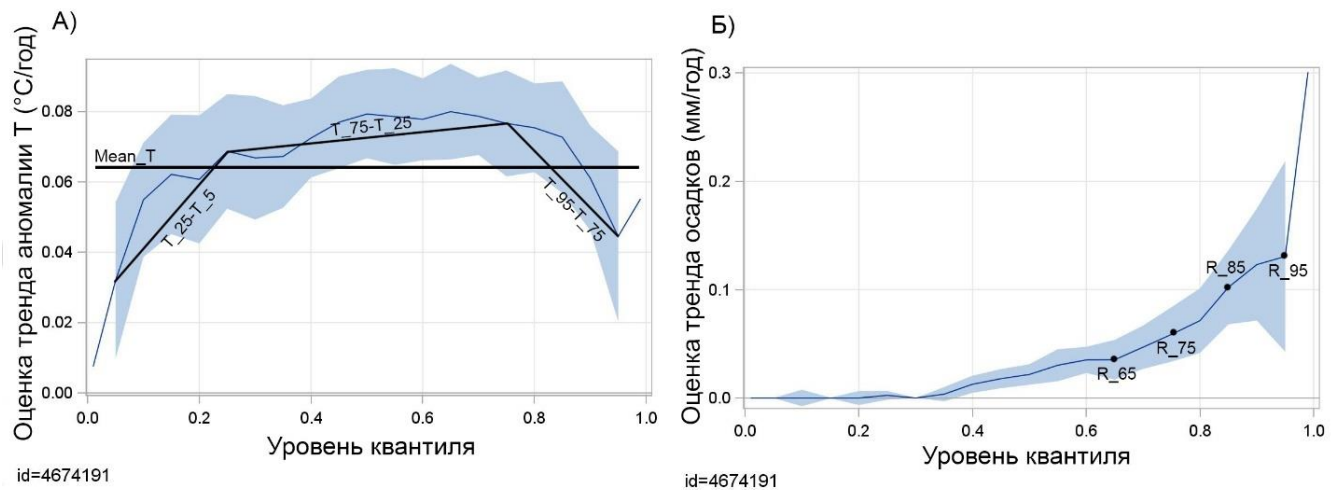


Рисунок 15 – Схематичное представление переменных кластеризации. Графики построены для станции Невельск (Сахалин) для аномалий осенней максимальной суточной температуры (А) и зимних суточных сумм осадков (Б). А) Переменные, характеризующие разные части распределения: $T_{25}-T_5$, $T_{75}-T_{25}$, $T_{95}-T_{75}$ и средняя оценка по всем уровням квантилей $Mean_T$. Б) Точечные оценки трендов R_{65} , R_{75} , R_{85} , R_{95} .

Группировка станций по кластерам на основе их процесс-диаграмм проводилась сразу по всем четырем сезонам и по нескольким метеовеличинам в двух сериях расчетов.

В первой серии проводилась кластеризация на основе квантильных трендов аномалий минимальной, максимальной и средней суточной температуры. Во второй серии расчетов проводилась кластеризация на основе квантильных трендов максимальной суточной температуры и суточных сумм осадков.

Как было сказано ранее, результаты кластеризации методом k-средних (окончательное число и состав кластеров) зависят от выбора начальных «зародышей» кластеров, но в целом разные реализации показывают схожую картину разделения станций по кластерам. Представленные далее реализации для двух серий расчетов были получены при одинаковых начальных «зародышах» кластеров. Следует отметить, что никакая информация о географическом положении станций в процессе кластеризации не использовалась.

3.2 Первая серия расчетов: тренды приземной температуры на территории РФ

В результате кластеризации станций в первой серии расчетов были получены 13 кластеров, расположенных, как оказалось, географически компактно [Стерин, Лавров, 2022a]. Выделенные кластеры изображены на рисунке 16. Нумерация выделенных кластеров как в первой, так и во второй серии расчетов носит условный характер и содержательного смысла не имеет.

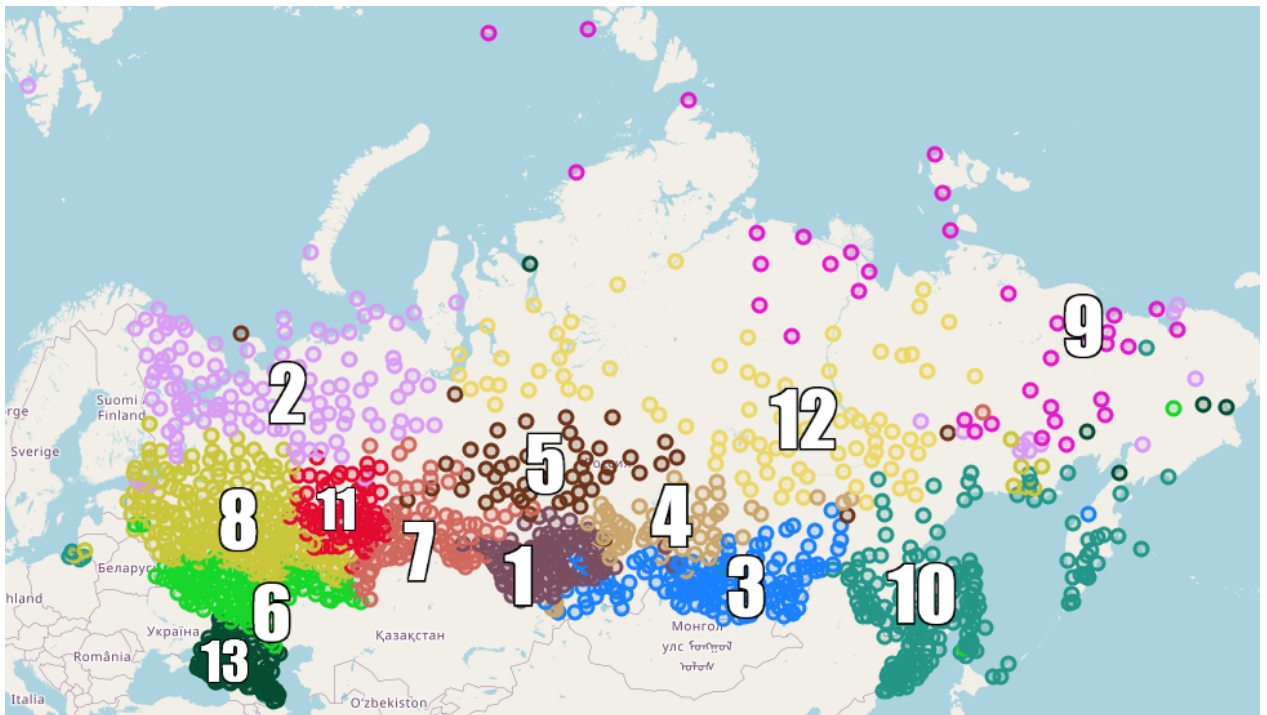


Рисунок 16 – Кластеры метеорологических станций на территории РФ, объединенные по схожести характеристик МКР трендов аномалий температуры, рассчитанных за период 1987-2021 гг.

Географически компактное расположение кластеров свидетельствует о том, что станции, расположенные в одном географическом регионе, имеют схожий характер изменения температуры в широком диапазоне уровней квантилей. Более того, в соответствии со сделанным ранее предположением о схожем характере изменения характеристик климата на станциях, расположенных в схожих климатических условиях, полученное разбиение станций на территории России на кластеры схоже с разделением территории России на квази-однородные климатические регионы, изображенным на рисунке 17 [Лавров, Стерин, 2023с].

Для определения степени соответствия результатов кластеризации квази-однородным климатическим регионам каждому кластеру можно поставить в соответствие климатический регион, в который входит большая часть станций этого кластера, и подсчитать общее количество станций, расположенных в климатическом регионе, соответствующем их кластеру. В данном случае из 1454 станций 1186 станций расположены в соответствующем их кластеру климатическом регионе. То есть результаты кластеризации квантильных оценок трендов аномалий температуры соответствуют разделению территории России на квази-однородные климатические регионы на 82%. Распределение станций кластеров по климатическим регионам показано в таблице 2.

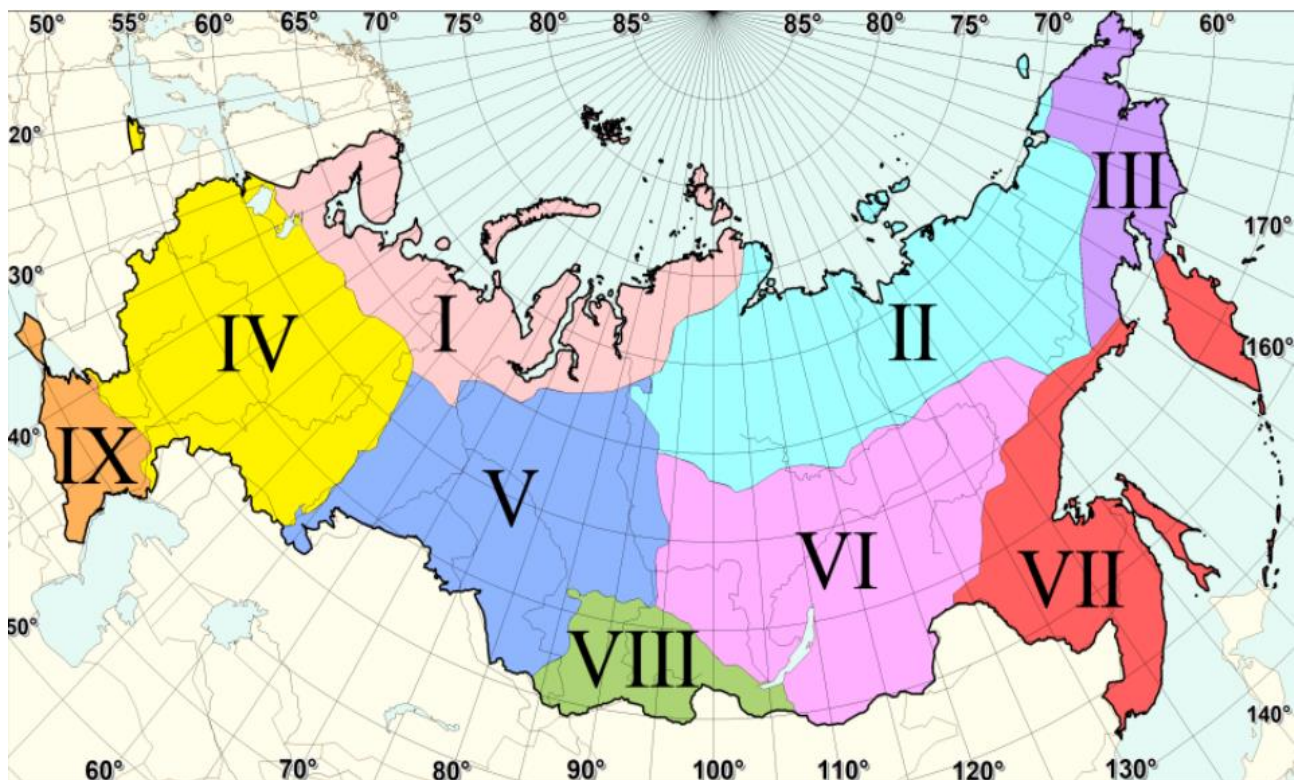


Рисунок 17 – Квази-однородные климатические регионы: I – Север ЕЧР и Западной Сибири, II – Северная часть Восточной Сибири и Якутии, III – Чукотка и север Камчатки, IV – Центр ЕЧР, V – Центр и юг Западной Сибири, VI – Центр и юг Восточной Сибири, VII – Дальний Восток, VIII – Алтай и Саяны, IX – Юг ЕЧР [Росгидромет, 2022a]

Принимая во внимание тот факт, что количество кластеров и их границы в общем случае зависят от выбора начальных «зародышей», и полученный результат может быть случайным, было проведено 1000 повторений кластеризации со

случайным выбором начальных «зародышей». Результаты 1000 повторений показывают, что в первой серии расчетов степень соответствия кластеризации климатическим регионам меняется от 59 до 82% в зависимости от «начальных зародышей» кластеров и в среднем составляет 70%.

Таблица 2 – Распределение станций каждого кластера по квази-однородным климатическим регионам (первая серия расчетов). Жирным шрифтом отмечены регионы, в которые входит наибольшее число станций соответствующего кластера. Правый столбец – число, показывающее, какую долю от общего числа станций в кластере составляют станции максимально представленного региона. Нижняя строка – число, показывающее, какой процент от общего числа станций региона принадлежит максимально представленным кластерам

Кластер	Регион									%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
1	0	0	0	0	77	1	0	41	0	65
2	94	6	3	12	4	3	0	0	0	77
3	0	0	0	0	0	108	2	41	0	72
4	0	0	0	0	7	41	0	11	0	70
5	2	0	0	0	37	8	0	1	0	77
6	0	0	1	126	2	0	1	0	2	95
7	0	1	0	5	75	0	0	0	0	93
8	4	2	1	219	0	0	3	0	2	95
9	4	31	3	0	0	0	0	0	0	82
10	0	1	3	0	0	3	181	0	5	94
11	0	0	0	59	22	0	0	0	0	73
12	7	26	0	0	10	40	1	0	0	48
13	1	0	5	11	0	0	0	0	98	85
%	84	46	0	94	81	93	96	0	92	

При том, что в зависимости от выбора начальных «зародышей», станции, расположенные на границе нескольких кластеров, могут перемещаться из одного кластера в другой, а кластеры со схожими процесс-диаграммами своих станций могут разделяться и объединяться, общая картина разделения территории России на кластеры остается схожей с квази-однородными климатическими регионами России.

3.3 Вторая серия расчетов: совместные тренды приземной температуры и сумм осадков на территории РФ

В результате кластеризации станций во второй серии расчетов были выделены 15 компактно-расположенных кластеров [Лавров, Стерин, 2023а; Стерин Лавров, 2023; Sterin, Lavrov, 2024], изображенных на рисунке 18.

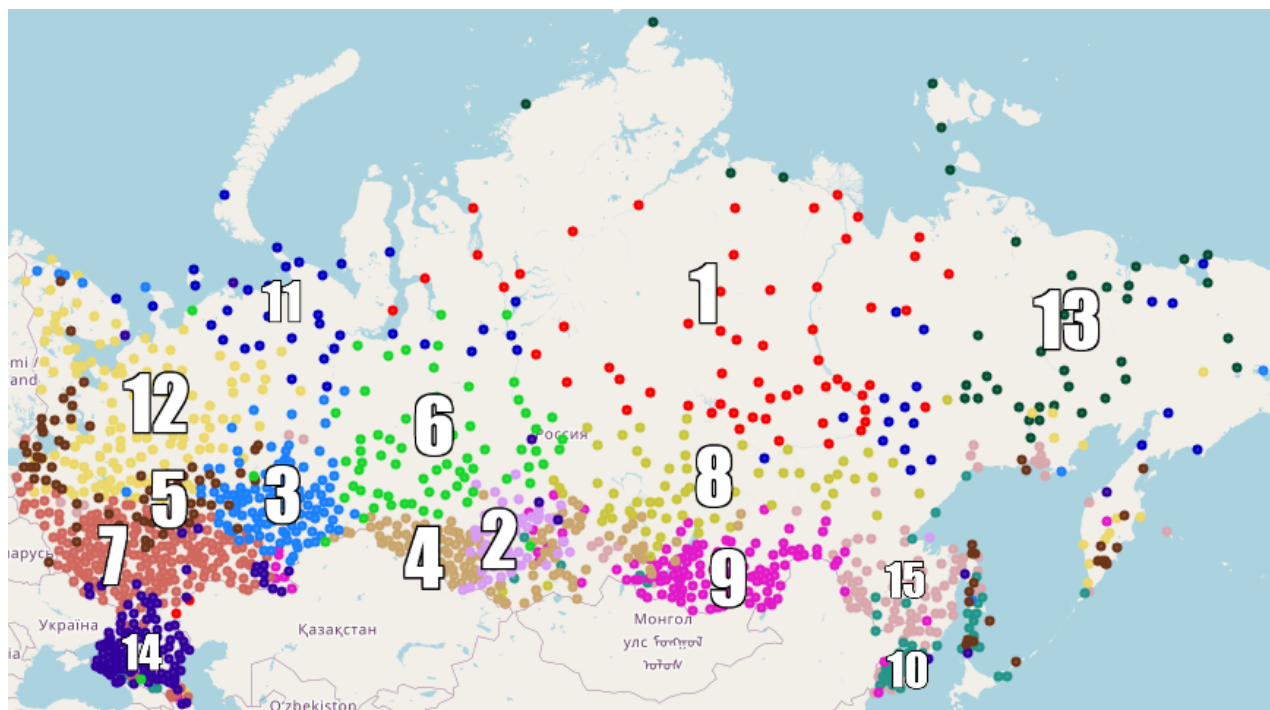


Рисунок 18 – Кластеры метеорологических станций на территории РФ, объединенные по схожести совместных характеристик МКР трендов температуры и осадков, рассчитанных за период 1987-2021 гг.

В таблице 3 приведены статистические характеристики и межцентроидные расстояния для всех выделенных кластеров.

Несмотря на внешнее сходство результатов кластеризации, полученных в обеих сериях расчетов, включение в процесс кластеризации переменных, характеризующих тренды осадков, оказало влияние на распределение метеорологических станций по кластерам.

Таблица 3 – Статистики и межцентроидные расстояния для пятнадцати выделенных кластеров, условные единицы.

N – число станций в кластере, STD – внутрикластерная стандартная ошибка расстояний объектов кластера до центроида кластера, Ω – радиус кластера – максимальное по всевозможным парам объектов кластера расстояние между объектами кластера в евклидовой метрике

Клас тер	N	STD	Ω	Расстояние до центроидов других кластеров														
				1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	61	0,82	8,86	.	7,62	6,46	6,08	7,74	7,11	6,03	4,78	6,35	9,33	4,83	6,06	5,30	6,58	6,88
2	65	0,69	7,41	7,62	.	5,75	3,31	6,72	4,59	6,64	4,91	5,25	6,19	6,27	6,10	7,80	7,43	5,30
3	123	0,67	8,34	6,46	5,75	.	4,91	5,29	4,17	4,08	4,44	4,97	5,44	5,04	4,51	6,26	5,58	3,92
4	123	0,62	5,56	6,08	3,31	4,91	.	6,66	4,54	6,04	3,39	4,05	6,28	5,60	5,64	6,58	6,66	4,12
5	91	0,81	12,79	7,74	6,72	5,29	6,66	.	5,85	4,95	5,92	6,89	6,02	6,29	3,78	7,11	7,92	5,15
6	71	0,73	10,28	7,11	4,59	4,17	4,54	5,85	.	6,41	4,75	6,66	5,21	5,00	5,49	6,81	7,58	4,52
7	211	0,68	7,66	6,03	6,64	4,08	6,04	4,95	6,41	.	5,20	4,90	6,48	5,91	5,12	6,45	4,30	5,21
8	66	0,68	5,92	4,78	4,91	4,44	3,39	5,92	4,75	5,20	.	3,93	6,70	5,16	4,89	6,29	6,51	4,39
9	128	0,69	14,00	6,35	5,25	4,97	4,05	6,89	6,66	4,90	3,93	.	7,26	6,47	5,60	6,99	5,61	4,94
10	63	0,96	13,93	9,33	6,19	5,44	6,28	6,02	5,21	6,48	6,70	7,26	.	7,76	6,76	9,34	7,91	3,81
11	55	0,85	8,01	4,83	6,27	5,04	5,60	6,29	5,00	5,91	5,16	6,47	7,76	.	4,14	4,62	6,45	5,60
12	144	0,66	6,61	6,06	6,10	4,51	5,64	3,78	5,49	5,12	4,89	5,60	6,76	4,14	.	5,43	6,69	4,46
13	41	0,97	11,34	5,30	7,80	6,26	6,58	7,11	6,81	6,45	6,29	6,99	9,34	4,62	5,43	.	7,09	6,89
14	134	1,08	20,96	6,58	7,43	5,58	6,66	7,92	7,58	4,30	6,51	5,61	7,91	6,45	6,69	7,09	.	6,44
15	101	0,74	7,20	6,88	5,30	3,92	4,12	5,15	4,52	5,21	4,39	4,94	3,81	5,60	4,46	6,89	6,44	.

Анализ квантильных оценок трендов аномалий максимальной, минимальной и средней суточной температур, проведенный в работе [Стерин, Лавров, 2022b] показал, что различия между ними имеют место, но незначительное. В связи с этим далее будет идти обсуждение квантильных оценок трендов аномалий максимальной суточной температуры и сумм осадков на основе второй серии расчетов [Лавров, Стерин, 2024].

О вкладах некоторых из используемых в расчетах (вторая серия расчетов) переменных в объяснение многомерной межкластерной дисперсии позволяет судить содержание таблицы 4. Величина D представляет отношение межкластерной дисперсии RSQ к внутрикластерной дисперсии (1-RSQ) для данной стандартизованной переменной.

Наибольшей различительной способностью (наибольшие значения D) среди тридцати шести переменных обладают средние по всем уровням квантилей

осенний, зимний и летний тренды, а также межквартильный размах, характеризующий срединную часть диапазона уровней квантилей, для зимних процесс-диаграмм (T₇₅-T₂₅). У следующих семи переменных значения D близки, и в их число входят как переменные температуры: средний по всем уровням квантилей весенний тренд, межквартильный размах для осенних процесс-диаграмм и характеристика первой четверти упорядоченных значений метеовеличин (левого хвоста плотности распределений) для осенних процесс-диаграмм, – так и переменные сумм осадков: летние тренды квантилей порядков 0,85 и 0,75, а также средние летние суммы осадков.

Таблица 4 – Десять переменных с наибольшими значениями D – отношения межкластерной дисперсии RSQ у внутрикластерной дисперсии (1-RSQ) для данной переменной

Переменная, условное название	Описание переменной	RSQ	D
ave_Max_son	Осредненный квантильный тренд аномалий максимальной суточной температуры для осеннего сезона (SON)	0,65	1,84
ave_Max_djf	Осредненный квантильный тренд аномалий максимальной суточной температуры для зимнего сезона (DJF)	0,63	1,72
ave_Max_jja	Осредненный квантильный тренд аномалий максимальной суточной температуры для летнего сезона (JJA)	0,61	1,56
qvalue_75_25_Max_djf	Разность квантильных трендов аномалий максимальной суточной температуры для 0,75 и 0,25 квантилей для зимнего сезона (DJF)	0,55	1,21
ave_Max_mam	Осредненный квантильный тренд аномалий максимальной суточной температуры для весеннего сезона (MAM)	0,53	1,12
precip_85_JJA	Квантильный тренд суточных сумм осадков летнего сезона (JJA) для $\tau=0,85$	0,51	1,05
qvalue_75_25_Max_son	Разность квантильных трендов аномалий максимальной суточной температуры для 0,75 и 0,25 квантилей для осеннего сезона (SON)	0,50	1,01
precip_75_JJA	Квантильный тренд суточных сумм осадков летнего сезона (JJA) для $\tau=0,75$	0,50	1,00
precip_JJA	Средние сезонные суммы осадков для летнего сезона (JJA)	0,50	1,00
qvalue_25_5_Max_son	Разность квантильных трендов аномалий максимальной суточной температуры для 0,25 и 0,05 квантилей для осеннего сезона (SON)	0,49	0,98

Результаты совместной кластеризации квантильных трендов аномалий температуры и суточных сумм осадков, так же, как и в первой серии расчетов, схожи с выделением на территории России квази-однородных климатических регионов. Степень соответствия результатов кластеризации квази-однородным

климатическим регионам составляет 69%, то есть из 1454 исследованных станций 1007 расположены в климатическом регионе, соответствующем их кластеру. Распределение станций кластеров по климатическим регионам показано в таблице 5.

Таблица 5 – Распределение станций каждого кластера по квази-однородным климатическим регионам (вторая серия расчетов). Обозначения аналогичны таблице 2 для первой серии расчетов.

Кластер	Регион									%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
1	6	29	0	2	1	23	0	0	0	48
2	0	0	0	0	34	0	1	27	0	55
3	6	0	1	62	52	0	2	0	0	50
4	0	0	0	0	65	23	0	32	0	54
5	9	0	0	59	0	0	21	0	0	66
6	4	0	0	1	62	0	0	1	1	70
7	0	0	0	195	0	0	0	0	8	96
8	0	0	0	0	3	57	2	3	0	88
9	0	0	0	4	4	88	10	20	1	69
10	0	0	0	0	0	0	53	5	4	85
11	27	6	4	0	6	9	2	0	0	50
12	54	2	4	73	0	0	7	0	4	51
13	4	30	6	0	0	2	0	0	0	71
14	2	0	0	33	5	0	4	1	87	60
15	0	0	1	3	2	2	86	5	2	85
%	24	88	0	90	69	71	74	0	81	

Степень соответствия кластеров их регионам различается. Но при этом у всех кластеров кроме кластера 1 она превышает 50%, а у 6 из 15 кластеров – превышает 70%. Кластер 7, расположенный на юге ЕЧР, практически полностью входит в свой климатический регион. Степень соответствия климатическому региону для него составляет 96%. Более 85% степень соответствия между кластерами и квазиоднородными климатическими регионами наблюдается у кластеров 10 и 15, расположенных в Приморском крае и Хабаровском крае, а также у кластера 8, расположенного в Иркутской области и на юге Якутии.

Наименьшее соответствие (48%) наблюдается у кластера 1, расположенного на севере Красноярского края и на северо-западе Якутии. Он практически в равной степени представляет станции двух климатических регионов.

Климатические регионы, расположенные в центре ЕЧР и в центре и юге Западной Сибири (4 и 5 регионы), в результате процедуры кластеризации были поделены на 3 кластера каждый, а регионы, расположенные в Северной части Восточной Сибири и Якутии, в центре и юге Восточной Сибири и Дальнем Востоке (2, 6 и 7 регионы), были поделены на 2 кластера каждый. То есть квантильные тренды в разных частях каждого региона существенно отличаются друг от друга в 36-мерном исследуемом пространстве.

Два климатических региона (3 – Чукотка и север Камчатки, 8 – Алтай и Саяны) не были соотнесены ни с одним кластером. 3 регион содержит всего 16 станций. Это меньше необходимого минимума из 20 станций для формирования кластера, поэтому самостоятельный кластер там не мог сформироваться из-за разреженности сети метеорологических станций. Эти станции были распределены по другим наиболее близким в пространстве 36 переменных кластерам. 8 регион (Алтай и Саяны) представлен сразу в трех кластерах, расположенных на юге Сибири, Алтае и Забайкалье (кластеры 2, 4 и 9).

Результаты рандомизации выбора начальных «зародышей» (1000 повторений со случайным выбором начальных «зародышей») показывают, что во второй серии расчетов степень соответствия результатов кластеризации климатическим регионам меняется от 60 до 73% и в среднем составляет 66%. Степени соответствия отдельных результатов 1000 повторений для двух серий расчетов с рандомизацией показаны на рисунке 19.

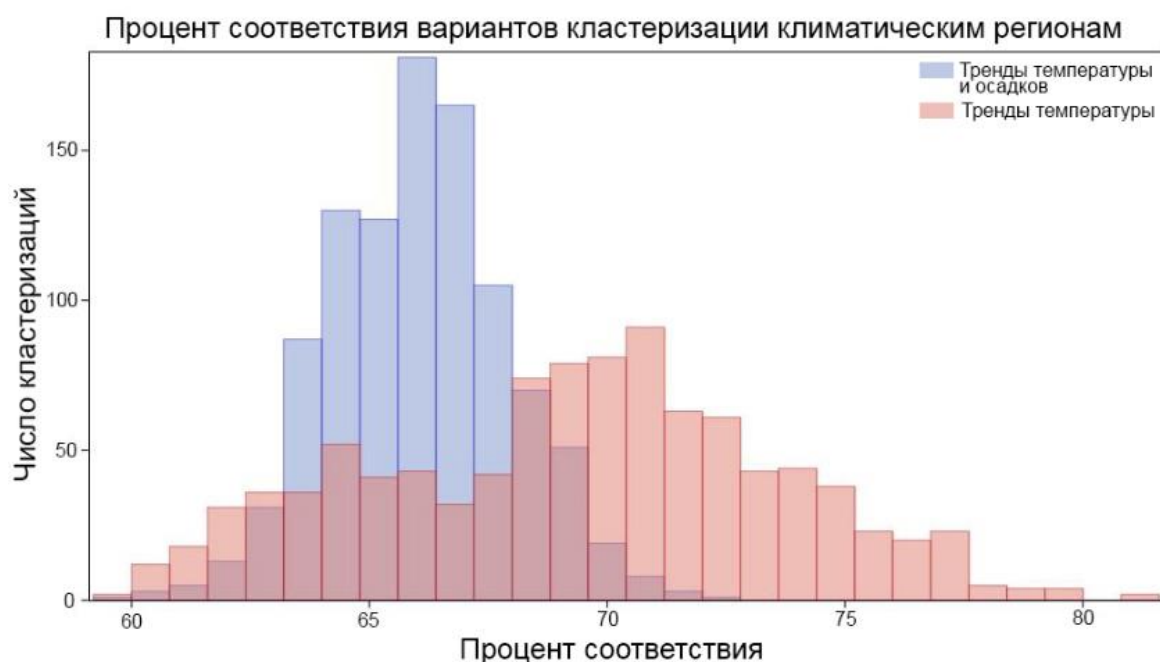


Рисунок 19 – Гистограмма степени соответствия результатов 1000 повторений кластеризаций с рандомизированными «зародышами» квази-однородным климатическим регионам для двух серий расчетов. Красным цветом обозначены результаты кластеризации квантильных трендов аномалий температуры; синим – совместных трендов аномалий температуры и суточных сумм осадков

Включение в процедуру кластеризации квантильных трендов сумм осадков при небольшом уменьшении среднего соответствия значительно уменьшает разброс соответствия климатическим регионам. Иначе говоря, варианты кластеризации при разных начальных «зародышах» меньше отличаются друг от друга в случае совместных трендов приземной температуры и сумм осадков, чем при использовании только трендов приземной температуры. Тем самым уменьшается влияние случайного выбора начальных «зародышей» кластеров на результат.

Каждому кластеру для отнесенных к нему метеорологических станций были поставлены в соответствие графики типа «ящик с усами» (Box-and-whisker plots), демонстрирующих зависимость разбросов квантильных трендов пунктов наблюдения (метеорологических станций) кластера от уровней квантилей. Для каждого из 15 кластеров строились графики типа «ящик с усами» для квантильных трендов аномалий максимальной суточной температуры (четыре графика, соответствующих четырем сезонам), и квантильных трендов суточных сумм

осадков (четыре графика, соответствующих четырем сезонам). Полученная группа из восьми графиков составляет «образец» (паттерн) pattern) проявления в соответствующем кластере квантильных трендов температуры и осадков для четырех различных сезонов года.

Паттерны для всех 15 кластеров, а также описание географического положения метеостанций кластеров и особенностей проявления квантильных трендов температуры и осадков представлены в приложении А.

Представляет интерес оценить, насколько полученные результаты оценок квантильных трендов согласуются с результатами мониторинга приземной температуры, описанными в докладе Росгидромета и изображенными на рисунке 20.

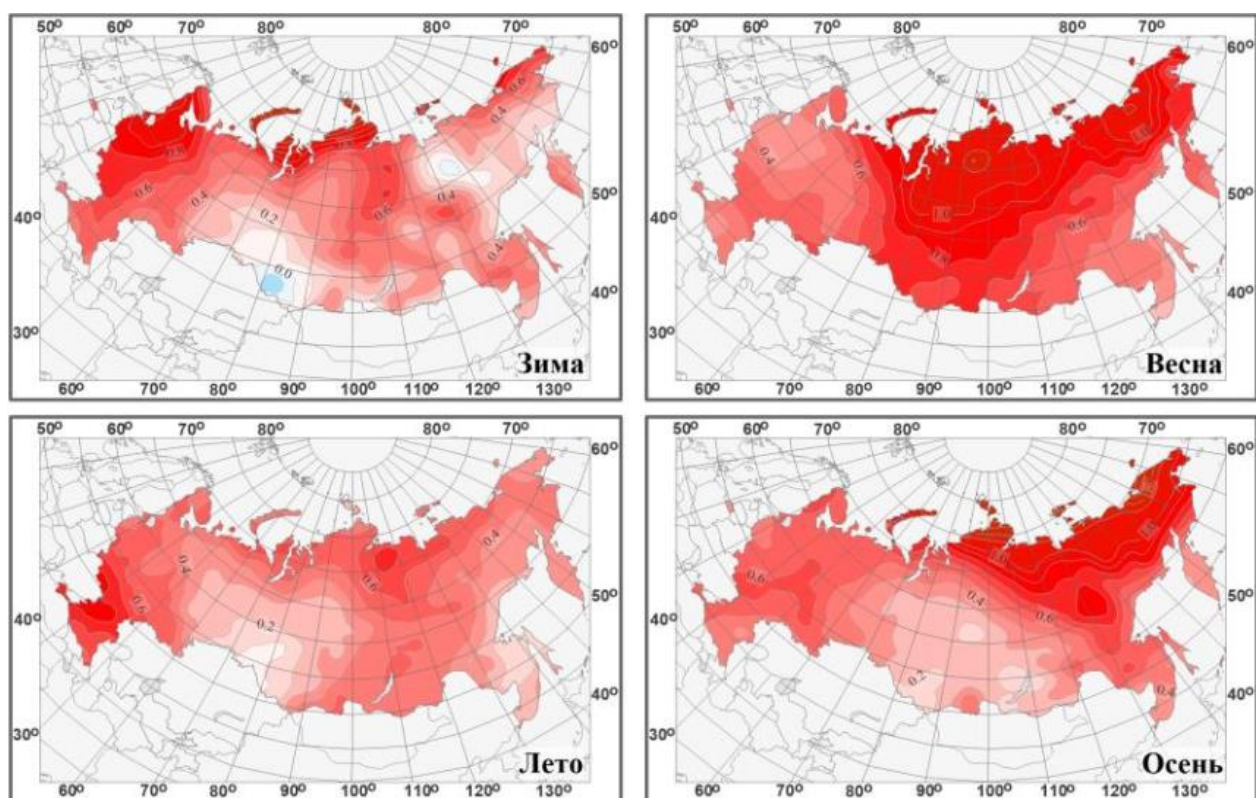


Рисунок 20 – Коэффициент линейного тренда средних сезонных значений температуры приземного воздуха на территории России за период 1976-2021 гг. ($^{\circ}\text{C}/10$ лет) [Росгидромет, 2022a]

Для этого в качестве примеров будут подробно рассмотрены 1 и 2 кластеры. Обобщенные паттерны процесс-диаграмм входящих в эти кластеры станций представлены на рисунках 21 и 22 соответственно.

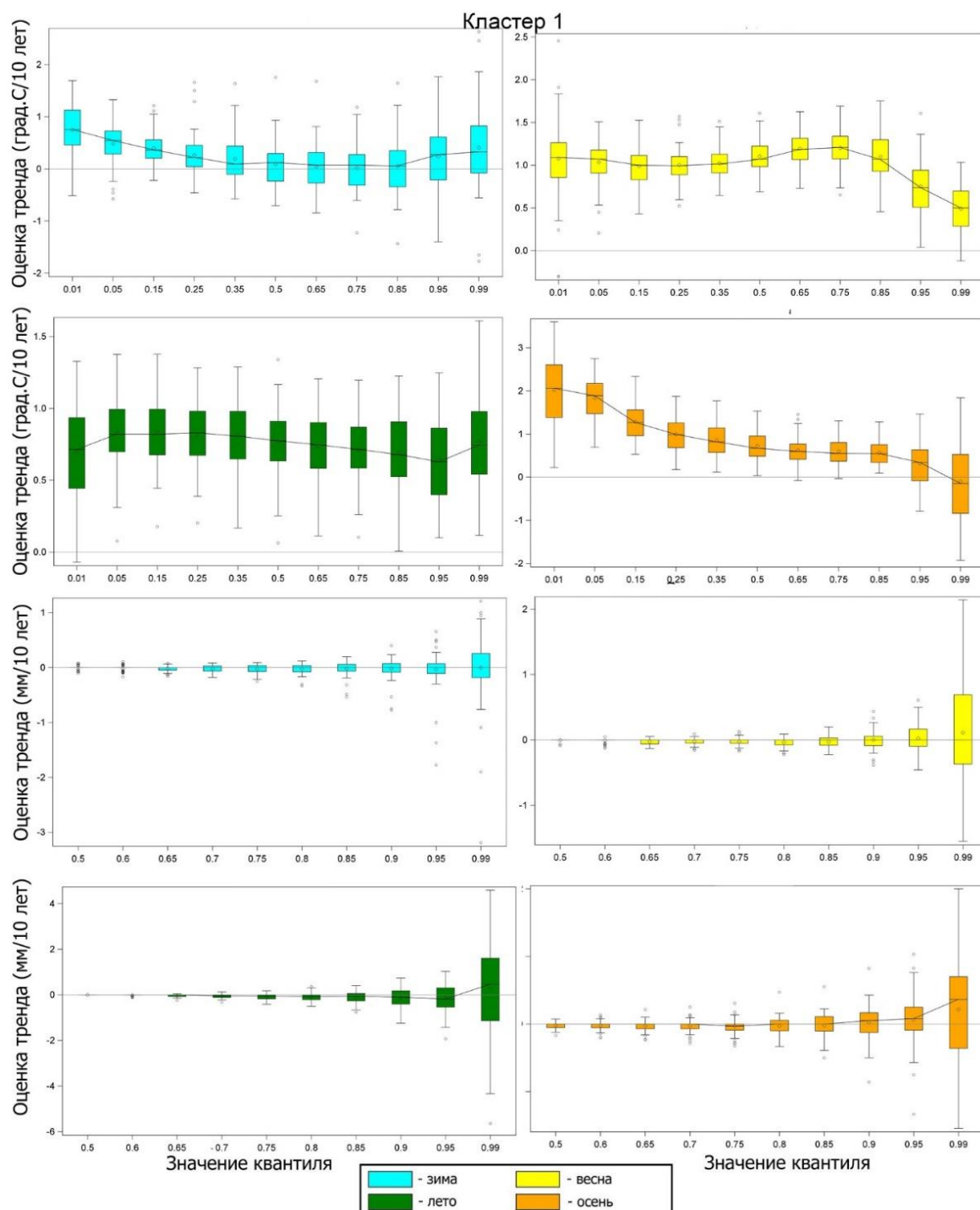


Рисунок 21 – Паттерн проявления квантильных трендов для аномалий максимальной суточной температуры и суточных сумм осадков по метеорологическим станциям, отнесенным к кластеру 1

Основная масса метеорологических станций, отнесенных к 1 кластеру, расположена на севере Красноярского края и северо-западе Якутии. Согласно оценкам трендов из Доклада об особенностях климата [Росгидромет, 2022a], весной и осенью на эту область приходится интенсивное потепление, на севере

превышающее $1,0^{\circ}\text{C}/10$ лет. Зимой в этой области наблюдаются небольшие положительные тренды, а летом интенсивность потепления растет от юга к северу.

Медианные оценки трендов (при $\tau = 0,5$) в 1 кластере в целом соответствуют оценкам линейных трендов из Доклада об особенностях климата Росгидромет, 2022a]. Наибольшие оценки наблюдаются весной, и в среднем по станциям кластера превышают $1,0^{\circ}\text{C}/10$ лет. Осенью в среднем по кластеру медианные оценки трендов чуть меньше $1,0^{\circ}\text{C}/10$ лет. Зимой медианные оценки близки к нулю, а летом и в медианных оценках, и во всем диапазоне уровней квантилей от 0,01 до 0,99 наблюдается большой разброс оценок трендов на разных станциях кластера.

При этом квантильные оценки трендов показывают неодинаковый характер изменения относительно низких и относительно высоких температур. Зимой наблюдается значительный рост низких температур, соответствующих порядкам квантилей, близких к нулю. Минимальный рост температуры наблюдается в середине диапазона уровней квантилей. Летом рост температур практически однородный во всем диапазоне уровней квантилей.

Наибольшая разница между квантильными и МНК-оценками трендов наблюдается весной и осенью. При схожей скорости потепления в МНК-оценках, характер потепления низких и высоких температур весной и осенью различается. Весной интенсивность потепления практически однородна для квантилей температуры до уровня квантилей 0,85, а для высоких температур, уровни квантилей которых близки к 1, скорость потепления меньше практически в два раза, и в среднем по станциям составляет $0,5^{\circ}\text{C}/10$ лет. Осенью наибольшая скорость потепления, в среднем достигающая $2,0^{\circ}\text{C}/10$ лет, наблюдается для относительно низких температур и убывает при увеличении порядков квантилей. Оценки трендов температур, близких к экстремально высоким, приближаются к нулю.

Иначе говоря, и весной и осенью происходит уменьшение вариабельности температуры, но весной это происходит за счет медленного роста относительно

высоких температур, а осенью – за счет роста относительно низких температур, в то время как высокие температуры, близкие к экстремальным, изменяются слабо.

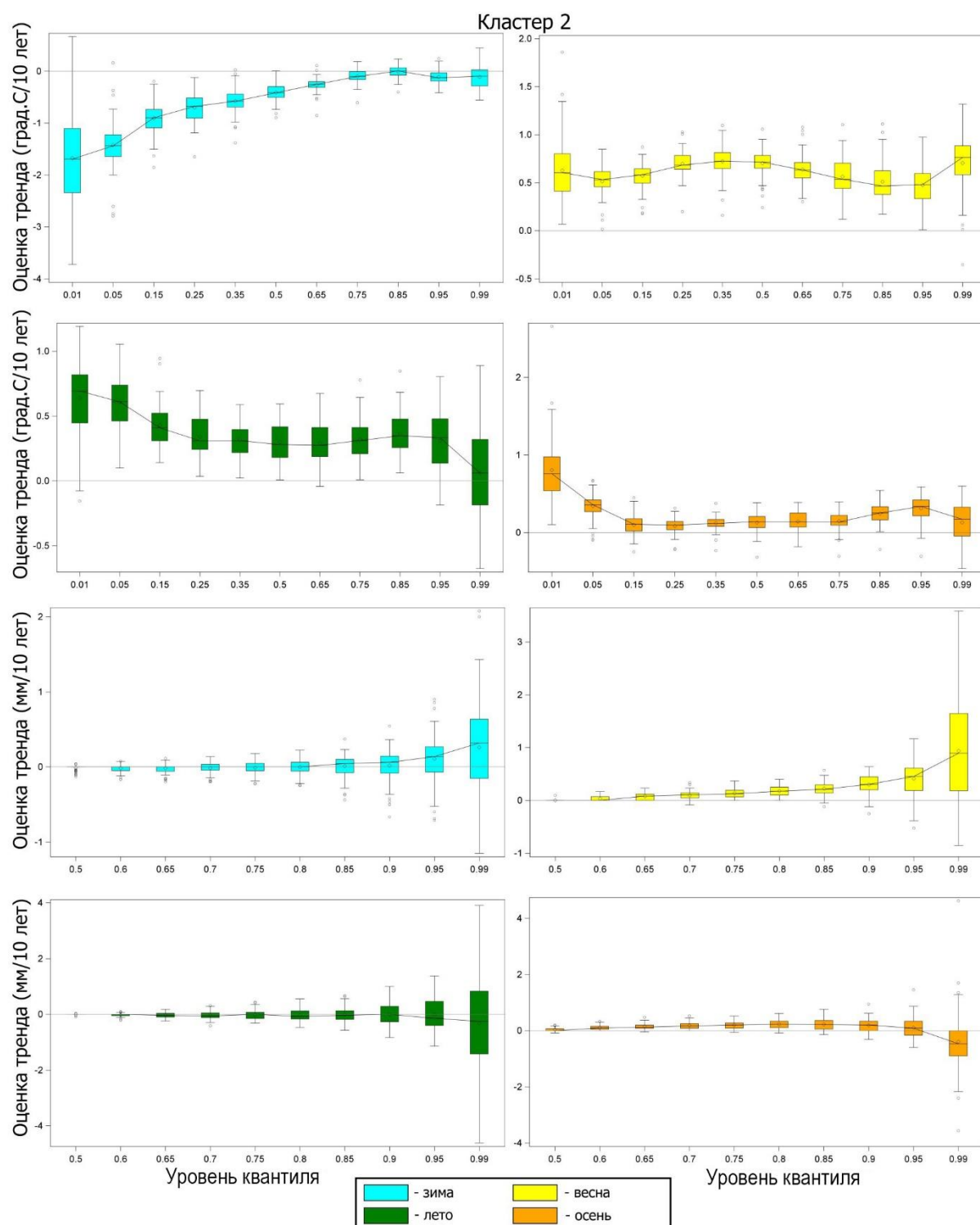


Рисунок 22 – Паттерн проявления квантильных трендов для аномалий максимальной суточной температуры и суточных сумм осадков по метеорологическим станциям, отнесенным к кластеру 2

Кластер 2 в основном представлен станциями, расположенными на территории Кемеровской области, на востоке Новосибирской области и Алтайского края, на юго-востоке Томской области и на юге Красноярского края. Согласно оценкам трендов из Доклада об особенностях климата [Росгидромет, 2022a] зимой на этой территории расположена область убывания температуры. Небольшие тренды наблюдаются летом и осенью. Весной на этой территории оценка тренда достигает $0,8^{\circ}\text{C}/10$ лет.

В целом эти оценки трендов соответствуют медианным оценкам, полученным в кластере 2. Наибольшие медианные оценки наблюдаются весной и в среднем по станциям достигают $0,75^{\circ}\text{C}/10$ лет. Осенью медианные оценки близки к нулю, а летом в среднем составляют около $0,3^{\circ}\text{C}/10$ лет. Зимой медианные оценки меньше нуля, и в среднем достигают минус $0,3^{\circ}\text{C}/10$ лет, что количественно соответствует МНК-оценкам.

Как и для случая рассмотренного выше кластера 1, квантильные оценки для кластера 2 показывают неравномерный характер изменения трендов температуры по диапазону уровней квантилей. Зимой наиболее низкие температуры демонстрируют тенденции похолодания, превышающего минус $1,5^{\circ}\text{C}/10$ лет по абсолютному значению, значительно более быстрого, чем оценки медианных значений. Высокие температуры при этом практически не изменяются, их оценки трендов близки к нулю.

Для удобства сопоставления деталей уменьшения субсезонной изменчивости температуры в средних и высоких широтах разных частей территории Российской Федерации, на рисунках 23-27 графики типа «ящик с усами» каждого из четырех сезонов представлены для троек разных кластеров с единым масштабом на вертикальной оси.

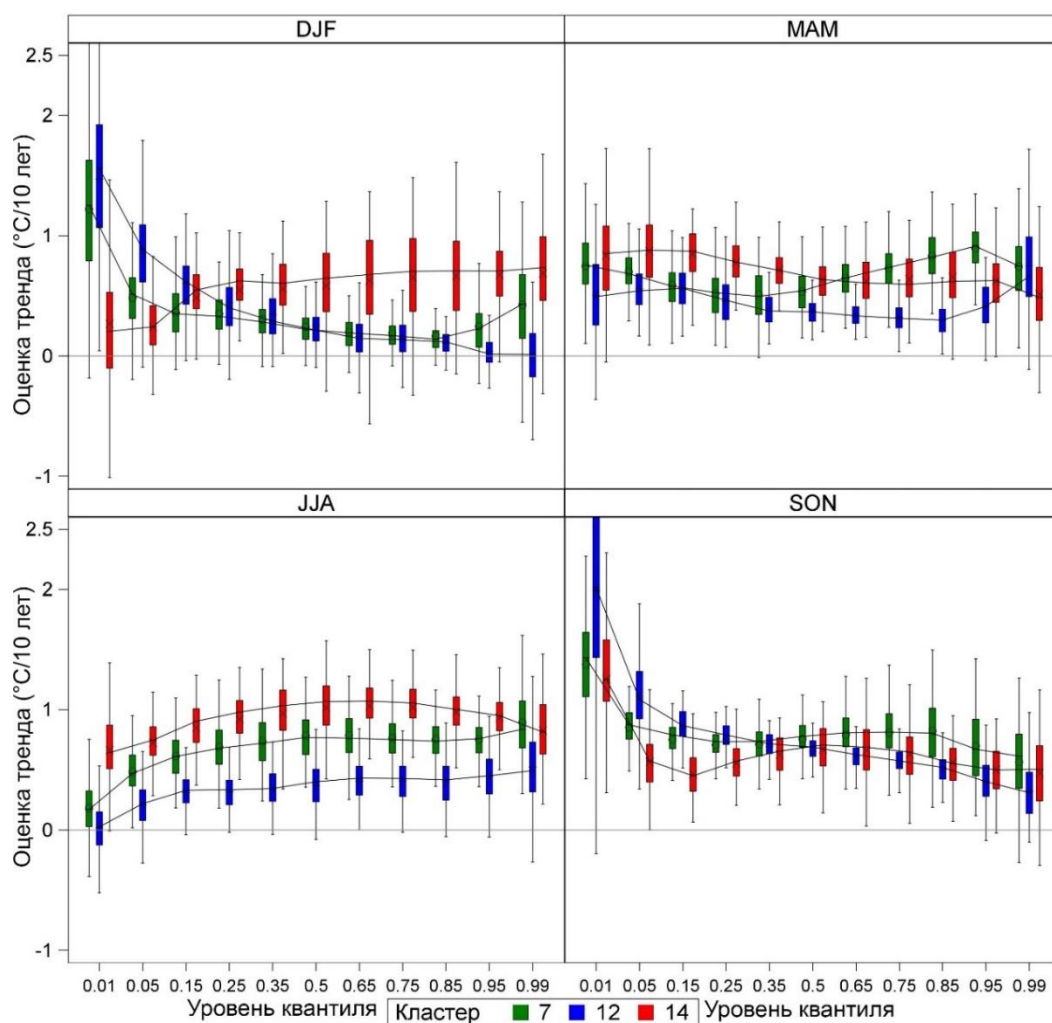


Рисунок 23 – Графики типа «ящик с усами» каждого из четырех сезонов для троек разных кластеров с единым масштабом вертикальной оси. Кластеры 7, 12 и 14, для долгот, соответствующих ЕЧР

Синим цветом на рисунке 23 изображен 12 кластер, с расположением большинства станций в северных широтах ЕЧР (56-70 с.ш.). Соответственно, на этих же графиках кластеру 7 соответствует расположение большинства станций в умеренных (50-55 с.ш.), а кластеру 14 – в южных широтах ЕЧР (40-50 с.ш.).

Как следует из приведенных на рисунке 23 графиков, на одних и тех же долготах ЕЧР севернее 50 с.ш. (7 и 12 кластеры) зимой и, в большей степени, осенью низкие температуры растут значительно быстрее высоких, причем в 12 кластере разница между оценками трендов низких и высоких температур больше, чем в отнесенным к умеренным широтам 7 кластере. На станциях расположенного южнее 14 кластера большой рост низких температур также наблюдается осенью.

Это свидетельствует о сокращении изменчивости температур зимой и осенью, более выраженной в северных широтах.

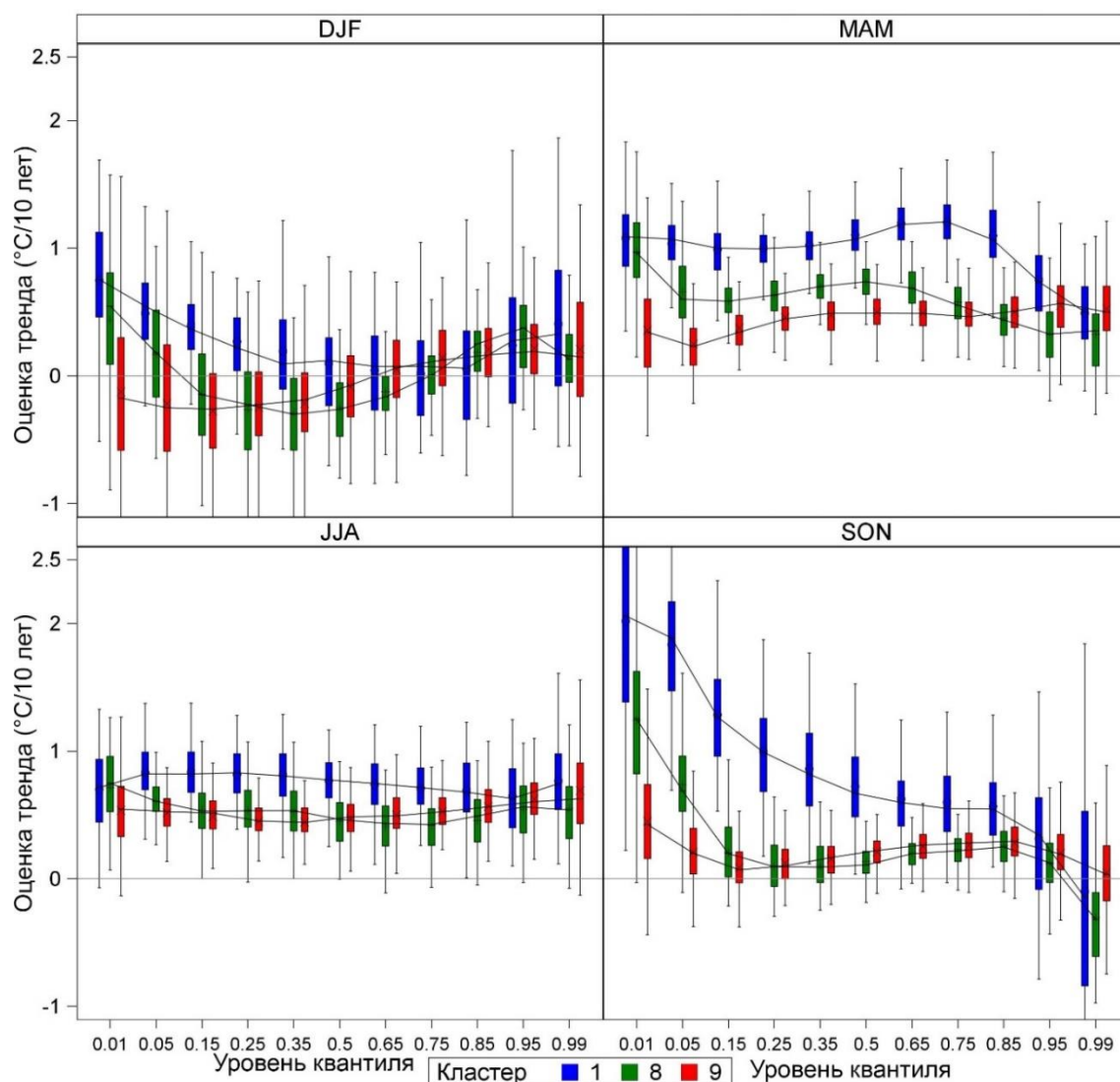


Рисунок 24 – Как на рисунке 23, но для трех кластеров 1, 8 и 9, расположенных на территории Восточной Сибири

На рисунке 24 представлены обобщенные сезонные процесс-диаграммы для трех кластеров, расположенных на территории Восточной Сибири. Синим цветом изображен 1 кластер, которому соответствуют высокие широты (60-72 с.ш.), зеленым – 8 кластер в центре Восточной Сибири (55-60 с.ш.), и красным – 9 кластер на юге Восточной Сибири (50-55 с.ш.). На этих графиках видно превышение скорости роста относительно холодных температур над относительно теплыми, и, как следствие, имеет место уменьшение вариабельности осенью и весной в 1 и 8 кластерах. При этом весной темпы роста близких к медианным значений

температуры близки к темпам роста относительно низких температур. Зимой темпы роста низких температур не сильно превышают высокие температуры, но существенным является их превышение над небольшими (близкими к нулю или отрицательными) медианными оценками трендов. Как и на территории ЕЧР, эффект сокращения изменчивости температуры в Восточной Сибири сильнее проявляется в высоких широтах, причем в весенний и осенний сезоны скорости потепления и уменьшения внутрисезонной изменчивости проявляются сильнее, чем в зимний сезон.

В летний сезон на территории Восточной Сибири скорость потепления значительно ниже, чем в остальные сезоны, и мало меняется при различных уровнях квантилей в диапазоне от нуля до единицы.

Наблюдаемый характер уменьшения внутрисезонной изменчивости температур низких и высоких широт в холодный период года за счет более быстрого потепления относительно холодных дней соответствует характеру изменения изменчивости температуры, вызванного адвективным переносом нагреваемых относительно холодных масс воздуха с севера на юг вследствие полярного усиления и уменьшения меридионального градиента температуры, предложенного в работах [Screen, 2014; Siew et. al., 2025].

Для территорий остальных кластеров, где представляется затруднительным выделение кластеров для высоких, умеренных и низких широт в пределах одного долготного сектора (как это было возможно для ЕЧР и Восточной Сибири), также могут быть отмечены особенности квантильных трендов, подтверждающие снижение субсезонной изменчивости температуры, проявляющиеся в разные сезоны за исключением летнего (см. рисунки 25, 26 и 27).

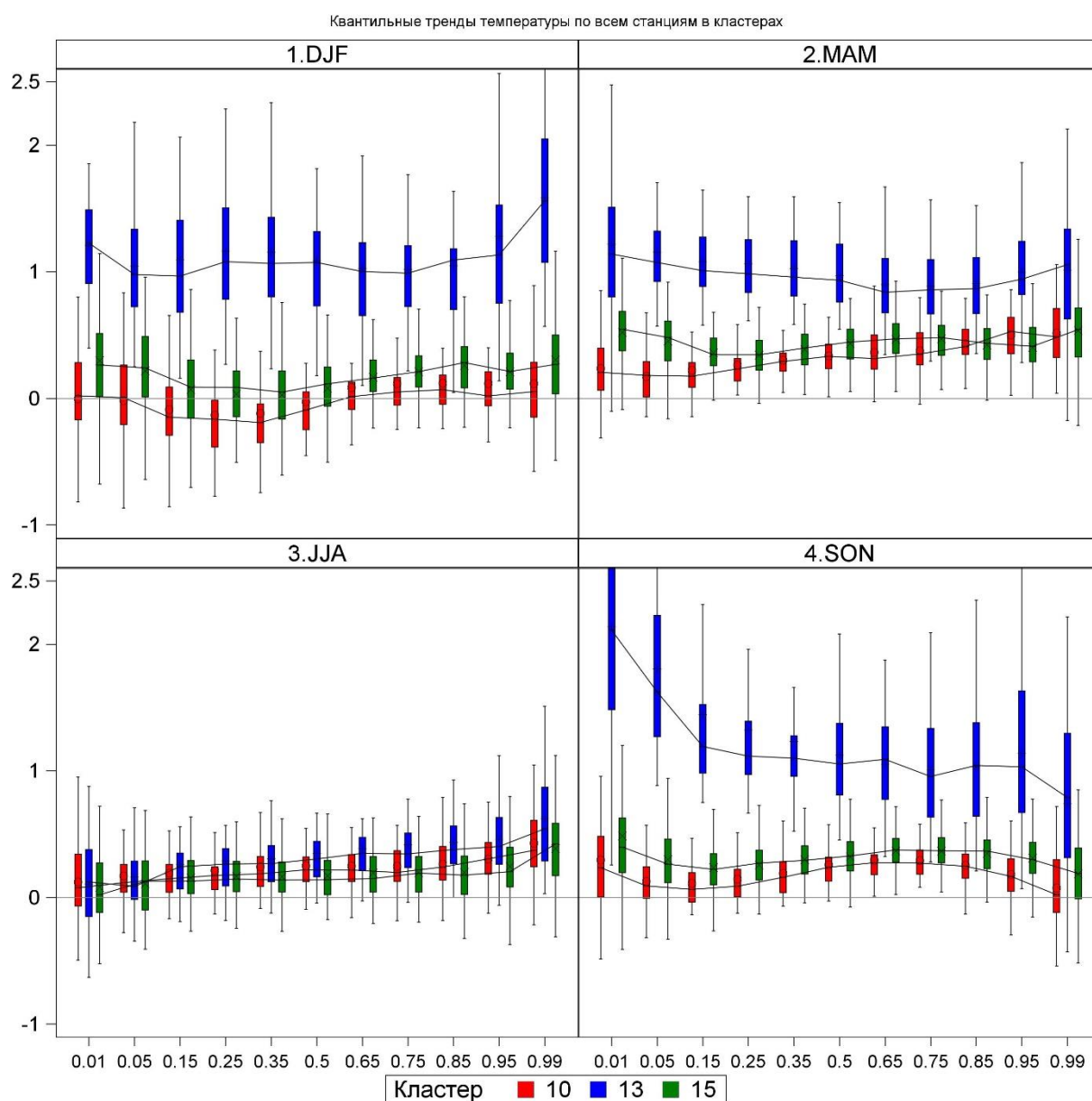


Рисунок 25 – Как на рисунке 23, но для трех кластеров 10, 13 и 15

Так, на обширных территориях высоких широт северо-востока России (кластер 13, 60-75 с.ш.), в холодные сезоны имеет место высокая скорость потепления. Однако если для зимнего и весеннего сезонов здесь нет больших отличий в скорости потепления по диапазону уровней квантилей, то для осеннего сезона может быть отмечено более быстрое потепление относительно холодных дней, чем относительно теплых дней (относящихся, соответственно, к левому и правому хвостам распределения). Соответственно, на указанных территориях уменьшается внутрисезонная изменчивость.

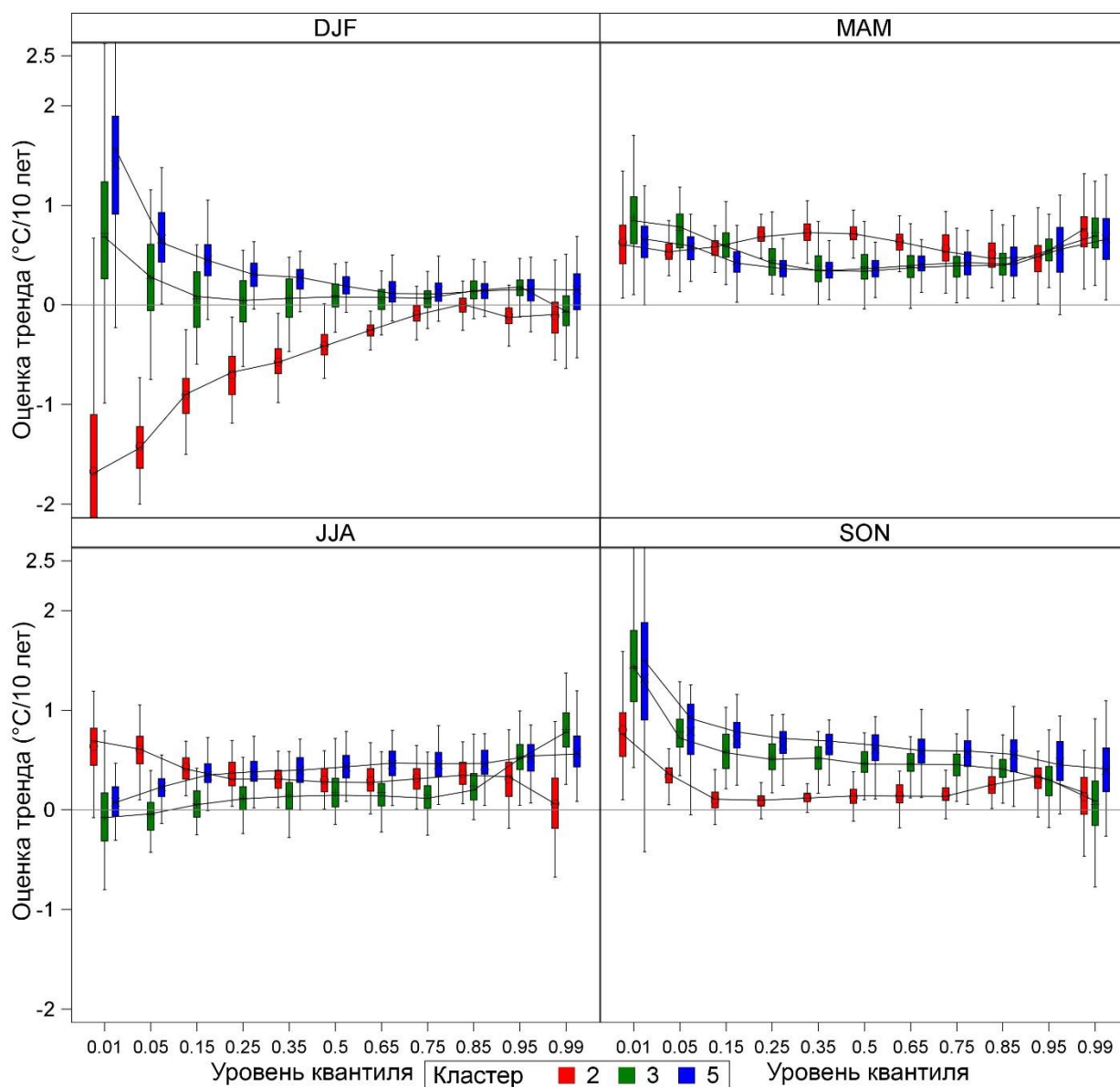


Рисунок 26 – Как на рисунке 23, но для трех кластеров 2, 3 и 5

В зимний сезон для территорий юга Западной Сибири, Алтайского края, Республики Хакасии (кластеры 2 и 4) наблюдается обратная картина увеличения изменчивости температуры. Однако это происходит за счет увеличения по абсолютной величине значений отрицательных трендов для относительно холодных дней. При этом отрицательные тренды температуры для правого хвоста распределений (т.е. соответствующие наиболее теплым дням) стремятся к нулю, а медианное значение тренда температуры остается отрицательным, что становится очевидным также при анализе трендов этих территорий традиционным методом – МНК (см., например, рисунок 20)

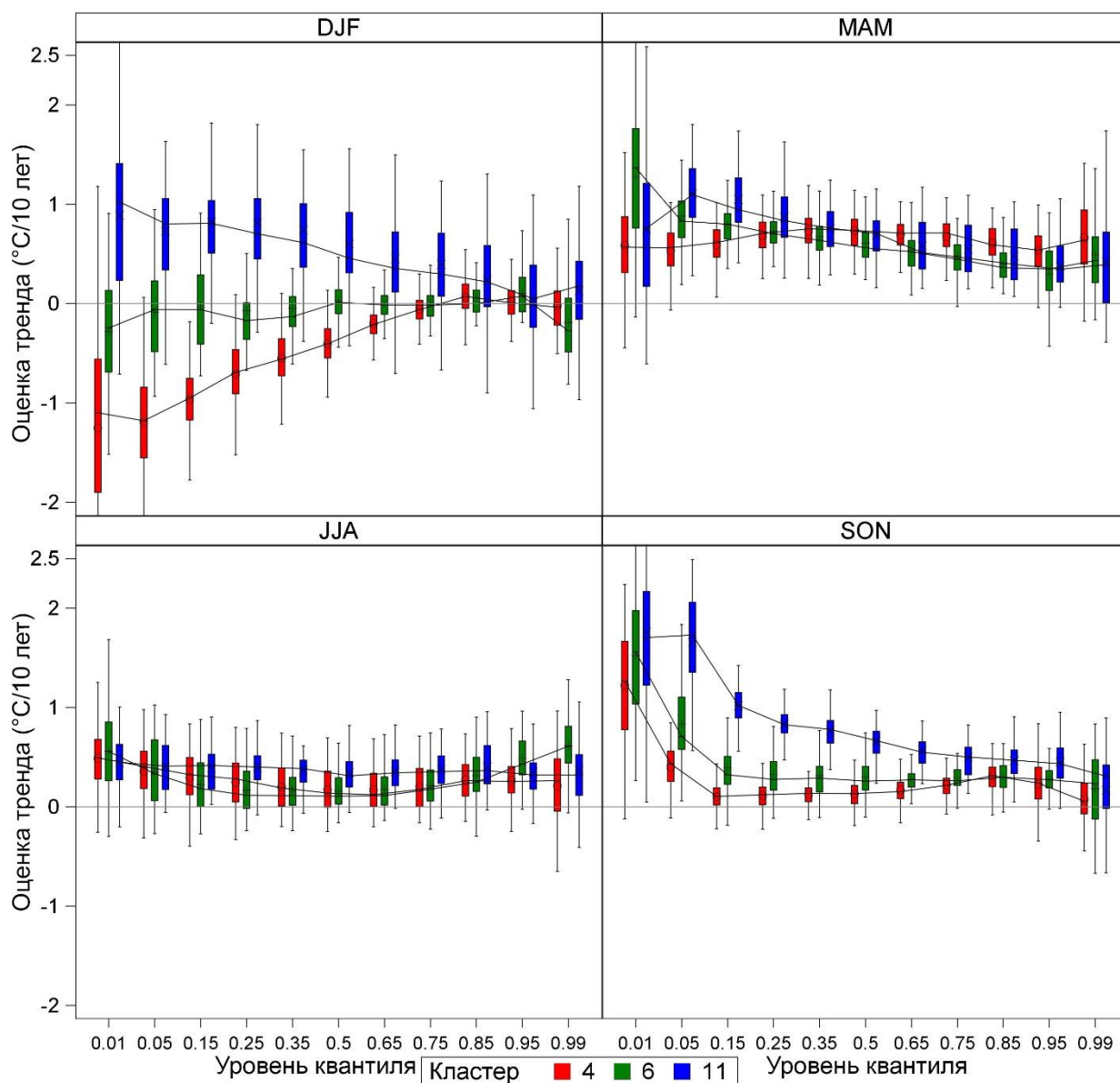


Рисунок 27 – Как на рисунке 23, но для трех кластеров 4, 6 и 11

3.4 Заключение по главе

С помощью метода квантильной регрессии были исследованы долгопериодные тенденции изменения аномалий приземной температуры и сумм осадков на территории РФ для различных уровней квантилей от 0 до 1.

Всего в работе было исследовано более 23000 тысяч временных рядов аномалий минимальной, максимальной и средней суточной температуры и сумм осадков на 1454 метеорологических станциях. Путем кластеризации станции были сгруппированы в 15 географически компактных кластеров на основе схожести

оценок их квантильных трендов без использования какой-либо информации о географическом положении станций. Станции разных кластеров существенно отличаются друг от друга не только абсолютными значениями оценок трендов, но и формой изменения процесс-диаграмм трендов температуры и сумм осадков во всем диапазоне уровней квантилей.

Для каждого кластера были построены и проанализированы обобщенные по всем станциям кластера процесс-диаграммы зависимости оценок трендов от уровней квантилей. Демонстрируется уменьшение изменчивости приземной температуры, которое отмечается и в работах других исследователей для других регионов земного шара [Gao, Franzke, 2017; Rhines, McKinnon, 2017].

В целом полученные для территории Российской Федерации с помощью квантильной регрессии результаты подтверждают положения об адвективной природе уменьшения внутрисезонной изменчивости температуры вследствие полярного усиления, высказанные в работе [Screen, 2014] и в ряде других публикаций.

Глава 4. Исследование температурного и ветрового режимов в свободной атмосфере Северного полушария.

В настоящей главе приводится краткое описание методик мониторинга температуры и ветра в свободной атмосфере, входящих в число существенных климатических переменных (ECV) [GCOS, 2016a; GCOS, 2016b], и некоторые обобщенные результаты мониторинга. Как было отмечено в главе 1, важные климатические сигналы изменения температуры в свободной атмосфере включают:

- потепление в тропосфере;
- похолодание в нижней стратосфере, продолжавшееся до XXI века;
- замедление или исчезновение похолодания в нижней стратосфере, наблюдаемое с начала XXI века.

В данной главе приводятся оценки этих сигналов, полученные на основе данных радиозондирования, собираемых во ВНИИГМИ-МЦД. Параллельно с этим проводится сопоставление полученных результатов с аналогичными результатами, полученными на основе других независимых источников данных.

Проводится анализ тенденций изменения температуры в свободной атмосфере методом квантильной регрессии, обнаруживающих неравномерный характер изменения температуры в разных частях распределения (низких и высоких температур). Проводится сравнение квантильных оценок трендов температуры в атмосфере с оценками, полученными традиционными методами МНК регрессии.

4.1 Основные этапы обработки и обобщения распределения температуры и ветра в свободной атмосфере

Регулярный мониторинг теплового и ветрового режимов в свободной атмосфере осуществляется с помощью разработанных и утвержденных для использования во ВНИИГМИ-МЦД методик [Лавров, Стерин, Хохлова, 2019;

Лавров, Стерин, Хохлова, 2020; Стерин, 2013]. Обработка данных о температуре и ветре в свободной атмосфере для целей мониторинга климата предполагает расчет различных статистических характеристик за прошедший год и сравнение со средними значениями за определенный период [Лавров, Стерин, Хохлова, 2018; Лавров, Хохлова, Стерин, 2017; Lavrov, Sterin, Khohlova, 2018]. Основные этапы мониторинга предусматривают:

1. На основе собранных в массиве АЭРОСТАС месячных порций радиозондовых данных срочных наблюдений рассчитывается массив статистических характеристик температуры и ветра на 15 стандартных изобарических поверхностях от 1000 гПа до 10 гПа для каждой из станций. Статистики ветра включают средний модуль скорости ветра и средние компоненты скорости ветра;

2. На основе взвешенного вертикального обобщения рассчитываются также значения температуры и ветра в основных слоях атмосферы: 850-300 гПа (тропосфера), 100-50 гПа (нижняя стратосфера), 300-100 гПа (переходный слой, характеризующийся значительной неустойчивостью). Обобщение выполняется по формуле:

$$Q = \frac{1}{z} \sum_{i=1}^n \frac{Q_i + Q_{i-1}}{2} (z_i - z_{i-1}), \quad (75)$$

где z – высота слоя (гПа), n – количество обобщаемых изобарических поверхностей, Q_i – значение характеристики на i -й изобарической поверхности, z_i – i -ая изобарическая поверхность (гПа).

3. Для каждой станции рассчитываются месячные нормы для всех изобарических поверхностей и указанных слоев, представляющие собой характеристики температуры и ветра, осредненные за период 30-летний период:

$$T_n^m = \frac{1}{30} \sum_{i=1981}^{2010} T_i^m, m = 1, 2, 3, \dots, 12, \quad (76)$$

$$V_n^m = \frac{1}{30} \sum_{i=1985}^{2014} V_i^m, m = 1, 2, 3, \dots, 12, \quad (77)$$

где m – месяц, T_n^m – температурная норма в m -ом месяце, T_i^m – значение температуры в m -ом месяце в i -ом году, V_n^m – норма характеристики ветра в m -ом месяце, V_i^m – значение характеристики ветра в m -ом месяце в i -ом году.

4. Для каждой станции рассчитываются месячные аномалии температур и ветра для всех изобарических поверхностей и указанных слоев:

$$Q_a^m = Q^m - Q_n^m, \quad (78)$$

где Q_a^m – аномалия характеристики в m -ом месяце, Q^m – характеристика в m -ом месяце. Нормы и аномалии вычисляются для каждого месяца для каждой станции отдельно для сроков 00 и 12 UTC. После этого, в пределах месяца, вычисленные нормы и аномалии усредняются по срокам. При усреднениях, как в пределах месяца, так и при дальнейших обобщениях, используются веса, равные числу признанных при контроле корректными соответствующих срочных значений температуры.

5. Путем пространственного взвешенного усреднения месячных аномалий температуры рассчитываются аномалии по пятиградусным широтным поясам Северного полушария, по тридцатиградусным широтным поясам 0-30° с.ш., 30-60° с.ш., 60-90° с.ш., по всему Северному полушарию. В качестве весов учитываются косинус географической широты станции и количество наблюдений на этой станции:

$$T_a = \frac{\sum_{i=1}^k T_{ai} N_i \cos \varphi_i}{\sum_{i=1}^k N_i \cos \varphi_i}, \quad (79)$$

где k – количество станций в широтном поясе, T_{ai} – аномалия температуры на i -ой станции, N_i – количество наблюдений на i -ой станции, φ_i – географическая широта i -ой станции.

6. Проводится осреднение станционных месячных аномалий по сезонам для каждого сезона исследуемого года, а также для исследуемого года в целом. Зимний сезон при этом начинается с декабря года, предшествующего исследуемому. Оценки для года в целом охватывают период январь-декабрь.

7. Выполняется расчет линейных трендов (методом наименьших квадратов) температуры воздуха, среднего модуля скорости ветра и среднего зонального и меридионального ветра для каждого сезона исследуемого года, а также для исследуемого года в целом с определением статистической значимости и дисперсии, объясненной линейной моделью.

Результаты обработки и обобщения данных о ветровом режиме предоставляются в виде карт характеристик ветра.

Результаты мониторинга температурного и ветрового режимов публикуются как в ежегодных докладах Росгидромета об особенностях климата [Росгидромет, 2022a], так и в качестве самостоятельных публикаций [Лавров, 2023; Лавров, Стерин, Хохлова, 2019; Лавров, Хохлова, 2020; Лавров, Хохлова, Стерин, 2015; Стерин, Лавров, 2017; Стерин, Лавров, 2020; Lavrov, Sterin, Khohlova, 2019].

4.2 Общая характеристика температурного и ветрового режимов в свободной атмосфере

В свободной атмосфере поле температуры имеет различное горизонтальное распределение в тропосфере и нижней стратосфере [Зверев, 1977; Хромов, Петросянц, 2006], как показано на рисунке 28.

В таблице 6 приведены средние значения летней и зимней температуры в тропосфере и нижней стратосфере в разных широтных поясах за 30-летний период, рассчитанные по данным радиозондирования. В тропосфере на протяжении всего года температура убывает от экватора к полюсу.

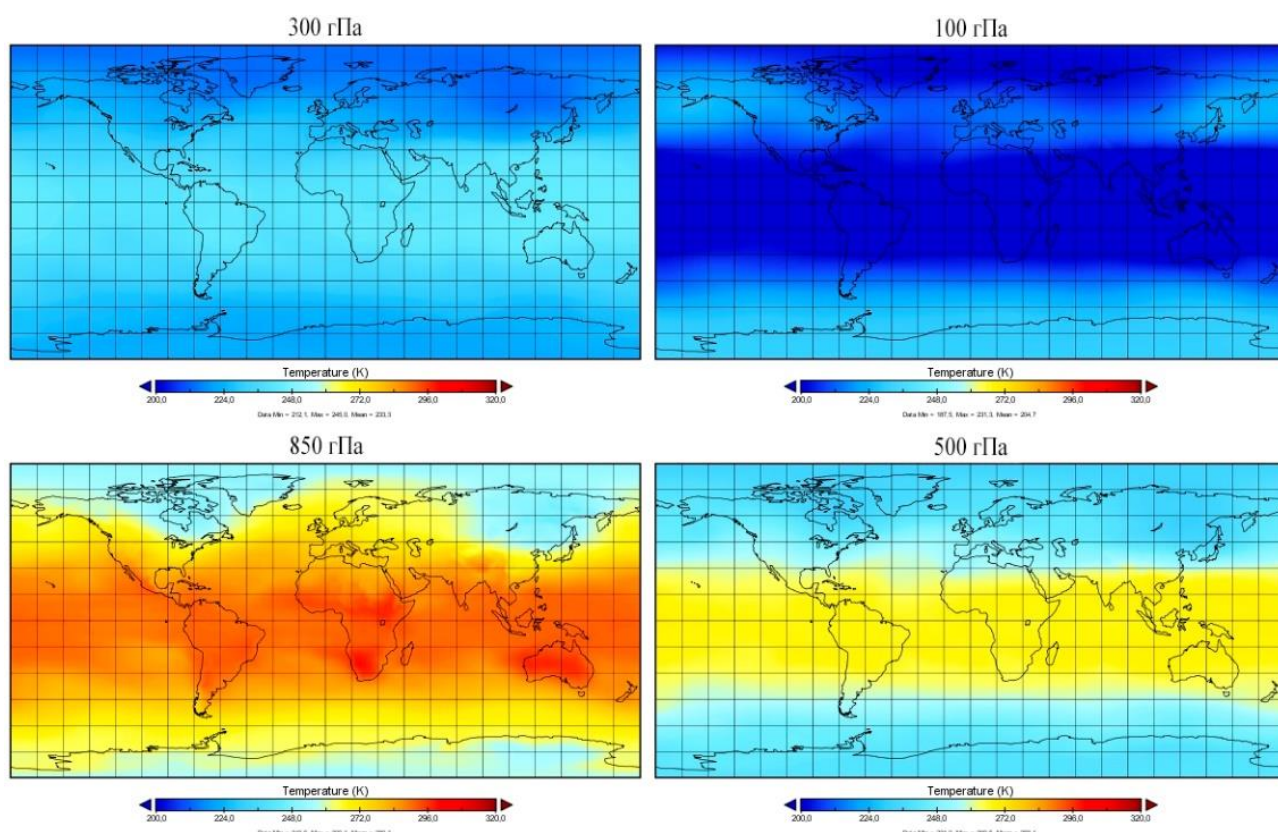


Рисунок 28 – Примеры распределений температуры на изобарических поверхностях 850, 500, 300 и 100 гПа по данным реанализа ERA5 в январе 2018 года

Таблица 6 – Средняя температура в тропосфере и нижней стратосфере зимой и летом по широтным поясам за период 1981-2010 гг по данным радиозондирования ВНИИГМИ-МЦД.

		Температура (°C)		
		Широтный пояс		
		0-30 с.ш.	30-60 с.ш.	60-90 с.ш.
Тропосфера	Зима	-5,44°	-22,66	-32,41
	Лето	-0,30	-7,21	-16,05
Нижняя стратосфера	Зима	-72,96	-59,93	-61,25
	Лето	-70,38	-58,39	-47,17

В нижней стратосфере летом, наоборот, температура убывает от полюса к экватору. Зимой температурный максимум в нижней стратосфере наблюдается в умеренных широтах, и температура убывает и в направлении полюса, и в направлении экватора.

На рисунке 29 представлены среднегодовые оценки скорости и направления ветра над территорией РФ за период 1985-2014 гг. на отдельных изобарических поверхностях. Практически над всей территорией России на всех высотах преобладает западное направление ветра. Исключением является северо-восток Сибири и Дальнего Востока. Там до высоты около 150 гПа преобладающее направление ветра отсутствует. Начиная с высоты 100 гПа на северо-востоке Сибири и Дальнего Востока появляется и усиливается с высотой юго-западное направление ветра. В европейской части России на этих высотах наблюдается небольшое северо-западное направление ветра.

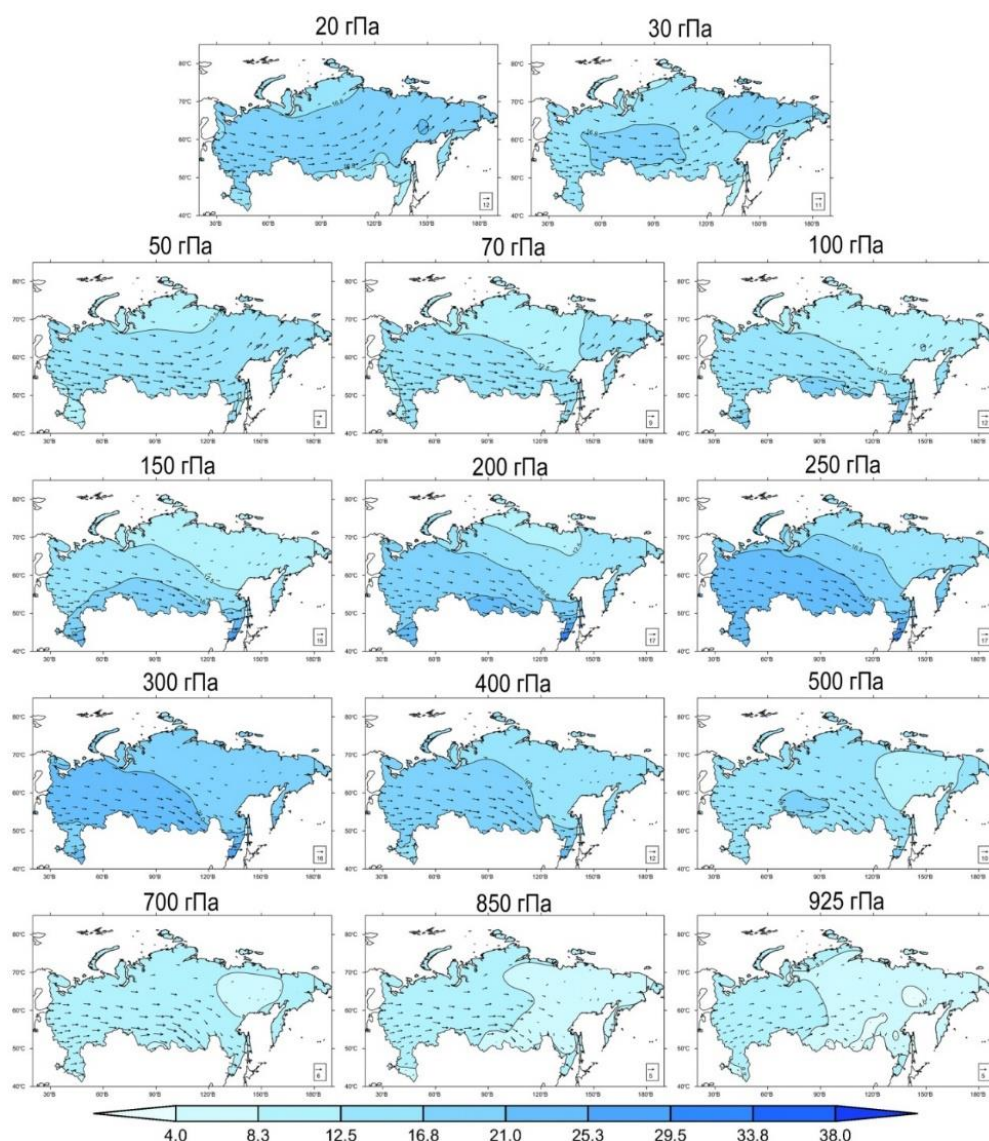


Рисунок 29 – Распределение среднегодовых оценок скорости и направления ветра на стандартных изобарических поверхностях за период 1985-2014 гг.

Скорость ветра на нижней границе тропосферы в среднем составляет около 8,3 м/с. С высотой скорость ветра увеличивается вплоть до верхней границы тропосферы (300-250 гПа), где она достигает 25,3 м/с. Во всем слое тропосферы скорость ветра над европейской частью России и над юго-западной Сибирью выше, чем над остальной территорией РФ. На высотах более 250 гПа область наибольших скоростей ветра смещается на юг, а средняя скорость ветра падает и достигает минимума на высоте 70 гПа, где она составляет около 12,5 м/с. Выше 70 гПа скорость ветра вновь начинает расти.

Температурный и ветровой режим от года к году существенно отклоняется в сторону больших или меньших аномалий температуры, скорости и направления ветра, и одним из важнейших факторов, влияющих на температурный и ветровой режимы в свободной атмосфере умеренных и высоких широт и проявляющихся в результатах мониторинга, являются сезонные изменения стратосферного полярного вихря. Он формируется осенью, когда стратосфера полярных широт начинает охлаждаться с наступлением полярной ночи, и разрушается весной с наступлением полярного дня. В зимний период преобладает западное направление ветра, в летний – восточное. Переход от западной к восточной циркуляции, называемый финальным стратосферным потеплением (ФСП), может происходить двумя способами: постепенно поздней весной благодаря радиационному потеплению или резко ранней весной из-за активности планетарных волн [Nauchecorne et. al., 2022]. Помимо этого, зимой может происходить явление внезапного стратосферного потепления (ВСП), во время которого временно разрушается полярный вихрь, а температура повышается на десятки градусов Цельсия. Причиной ВСП также является активность планетарных волн. Высокая активность планетарных волн сопровождается повышением температуры в стратосфере и большими положительными аномалиями как в случае ВСП, так и в случае ФСП. На рисунке 30 представлены сезонные аномалии температуры за 2015-2021 гг., публиковавшиеся в ежегодных докладах Росгидромета об особенностях климата за 2015-2021 гг [Росгидромет, 2022a].

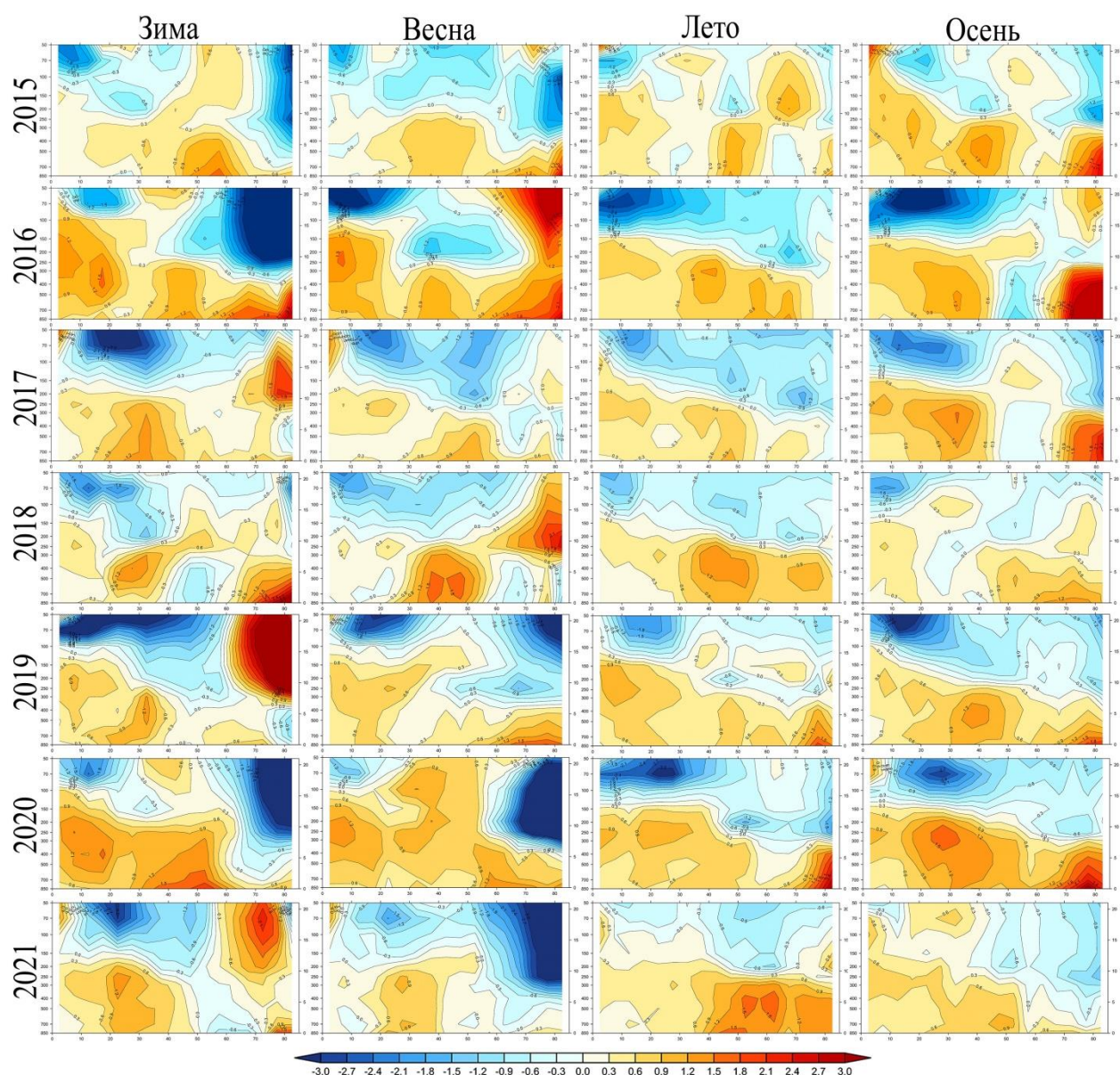


Рисунок 30 – Вертикально-широтные структуры сезонных аномалий температуры свободной атмосферы в 2015-2021 гг. Горизонтальная ось – широты, левая вертикальная ось – давление на стандартных изобарических поверхностях, правая вертикальная ось – высоты над уровнем моря

В 2016 году финальное стратосферное потепление произошло в первых числах марта [Медведева, Ратовский, 2022], что отражено на рисунке 30 большими положительными весенними аномалиями температуры. В 2019 и 2021 годах зимой произошло ВСП, приведшее к большим положительным аномалиям. При низкой активности планетарных волн температура стратосферы повышается постепенно, и ФСП происходит поздней весной. Аномалия температуры при этом ниже климатической нормы, в которую включены годы с высокой активностью

планетарных волн. Кроме того, в работе [Nauchecorne et. al., 2022] была установлена отрицательная корреляция состояния полярного вихря с его состоянием 2-3 месяцами ранее. То есть раннему ФСП и положительным аномалиям весной обычно предшествуют зимы без ВСП, а позднему ФСП и отрицательным аномалиям весной – зимы с ВСП. Предположительно уменьшение активности планетарных волн после ВСП приводит к охлаждению стратосферных полярных широт и позднему ФСП. Такое чередование положительных и отрицательных аномалий зимой и весной наблюдается и на рисунке 30. Единственным исключением стал 2020 год.

Помимо этого, разрушение полярного вихря во время внезапного стратосферного потепления зимой и изменение циркуляции на восточную оказывает влияние на нижележащие слои атмосферы, замедляя или блокируя западный перенос в тропосфере. Это приводит к аномально низкой температуре в тропосфере средних широт [Domeisen, Butler, 2020]. И наоборот, усиление стратосферного полярного вихря и отсутствие ВСП, ведет к положительным аномалиям в тропосфере средних широт. Эту закономерность можно наблюдать и на рисунке 30.

Влияние ВСП можно наблюдать и в результатах мониторинга ветрового режима. На рисунке 31 представлены зимние аномалии модуля скорости ветра в тропосфере и нижней стратосфере над территорией России за 2016, 2019, 2020 и 2021 годы, публиковавшиеся в докладе Росгидромета в соответствующие годы [Росгидромет, 2022а].

В годы с ВСП (2019 и 2021 год), когда произошло разрушение полярного вихря, большие отрицательные аномалии скорости ветра, вызванные отрицательными аномалиями меридионального ветра, наблюдаются практически над всей территорией России в нижней стратосфере и над ЕЧР в тропосфере. В годы с сильным стратосферным вихрем (2016 и 2020 год) практически над всей

территорией России в нижней стратосфере и над ЕЧР в тропосфере наблюдаются большие положительные аномалии скорости ветра.

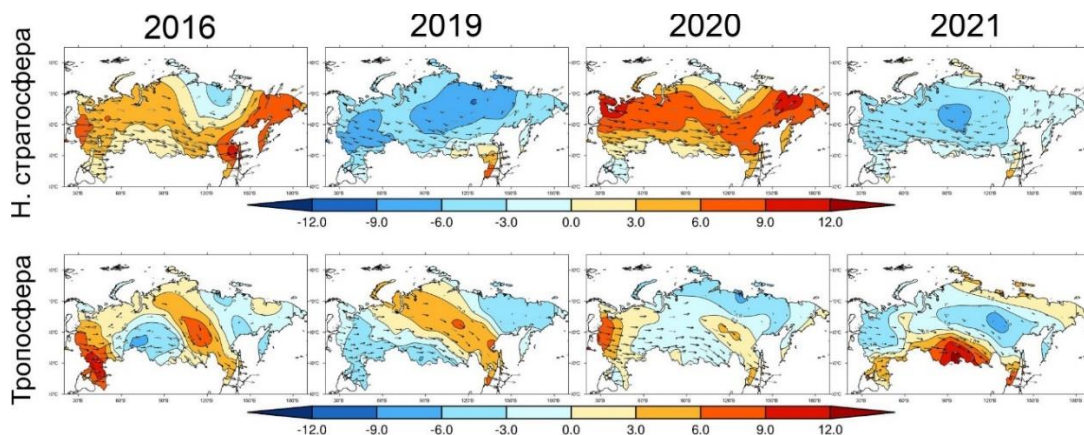


Рисунок 31 – Зимние аномалии скорости ветра в нижней стратосфере (верхний ряд) и тропосфере (нижний ряд) за 2016, 2019, 2020 и 2021 годы

4.3 Исследование долгопериодных тенденций изменения температуры и ветра в свободной атмосфере

Как было сказано в 1-ой главе, использование как можно более широкого комплекта данных на основе независимых видов наблюдений и независимых методик обработки способствует взаимному выявлению неточностей методического характера и улучшению степени сходства оценок важных климатических сигналов в атмосфере. В предыдущем исследовании проводилось сопоставление источников радиозондовых и спутниковых данных по рядам аномалий температуры до 2014 года [Лавров, Стерин, 2017]. В настоящем разделе проводится сопоставительный анализ долгопериодных тенденций изменения температуры в свободной атмосфере по данным как радиозондирования, собираемых во ВНИИГМИ-МЦД (далее они обозначаются как RINMI), так и по данным других независимых источников, перечисленных в главе 2: данные радиозондирования RATPAC, данные спутникового зондирования UAH и RSS и данные реанализов ERA-Interim, ERA5, JRA-55, NCEP-DOE, NCEP-CFSR. При этом основное внимание уделяется оценке климатических сигналов в свободной атмосфере: потепление в тропосфере; похолодание в нижней стратосфере,

продолжавшееся до XXI века; и ослабление похолодания в нижней стратосфере с начала XXI столетия.

Аномалии температуры на основе радиозондовых данных и реанализов были вычислены для слоев атмосферы: для нижней тропосферы (850-300 гПа) и нижней стратосферы (100-50 гПа), что позволило сопоставлять их с оценками на основе спутниковых наблюдений: соответственно TLT и TLS. Базовый период, относительно которого рассчитываются и публикуются аномалии, у использованных рядов различен. У рядов RИHMI и UAH это 1981-2010 гг., у RSS – 1979-1998 гг, у RATPAC – 1973-1993. Аномалии для всех реанализов рассчитаны относительно базового периода 1981-2010 гг. Различия базового периода следует учитывать при интерпретации рядов аномалий.

Сопоставление результатов, полученных по разным источникам, проводится для четырех вариантов широтных зон:

- Земной шар: 90S-90N (70S-82.5N для RSS);
- Северное полушарие: 0-90N (0-82.5N для RSS);
- Южное полушарие: 90S-0 (70S-0 для RSS);
- Тропики: 20S-20N.

4.3.1 Температура в тропосфере

Временные ряды аномалий температуры

Во всех рассмотренных источниках данных временные ряды показывают тенденцию к потеплению в тропосфере всех широтных зон. Ряды годовых аномалий изображены на рисунке 32.

Ряды радиозондовых данных RИHMI, спутниковых данных UAH и данных реанализов ERA5, JRA-55 и NCEP/DOE показывают схожую картину изменения температуры в тропосфере со временем. Из общей массы временных рядов выделяются временные ряды RATPAC и, в меньшей степени, ряды спутниковых данных RSS: в тропосфере их аномалии выше аномалий остальных источников.

Объясняется это, в первую очередь, базовым периодом, относительно которого рассчитываются аномалии температуры. Их базовый период короче (20 лет вместо 30) и приходится на более ранний период. То есть, в условиях потепления, их базовый период не включает в себя более теплый период 2000-2010 гг., что приводит к заниженным нормам по сравнению с другими источниками. Аномалии, рассчитанные относительно заниженных норм, оказываются завышены, но общая тенденция к потеплению и теплые и холодные годы совпадают с другими источниками данных.

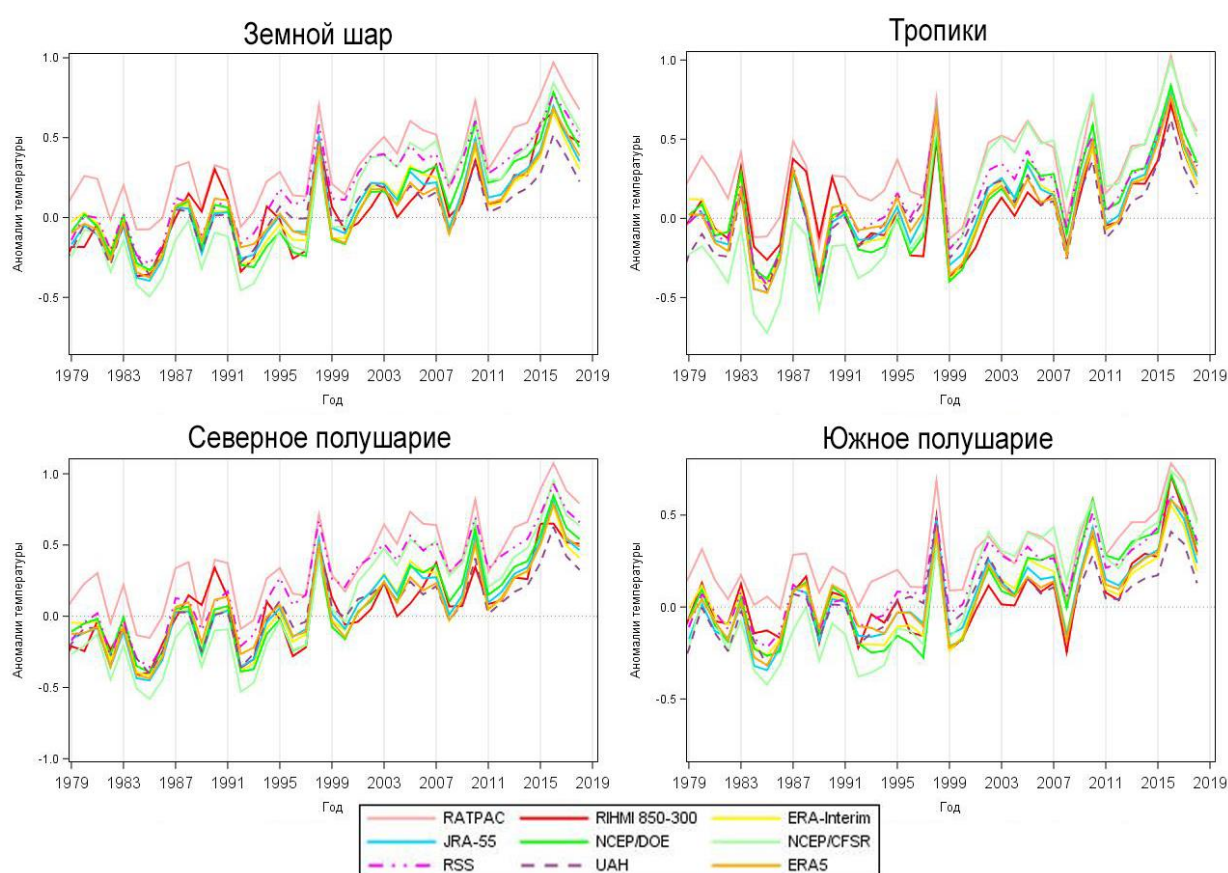


Рисунок 32 – Ряды аномалий температуры в тропосфере разных широтных зон по данным разных источников данных

Соответствие рядов радиозондовых данных RIHMI другим источникам подтверждается и анализом диаграмм Тейлора, представленными на рисунке 33. Перед сравнением рядов аномалий из них были удалены тренды.

Все рассматриваемые временные ряды представлены на диаграмме Тейлора точками. Радиальные расстояния от центра координат до точек пропорциональны

среднеквадратическим отклонениям соответствующих временных рядов. Угловая координата соответствует коэффициенту корреляции между рассматриваемым временным рядом и, в данном случае, рядом RИНМІ. Численно коэффициент корреляции равен косинусу угла между горизонтальной осью и радиус-вектором рассматриваемого временного ряда. Таким образом, точки, лежащие на оси абсцисс, соответствуют временным рядам RИНМІ. Они являются началом координат для пунктирных окружностей, которые показывают значение центрированных среднеквадратических разностей между рядами RИНМІ и другими рассматриваемыми временными рядами. Численно среднеквадратические разности определяются как:

$$E = \left\{ \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N [(f_n - \bar{f}) - (r_n - \bar{r})]^2 \right\}^{\frac{1}{2}}, \quad (80)$$

где f_n и r_n – n -ое значение числового ряда RИНМІ и сравниваемого с ним временного ряда, $\bar{f}$ и $\bar{r}$ – средние значения временных рядов. Более подробно диаграммы Тейлора описаны в статье [Taylor, 2001].

Практически все парные корреляции рядов месячных аномалий набора данных RИНМІ с другими источникам лежат между 0,6 и 0,8. Только в тропиках коэффициенты парных корреляций превышают 0,8, а с массивами реанализов – 0,9. Среднеквадратические отклонения радиозондовых данных максимальные во всех широтных зонах за исключением тропиков. В тропической широтной зоне среднеквадратические отклонения соответствуют отклонениям реанализов. При этом среднеквадратические отклонения реанализов одинаковые во всех широтных зонах. Наименьшими среднеквадратическими отклонениями во всех широтных зонах обладают спутниковые данные.

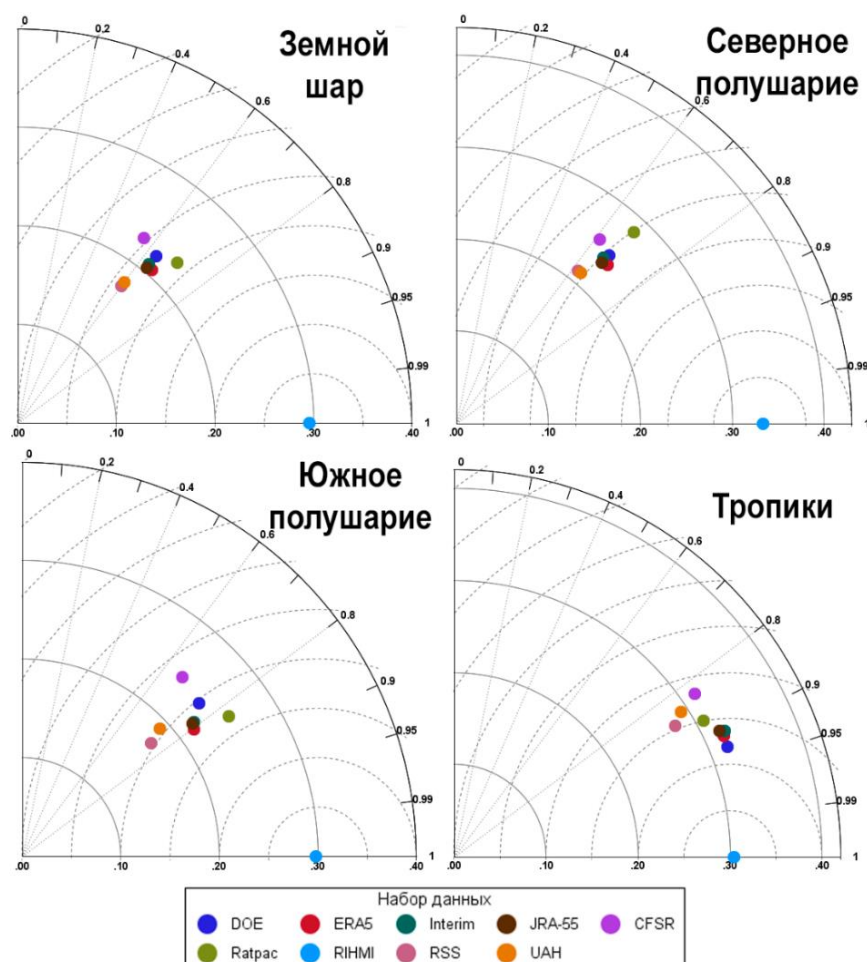


Рисунок 33 – Сопоставление рядов аномалий RIHMI с рядами других источников данных в тропосфере. Расходящимися лучами отмечена парная корреляция между данным временным рядом и RIHMI. Концентрическими кругами отложено среднеквадратическое отклонение данного временного ряда

Оценки трендов аномалий температуры

Численные оценки тенденций к потеплению по данным разных источников представлены в таблице 7. В целом по земному шару оценка годового тренда температуры в тропосфере по данным всех источников превышает $0,13^{\circ}\text{C}/10$ лет. В Северном полушарии оценки трендов RATPAC и JRA-55 равны $0,2^{\circ}\text{C}/10$ лет. Оценки NCEP/DOE, NCEP/CFSR и RSS превышают $0,2^{\circ}\text{C}/10$ лет, а оценки трендов RIHMI, ERA-Interim, ERA5, UAH меньше $0,2^{\circ}\text{C}/10$ лет и равны $0,17$, $0,18$, $0,18$ и $0,15^{\circ}\text{C}/10$ лет соответственно. В Южном полушарии оценки трендов радиозондовых данных, ERA-Interim и UAH приблизительно равны $0,1^{\circ}\text{C}/10$ лет, а оценки JRA-55 и RSS не превышают $0,15^{\circ}\text{C}/10$ лет. В целом все наборы данных в Северном полушарии отмечают большее потепление, чем в Южном полушарии.

Таблица 7 – Оценки годовых трендов рядов аномалий температуры ($^{\circ}\text{C}$ за 10 лет) в тропосфере за период 1979-2018 гг. Все значения значимо отличны от нуля с вероятностью 0,95

Набор данных	Земной шар	Северное полушарие	Южное полушарие	Тропики
RATPAC	0,17	0,20	0,12	0,12
RIHMI	0,16	0,17	0,10	0,08
ERA-Interim	0,14	0,18	0,11	0,12
ERA5	0,15	0,18	0,12	0,13
JRA-55	0,17	0,20	0,14	0,15
NCEP/DOE	0,19	0,21	0,17	0,15
NCEP/CFSR	0,27	0,30	0,23	0,31
RSS	0,20	0,24	0,15	0,15
UAH	0,13	0,15	0,10	0,12

Большие оценки трендов температуры в тропосфере, особенно в тропиках, по данным NCEP/CFSR могут объясняться включением в схему усвоения данных спутниковых излучений ATOVS с октября 1998 года, что привело к большей согласованности с другими реанализами. До 1998 года температура в тропосфере была занижена по сравнению с другими реанализами [Chelliah et. al., 2012].

Детализированные по 30-градусным широтным поясам сезонные оценки трендов RIHMI, рассчитанные за период 1981-2021 гг. и представленные в таблице 8, показывают, что в целом за год наибольшие тенденции к потеплению наблюдаются в умеренных широтах и составляют $0,22^{\circ}\text{C}/10$ лет, а наименьшие – в низких широтах ($0,15^{\circ}\text{C}/10$ лет).

При этом зимой наибольший потепление ($0,21^{\circ}\text{C}/10$ лет) наблюдается в низких широтах, в средних и высоких широтах оценки зимних трендов температуры достигают $0,15^{\circ}\text{C}/10$ лет. Весной наибольшее потепление ($0,21^{\circ}\text{C}/10$ лет) наблюдается в умеренных широтах, в других широтных зонах оценки трендов не превышают $0,14^{\circ}\text{C}/10$ лет. Летом и осенью наибольшее потепление ($0,26^{\circ}\text{C}/10$ лет) наблюдается в высоких широтах. Оценка летнего и осеннего тренда в умеренных широтах меньше всего на $0,01$ - $0,02^{\circ}\text{C}/10$ лет. В целом по Северному

полушарию оценки трендов температуры во всех сезонах превышали $0,17^{\circ}\text{C}/10$ лет. Наибольшее потепление было осенью и составило $0,21^{\circ}\text{C}/10$ лет.

Таблица 8 – Оценки линейного тренда температуры в тропосфере (1981-2021 гг.). b – оценка сезонного или годового тренда, ($^{\circ}\text{C}/10$ лет). D – объясненная линейным трендом доля общей дисперсии ряда, в %

СЕЗОН	0-30 С.Ш.		30-60 С.Ш.		60-90 С.Ш.		Северное полушарие	
	b	D	b	D	b	D	B	D
ЗИМА	0,21	41	0,15	13	0,14	20	0,17	47
ВЕСНА	0,12	19	0,21	41	0,14	14	0,18	53
ЛЕТО	0,10	21	0,25	47	0,26	39	0,20	45
ОСЕНЬ	0,15	26	0,24	47	0,26	39	0,21	57
ГОД	0,15	37	0,22	57	0,19	43	0,19	57

Результаты ежегодного мониторинга температуры в тропосфере Северного полушария свидетельствуют об увеличении тенденций к потеплению с течением времени. На рисунке 34 изображено изменение сезонных оценок трендов температуры в тропосфере Северного полушария при последовательном увеличении исследуемого периода 1981-N на год с 2011 до 2021 года.

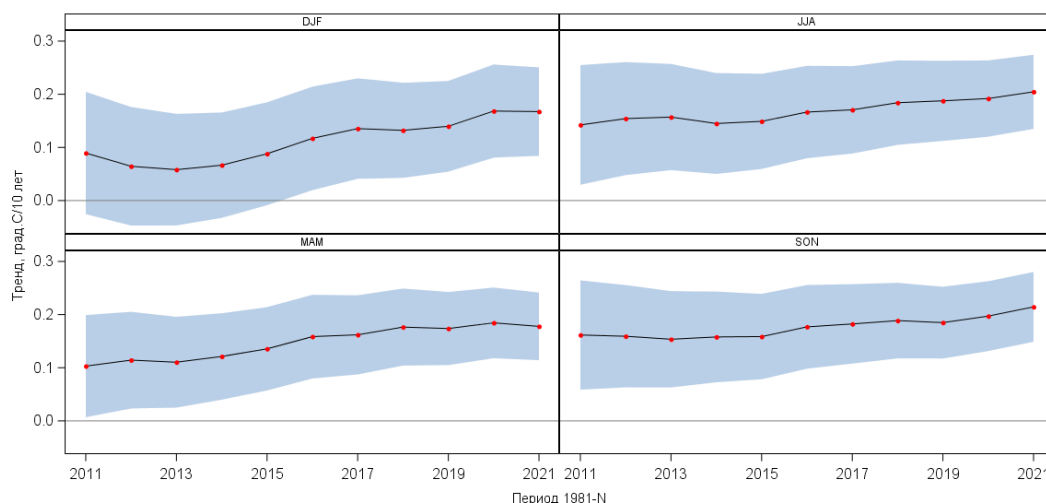


Рисунок 34 – Изменение сезонных оценок трендов температуры в тропосфере Северного полушария, рассчитанных за период 1981-N, где N меняется от 2011 до 2021 года. Голубым цветом – 95% доверительный интервал

Во всех сезонах наблюдается увеличение оценок трендов с течением времени, что свидетельствует об ускорении потепления. До 2015 года оценки зимнего и

весеннего трендов были ниже оценок летнего и осеннего. Оценки зимнего тренда до 2015 года были статистически незначимыми с вероятностью 0,95. С 2016 года оценки весеннего тренда близки к летним оценкам, а зимние оценки приблизились к ним к 2021 году. Оценки осеннего тренда на протяжении всего времени были наибольшими.

Таким образом, результаты исследования тенденций изменения температуры в тропосфере по данным радиозондирования ВНИИГМИ-МЦД подтверждают один из важнейших климатических сигналов – потепление в тропосфере, а также свидетельствуют об усилении потепления со временем.

4.3.2 Температура в нижней стратосфере

Временные ряды аномалий температуры

В нижней стратосфере по данным всех источников наблюдается похолодание. На рисунке 35 представлены временные ряды аномалий температуры в разных широтных зонах. Временные ряды RINMI соответствуют другим источникам.

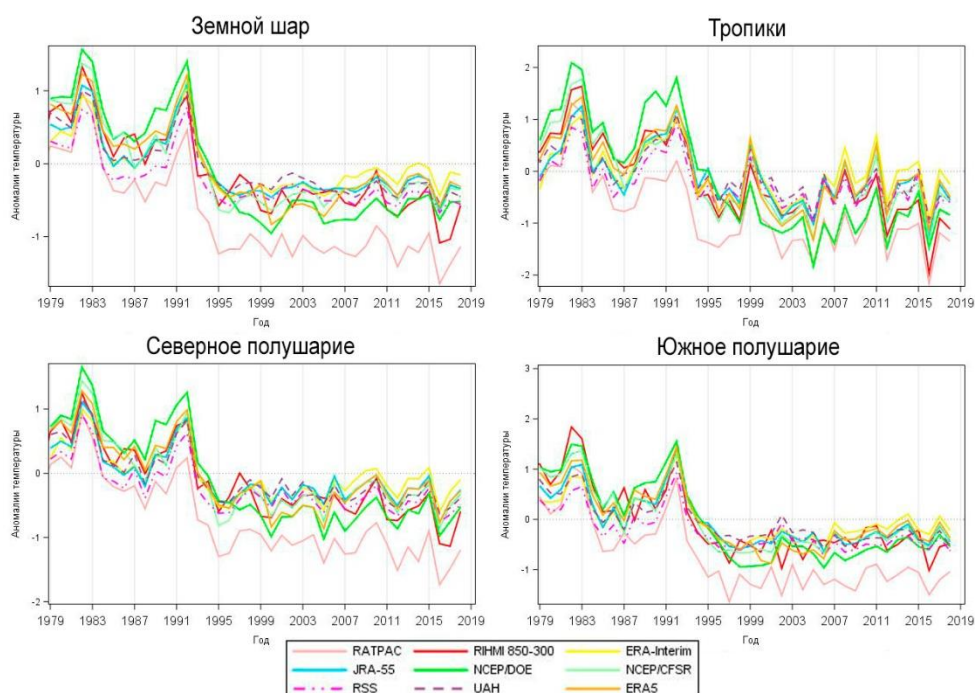


Рисунок 35 – Ряды аномалий температуры в нижней стратосфере разных широтных зон по данным разных источников

Также как и в случае тропосферы, заниженные аномалии температуры по данным RАТРАС объясняются базовым периодом, который приходится на более «теплый» участок временного ряда, из-за чего нормы RАТРАС завышены по сравнению с другими источниками.

Также можно отметить, что на временных рядах всех источников данных явно выделяются два периода: очевидное похолодание до конца XX века, нарушаемое временным потеплением после извержения вулканов Эль-Чичон и Пинатубо, и слабое изменение после начала XXI века – стратосферное замедление похолодания, о котором говорилось ранее. Выделение двух периодов подтверждается результатами в таблице 9.

На рисунке 36 представлены диаграммы Тейлора соответствия временных рядов (с удаленным трендом) RИНМІ временным рядам других источников. Все парные корреляции рядов месячных аномалий набора данных RИНМІ с другими источниками лежат между 0,6 и 0,8 во всех, кроме тропиков, широтных зонах. Наилучшие корреляции наблюдаются с набором радиозондовых данных RАТРАС. Соответствующие коэффициенты корреляции равны или превышают 0,8.

Как и в тропосфере, лучше всего коррелируют тропические ряды месячных аномалий RИНМІ. Коэффициенты корреляции со всеми источниками данных, за исключением массива реанализа NCEP/DOE и наборов спутниковых данных UАН и RSS, примерно равны 0,95.

Среднеквадратические отклонения всех реанализов, за исключением NCEP/DOE, одинаковые во всех широтных зонах. Среднеквадратические отклонения реанализа NCEP/DOE во всех широтных зонах выше отклонений других реанализов. Наименьшими среднеквадратическими отклонениями во всех широтных зонах обладают спутниковые данные. При этом среднеквадратические отклонения аномалий температуры в нижней стратосфере в целом больше, чем в тропосфере: среднеквадратические отклонения всех наборов данных во всех

широтных зонах в нижней стратосфере в 1,5-2 раза больше соответствующих отклонений в тропосфере.

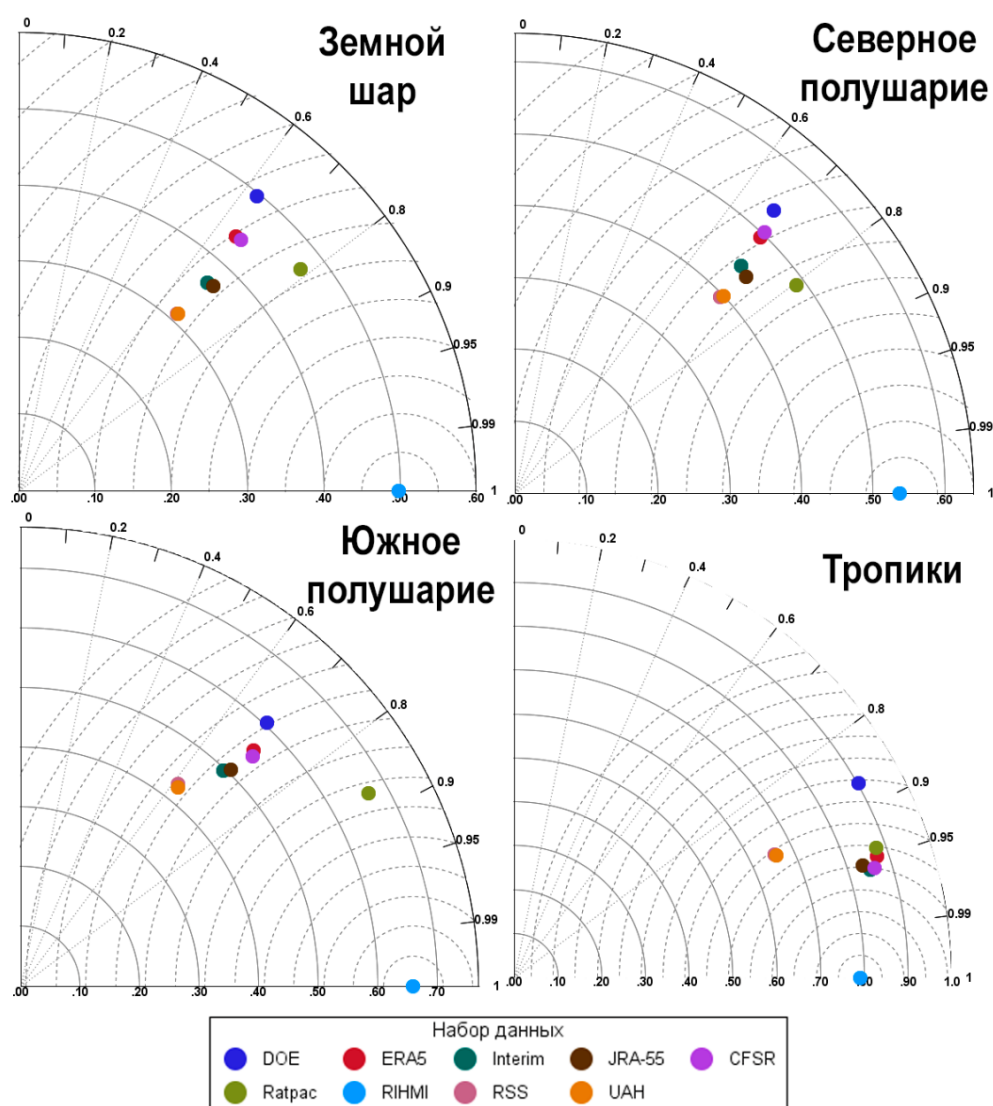


Рисунок 36 – Сопоставление рядов аномалий RIHMI с рядами других источников данных в нижней стратосфере. Расходящимися лучами отмечена парная корреляция между данным временным рядом и RIHMI. Концентрическими кругами отложено среднеквадратическое отклонение данного временного ряда

Оценки трендов аномалий температуры в нижней стратосфере

Численные оценки тенденций к похолоданию по данным разных источников представлены в таблице 9. В связи с изменением характера похолодания на рубеже веков, а также сильным влиянием извержения вулканов, для каждого источника были рассчитаны три оценки тренда: за весь период 1979-2018 гг., за весь период без учета двухлетних периодов после извержения вулканов Эль-Чичон и Пинатубо,

а также за период 1997-2018 гг. Удаление из рядов аномалий двухлетних послевулканических потеплений приводит к уменьшению абсолютных значений глобальных трендов на $0,07-0,08^{\circ}\text{C}/10$ лет по данным всех источников, а после 1997 года значительных изменений аномалий температуры не наблюдается.

Таблица 9 – Оценки трендов аномалий температуры ($^{\circ}\text{C}$ за 10 лет) в нижней стратосфере за период 1979-2018 гг. (А), за период 1979-2018 без учета двухлетних периодов после извержения вулканов Эль-Чичон и Пинатубо (Б) и за период 1997-2018 гг (В). Жирным шрифтом отмечены значения значимо отличные от нуля с вероятностью 0,95

Набор данных	Земной шар			Северное полушарие			Южное полушарие			Тропики		
	А	Б	В	А	Б	В	А	Б	В	А	Б	В
RATPAC	-0,45	-0,37	-0,08	-0,46	-0,39	-0,19	-0,45	-0,34	0,10	-0,44	-0,32	-0,13
RIHMI	-0,42	-0,35	-0,17	-0,41	-0,36	-0,21	-0,45	-0,34	0,06	-0,53	-0,43	-0,28
ERA-Interim	-0,20	-0,13	0,13	-0,20	-0,13	0,06	-0,20	-0,12	0,20	-0,17	-0,08	0,13
ERA5	-0,35	-0,27	0,15	-0,35	-0,28	0,07	-0,35	-0,27	0,24	-0,36	-0,26	0,10
JRA-55	-0,28	-0,20	0,03	-0,25	-0,18	-0,04	-0,30	-0,22	0,10	-0,27	-0,18	-0,03
NCEP/DOE	-0,52	-0,43	0,10	-0,53	-0,44	0,01	-0,52	-0,43	0,19	-0,73	-0,61	0,01
NCEP/CFSR	-0,37	-0,29	0,07	-0,36	-0,28	-0,01	-0,38	-0,30	0,15	-0,45	-0,34	-0,01
RSS	-0,25	-0,19	-0,07	-0,23	-0,17	-0,11	-0,27	-0,21	-0,03	-0,25	-0,17	-0,17
UAH	-0,29	-0,23	-0,08	-0,29	-0,24	-0,11	-0,29	-0,23	-0,05	-0,28	-0,21	-0,15

По данным радиозондовых наблюдений абсолютные оценки трендов во всех широтных зонах в нижней стратосфере за период 1979-2018 гг. превышают минус $0,4^{\circ}\text{C}/10$ лет. Оценки трендов по спутниковым данным во всех широтных зонах не превышают минус $0,3^{\circ}\text{C}/10$ лет, причем оценки RSS меньше оценок UAH по абсолютному значению. Наименьшие оценки трендов, равные примерно минус $0,2^{\circ}\text{C}/10$ лет, показывает ERA-Interim во всех широтных зонах.

С 1997 года по 2018 год значимое похолодание в нижней стратосфере, но значительно меньшее, чем похолодание в XX веке, позволяют отметить только наборы радиозондовых и спутниковых данных. Отрицательные оценки трендов в среднем в 2 раза меньше, чем за период 1979-2018 гг., а в Южном полушарии они либо статистически незначимы (RSS и UAH), либо наблюдаются небольшое потепление (RATPAC и RIHMI). Все массивы реанализов показывают либо

потепление в нижней стратосфере, либо незначительное, близкое к нулю похолодание. Более того, в Южном полушарии и в целом по земному шару потепление по данным массивов реанализов статистически значимое. Наибольшее похолодание в целом по земному шару показывает набор радиозондовых данных RINMI, оно составляет минус $0,17^{\circ}\text{C}/10$ лет; а наибольшее потепление в целом по земному шару показывает реанализ ERA5, оно составляет $0,15^{\circ}\text{C}/10$ лет.

Детализированные по 30-градусным широтным поясам сезонные оценки трендов RINMI, рассчитанные за период 1981-2021 гг. и представленные в таблице 10, показывают, что в целом за год наибольшие тенденции к похолоданию наблюдаются в низких широтах, а наименьшие – в высоких.

Таблица 10 – Оценки линейного тренда температуры в нижней стратосфере (1981-2021 гг.). b – оценка сезонного или годового тренда, ($^{\circ}\text{C}/10$ лет). D – объясненная линейным трендом доля общей дисперсии ряда, в %

СЕЗОН	0-30 С.Ш.		30-60 С.Ш.		60-90 С.Ш.		Северное полушарие	
	b	D	b	D	b	D	B	D
ЗИМА	-0,64	50	-0,32	21	-0,01	0	-0,39	41
ВЕСНА	-0,49	53	-0,30	29	-0,39	17	-0,37	49
ЛЕТО	-0,50	49	-0,33	43	-0,22	33	-0,37	51
ОСЕНЬ	-0,59	49	-0,34	50	-0,22	39	-0,40	58
ГОД	-0,54	64	-0,31	55	-0,22	20	-0,37	65

Причем оценки трендов в низких широтах зимой и осенью достигают минус 0,64 и минус $0,59^{\circ}\text{C}/10$ лет; весной и летом – минус $0,50^{\circ}\text{C}/10$ лет. В высоких широтах зимой изменения температуры не наблюдается, а наибольшая скорость похолодания наблюдается весной, когда оценка тренда достигает минус $0,39^{\circ}\text{C}/10$ лет. В умеренных же широтах похолодание происходит с одной скоростью во все сезоны и в среднем за год составляет минус $0,31^{\circ}\text{C}/10$ лет. В целом по Северному полушарию скорость похолодания во все сезоны близка друг к другу и в среднем за год составляет минус $0,37^{\circ}\text{C}/10$ лет.

Результаты ежегодного мониторинга температуры в нижней стратосфере Северного полушария также свидетельствуют об уменьшении тенденций к

похолоданию с течением времени. На рисунке 37 изображено изменение сезонных оценок трендов температуры в нижней стратосфере Северного полушария при последовательном увеличении исследуемого периода 1981-N на год с 2011 до 2021 года.

Весной и летом наблюдается увеличение оценок трендов с течением времени, что свидетельствует о замедлении похолодания. С 2012 по 2021 годы весенние оценки трендов изменились с минус 0,5 до минус 0,37°C/10 лет. Зимой и осенью оценки трендов держатся на одном уровне, в среднем около минус 0,4°C/10 лет.

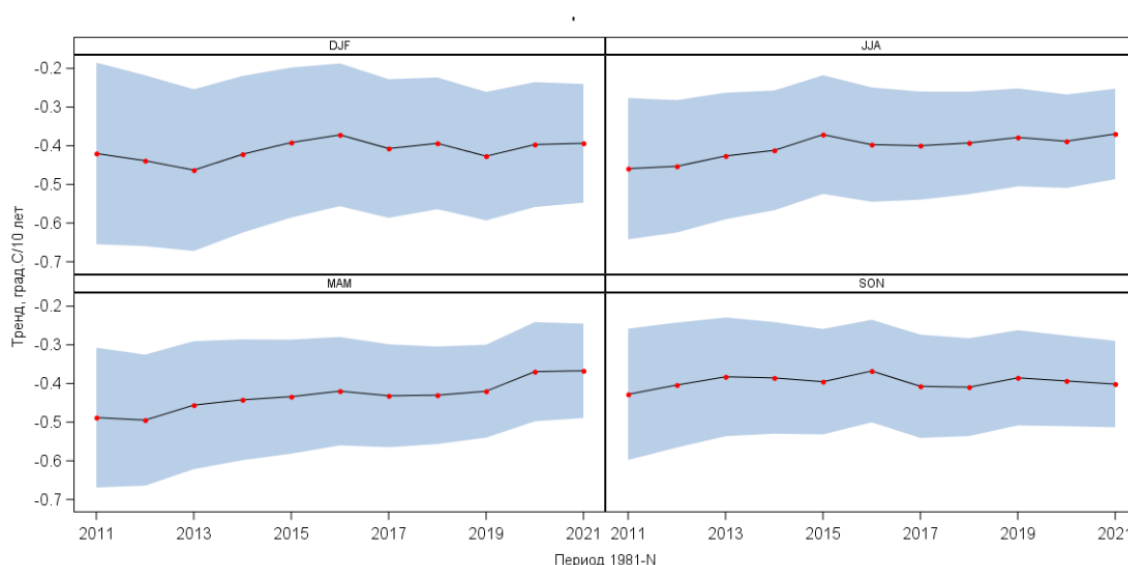


Рисунок 37 – Изменение сезонных оценок трендов температуры в нижней стратосфере Северного полушария, рассчитанных за период 1981-N, где N меняется от 2011 до 2021 года. Голубым цветом – 95% доверительный интервал

В целом по Северному полушарию оценки трендов за период 1997-2021 гг., представленные в таблице 11, во все сезоны в два раза ниже по абсолютному значению, чем за период 1981-2021 гг.

В умеренных широтах за период 1997-2021 гг. температурный тренд в нижней стратосфере с вероятностью 95% статистически незначим во все сезоны и за год в целом. В высоких широтах статистически значимый тренд наблюдается только осенью, и только в низких широтах все сезонные тренды, кроме осеннего,

статистически значимы. В целом по Северному полушарию значимые тренды наблюдаются только весной и за год в целом.

Таблица 11 – Оценки линейного тренда температуры в нижней стратосфере (1997-2021 гг.). b – оценка сезонного или годового тренда, ($^{\circ}\text{C} / 10$ лет). D – объясненная линейным трендом доля общей дисперсии ряда, в %

СЕЗОН	0-30 С.Ш.		30-60 С.Ш.		60-90 С.Ш.		Северное полушарие	
	b	D	b	D	b	D	B	D
ЗИМА	-0,41	17	-0,10	1	-0,45	3	-0,23	7
ВЕСНА	-0,31	19	-0,07	1	-0,02	0	-0,15	6
ЛЕТО	-0,36	17	-0,15	9	-0,11	6	-0,21	17
ОСЕНЬ	-0,29	8	-0,15	6	-0,16	16	-0,19	9
ГОД	-0,33	30	-0,12	10	-0,17	8	-0,19	25

Таким образом, результаты исследования тенденций изменения температуры в нижней стратосфере по данным радиозондирования ВНИИГМИ-МЦД подтверждают пару из важнейших климатических сигналов – похолодание в нижней стратосфере и существенное замедление похолодания в нижней стратосфере с начала XXI века.

4.3.3 Ветер в свободной атмосфере

Результаты мониторинга свидетельствуют не только о долгопериодных тенденциях изменения температуры в свободной атмосфере, но и об изменении ветрового режима над Российской Федерацией.

На рисунке 38 представлено распределение сезонных оценок трендов модуля скорости ветра в тропосфере и нижней стратосфере над территорией РФ, рассчитанных за период 1985-2021 гг. Символами отмечены станции, оценки трендов на которых статистически значимы с вероятностью 0,85 или 0,9. Качественно распределение оценок трендов в тропосфере и нижней стратосфере схоже, но в нижней стратосфере большее число статистически значимых оценок.

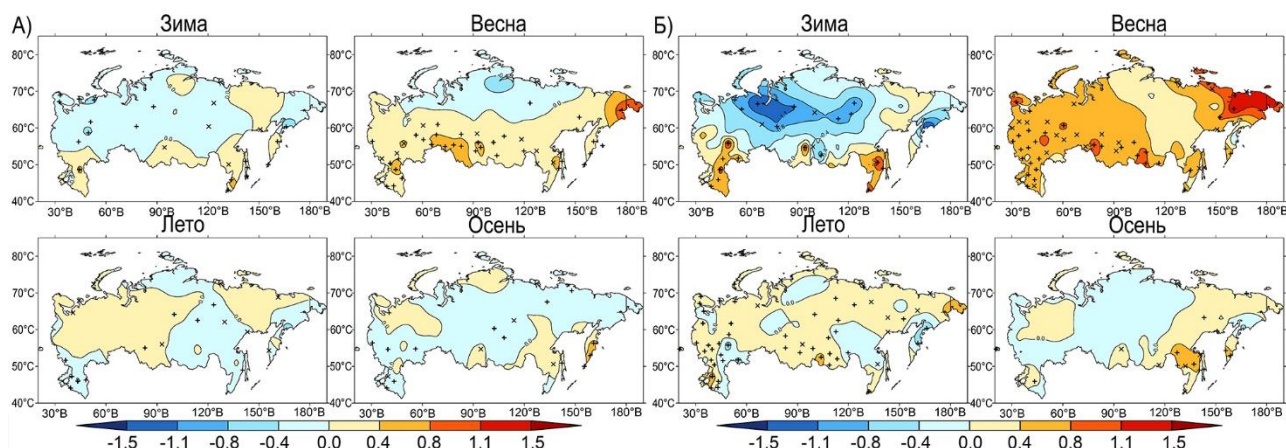


Рисунок 38 – Распределение сезонных оценок трендов модуля скорости ветра в тропосфере (А) и нижней стратосфере (Б) за период 1985-2021 гг.

В тропосфере зимой, летом и осенью статистически значимые тренды наблюдаются только на отдельных станциях. А весной область значимых положительных трендов располагается над южной половиной европейской части России и на юге Сибири.

В нижней стратосфере зимой на северо-востоке европейской части России и над центральной Сибирью наблюдаются значимые отрицательные тренды модуля скорости ветра, а значимые положительные – на Юге России и над Хабаровским краем. Весной положительные тренды модуля скорости ветра наблюдаются над всей территорией России, а статистически значимые тренды – над европейской частью России и на юге Сибири. Также на юге Сибири и на западе европейской части России значимые тренды наблюдаются летом. Осенью значимые положительные тренды модуля скорости ветра наблюдаются только над Хабаровским краем.

Статистически значимые тренды характеристик ветра обнаруживаются и в других регионах земного шара, например: в работе [Allen, Sherwood, 2008] обнаружены положительные тренды зонального ветра во внетропической верхней тропосфере и нижней стратосфере, а в работе [Vautard, Cattiaux, Yiou, 2010] были установлены положительные тренды модуля скорости ветра на поверхности 850 гПа над Северной Америкой и Европой, а также отрицательные тренды над юго-восточной Азией.

4.4 Исследование долгопериодных тенденций изменения температуры в свободной атмосфере методом квантильной регрессии

Полученные оценки трендов температуры в свободной атмосфере подтверждают на основе данных радиозондирования RИНМІ ключевые климатические сигналы: потепление в тропосфере и похолодание в стратосфере в среднем. Но, как показало исследование трендов приземной температуры, характер изменения относительно низких и относительно высоких температур может существенно отличаться от характера изменений средних. Ранее исследование квантильных трендов температуры в свободной атмосфере проводилось в работе [Тимофеев, Стерин, 2010], но ограничивалось только станциями на территории России.

В данной работе проводится исследование детализированной структуры климатических трендов температуры в свободной атмосфере всего Северного полушария [Стерин, Лавров, 2022с; Стерин, Лавров, 2021; Sterin, Lavrov, 2020a; Sterin, Lavrov, 2020b]. Для обеспечения достаточного числа наблюдений на станциях во всех слоях атмосферы были отобраны 363 аэрологические станции, удовлетворяющие требованиям:

1. Количество верных значений температуры (имеющих флаг качества 1) в течение зимнего сезона на поверхности 50 гПа не менее 40 (из 90 возможных);
2. Количество лет, удовлетворяющих условию 1, не менее 30.

Для каждой из выбранных станций были построены процесс-диаграммы трендов аномалий температуры на 14 изобарических поверхностях от 1000 гПа до 30 гПа и вертикально-квантильные распределения на их основе. Всего было построено более 20000 процесс-диаграмм. Расчеты оценок трендов проводились за период 1979-2021 гг. для российских станций и за период 1984-2021 гг. для зарубежных станций.

Анализ процесс-диаграмм и вертикально квантильных разрезов значений трендов в целом подтверждает известные тенденции потепления в тропосфере и

похолодания в нижней стратосфере, проявления которых, однако, отличаются не только для различных уровней квантилей, но и существенно варьируются при рассмотрении результатов для разных станций. Нанесение вертикально-квантильных распределений трендов разных станций на картографическую основу (рисунок 39) показывает, что в распределении оценок трендов аномалий температуры по диапазону уровней квантилей на всех изобарических поверхностях существуют географические особенности. На рисунке 40 приведены вертикально-квантильные распределения сезонных трендов аномалий температуры для некоторых станций, являющихся характерными для своих географических регионов.

Orland Iii (01241), Норвегия. Над скандинавскими странами и над Гренландией зимой в тропосфере тренды аномалий температуры меняются от положительных при малых уровнях квантилей до отрицательных при больших уровнях квантилей, а в нижней стратосфере наблюдаются отрицательные тренды с минимумом по абсолютному значению при уровнях квантилей близких к 0 или 1. Весной над Скандинавским полуостровом в тропосфере преобладают небольшие по абсолютному значению тренды, которые могут меняться от отрицательных при малых уровнях квантилей до положительных при больших уровнях квантилей, а в нижней стратосфере наибольшие отрицательные тренды наблюдаются для наименьших и наибольших температур. При этом в марте наблюдается рост экстремально низких температур при уровнях квантилей близких к 0 в нижних слоях стратосферы. Осенью в тропосфере быстрее всего растут малые температуры при уровнях квантилей близких к 0.

Paucette (06610) Швейцария. Над центральной Европой в тропосфере зимой преобладают небольшие отрицательные тренды аномалий температуры во всем диапазоне уровней квантилей. В нижней стратосфере наименьшие температуры уменьшаются, а наибольшие при больших уровнях квантилей – растут. Летом, весной и осенью потепление в тропосфере происходит быстрее при малых уровнях

квантилей, чем при больших. Летом к тому же в нижней стратосфере похолодание происходит быстрее при малых уровнях квантилей.

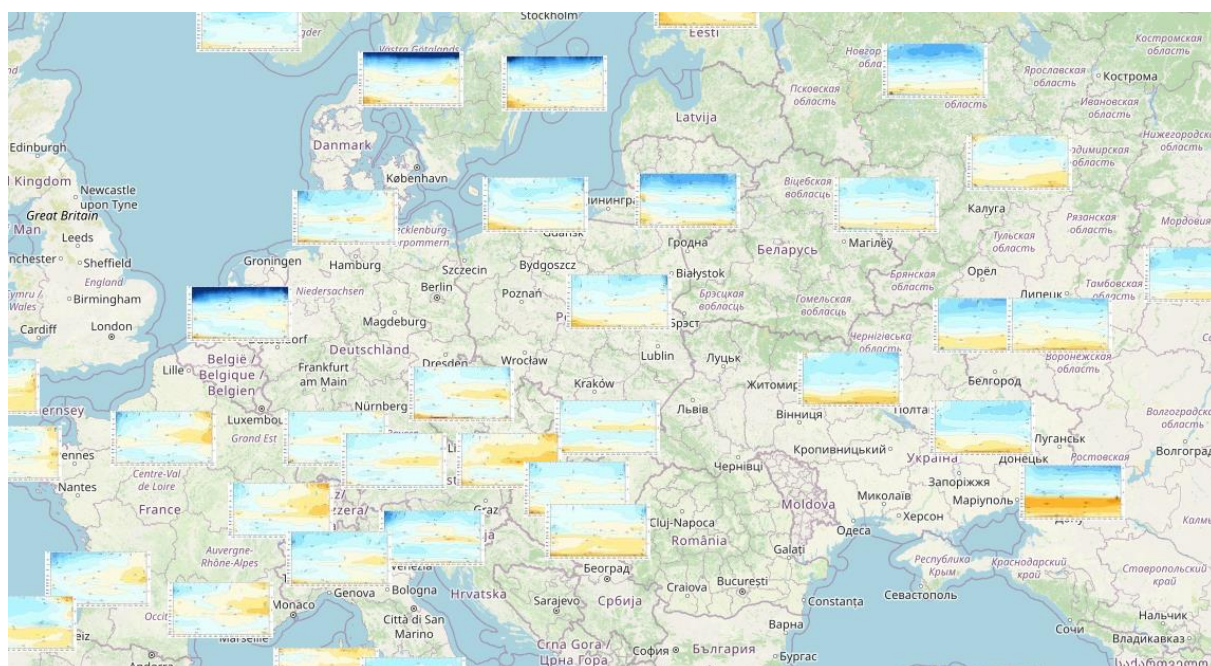


Рисунок 39 – Снимок карты с нанесенными вертикально-квантильными распределениями зимних трендов аномалий температуры на различных станциях

Жиганск (24343) Россия. Зимой в арктических широтах азиатской части России в тропосфере наблюдается уменьшение оценок трендов с увеличением уровней квантилей от положительных трендов до отрицательных трендов. В нижней стратосфере при малых уровнях квантилей наблюдаются большие положительные тренды аномалий температуры, при больших – небольшие отрицательные. Весной над азиатской частью России в тропосфере наблюдается увеличение оценок трендов с увеличением уровней квантилей. В нижней стратосфере наблюдаются области больших отрицательных трендов аномалий при уровнях квантилей близких к 0 и 1, на юге только к 1. С учетом сделанных ранее замечаний относительно интерпретации весенних процесс-диаграмм, эти области отрицательных трендов относятся преимущественно к мартовским аномалиям температуры. Летом и осенью и в тропосфере, и в нижней стратосфере тренды аномалий температуры держатся на одном уровне во всем диапазоне уровней квантилей. Только экстремально низкие значения температуры в тропосфере растут быстрее остальных значений.

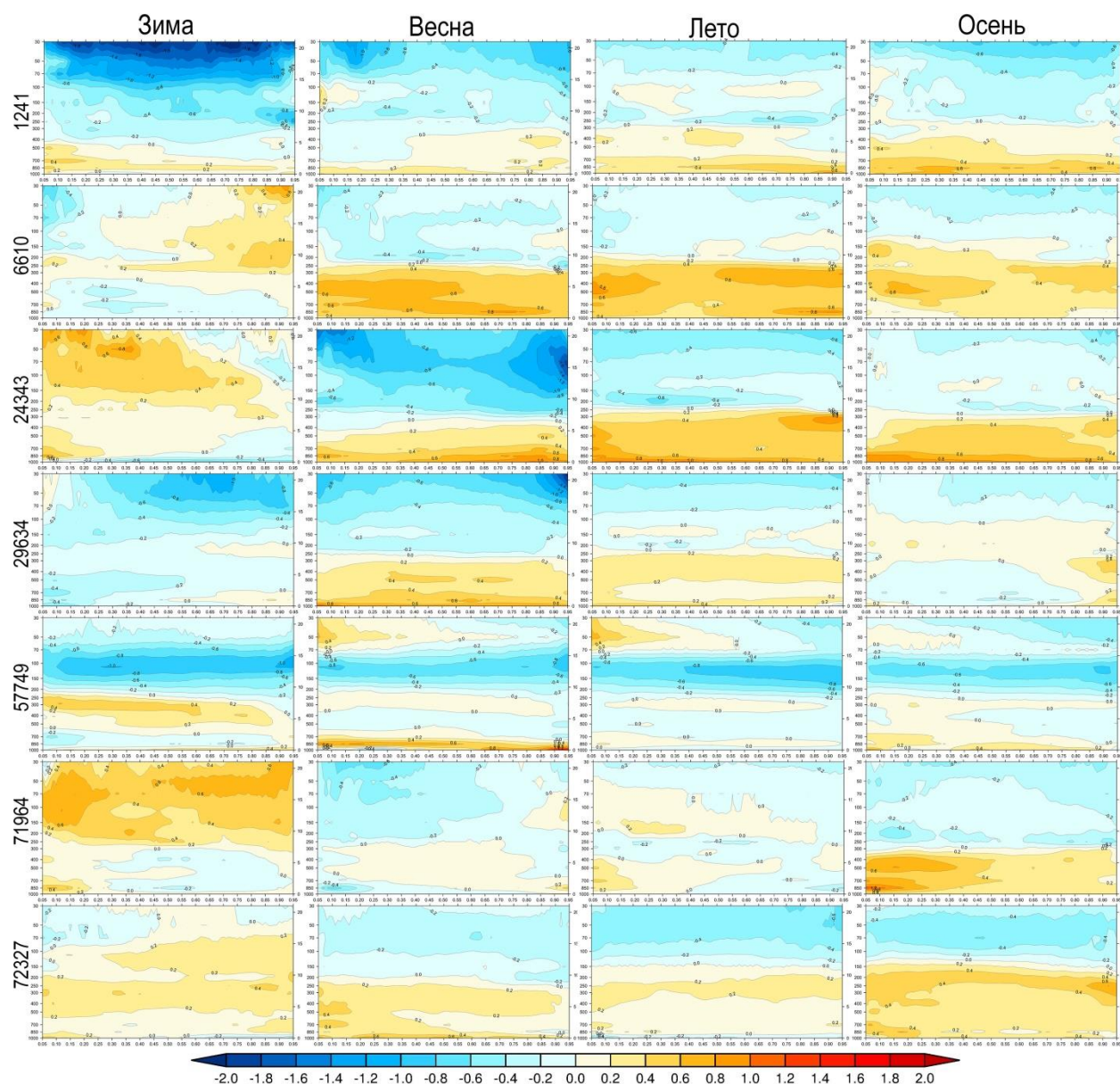


Рисунок 40 – Вертикально-квантильные распределения сезонных трендов на различных станциях. 1241 – Orland Iii (Норвегия); 6610 – Payerne (Швейцария); 24343 – Жиганск (Россия); 29634 – Новосибирск (Россия); 57749 – Hualihua (Китай); 71964 – Withehorse Y. T. (Канада); 72327 – Nashville (США)

Новосибирск (29634), Россия. Зимой на юге Сибири и Дальнего Востока отрицательные тренды аномалий температуры преобладают во всей атмосфере и во всем диапазоне уровней квантилей. Весной в тропосфере быстрее всего растут медианные значения температуры, а в нижней стратосфере наибольшие и наименьшие температуры уменьшаются быстрее медианных. Летом в тропосфере быстрее всего растут наименьшие температуры, а осенью в тропосфере

преобладают небольшие отрицательные тренды, но при больших уровнях квантилей наблюдаются положительные тренды.

Huaihua (57749), Китай. Зимой в тропосфере над Китаем преобладают близкие к нулю либо отрицательные тренды аномалий температуры, сменяющиеся положительными при уровнях квантилей близких к 0. В нижней стратосфере значения трендов уменьшаются с увеличением уровней квантилей. Весной на юге и востоке Китая отрицательные тренды преобладают во всем диапазоне уровней квантилей на высоте 700-300 гПа. В нижней стратосфере значения трендов уменьшаются с увеличением уровней квантилей. Аналогичные тренды аномалий температуры на юге Китая наблюдаются и летом. Осенью на юге Китая в тропосфере наблюдаются небольшие положительные тренды, убывающие с увеличением уровней квантилей. Ситуация в нижней стратосфере аналогична другим сезонам.

Withhorse Y. T. (71964), Канада. Зимой на юго-западе Канады в тропосфере положительные тренды аномалий температуры сменяются отрицательными при увеличении уровней квантилей. В стратосфере наблюдаются положительные тренды во всем диапазоне уровней квантилей, причем меньшим уровням соответствуют большие оценки трендов. Весной над западной Канадой отрицательные либо близкие к нулю тренды аномалий температуры преобладают во всем столбе атмосферы. Летом над западной Канадой и в тропосфере, и в нижней стратосфере положительные тренды сменяются отрицательными при увеличении уровней квантилей. Осенью над западной Канадой в тропосфере оценки трендов убывают с увеличением уровней квантилей.

Nashville (72327), США. На востоке США в нижней стратосфере отрицательные аномалии сменяются положительными при увеличении уровней квантилей. Весной положительные тренды в тропосфере убывают с увеличением уровней квантилей. Летом и осенью над всей территорией США в тропосфере наблюдаются положительные тренды, а в нижней стратосфере – отрицательные.

4.4.1 Пространственное обобщение квантильных оценок трендов температуры в свободной атмосфере

Результаты расчетов квантильных трендов для отдельных станций имеют большой разброс, причиной которого могут быть географические особенности распределения трендов, влияние внезапных стратосферных потеплений и качество данных радиозондовых наблюдений, особенно в высоких слоях атмосферы. В наиболее холодные дни зонды могут не долетать до больших высот, что может приводить к смещению оценок даже при установленных ограничениях на количество наблюдений. Для получения общей картины изменения температуры в свободной атмосфере проводилось пространственное обобщение квантильных трендов аномалий температуры по широтным поясам 0-30 с.ш., 30-60 с.ш. и 60-90 с.ш. Для каждого широтного пояса по квантильным оценкам трендов входящих в него станций были построены графики типа «ящик с усами» для четырех сезонов отдельных изобарических поверхностей. На полученных графиках видна неравномерность распределения оценок трендов по диапазону уровней квантилей, различная как по сезонам, так и по широтным поясам. Причем в одном широтном поясе находятся станции с более близким распределением оценок трендов по диапазону уровней квантилей, чем на станциях из разных широтных поясов.

На рисунке 41 представлены полученные графики для зимнего сезона на пяти изобарических поверхностях: 50, 100, 300, 500 и 850 гПа.

В нижней стратосфере (на поверхностях 50 и 100 гПа) зимой в низких и умеренных широтах преобладают отрицательные тренды аномалий температуры. В низких широтах наблюдается уменьшение значений трендов при увеличении уровней квантилей, в умеренных широтах значения трендов остаются равномерными во всем диапазоне уровней квантилей. В высоких широтах зимой в нижней стратосфере наблюдаются как положительные, так и отрицательные тренды во всем диапазоне уровней квантилей, причем наибольших значений

оценки трендов аномалий температуры достигают при квантилях порядка близкого к 0.

В тропосфере зимой в умеренных широтах оценки трендов аномалий температуры остаются, преимущественно, равномерными во всем диапазоне уровней квантилей и принимают при этом значения близкие к 0. В низких широтах в нижних слоях тропосферы оценки трендов растут с увеличением уровней квантилей, на некоторых станциях, при этом, меняя знак с отрицательного на положительный. В верхних слоях тропосферы в низких широтах оценки трендов уменьшаются с увеличением уровней квантилей. В высоких широтах во всем слое тропосферы оценки трендов уменьшаются с увеличением уровней квантилей. Абсолютные оценки трендов при этом уменьшаются с высотой, достигая значений близких к 0 на поверхности 300 гПа.

Весной в нижней стратосфере низких широт наблюдается уменьшение оценок трендов аномалий температуры при увеличении уровней квантилей (рисунок 42). Причем на поверхности 50 гПа при малых уровнях квантилей на многих станциях наблюдаются положительные тренды аномалий температуры. В умеренных широтах тренды аномалий температуры нижней стратосферы держатся, преимущественно, на одном уровне. На поверхности 50 гПа наблюдается лишь небольшое уменьшение оценок трендов с увеличением уровней квантилей. В высоких широтах на поверхности 50 гПа весной наибольшие тренды наблюдаются в центре диапазона уровней квантилей. При уменьшении и увеличении уровней квантилей оценки трендов уменьшаются. На поверхности 100 гПа при уровнях квантилей близких к 0 наблюдаются наибольшие оценки трендов, на многих станциях принимающие положительные значения. В соответствие с описанной в разделе 4.2 интерпретацией весенних процесс-диаграмм, данный участок диапазона уровней квантилей соответствует, преимущественно, наименьшим мартовским температурам.

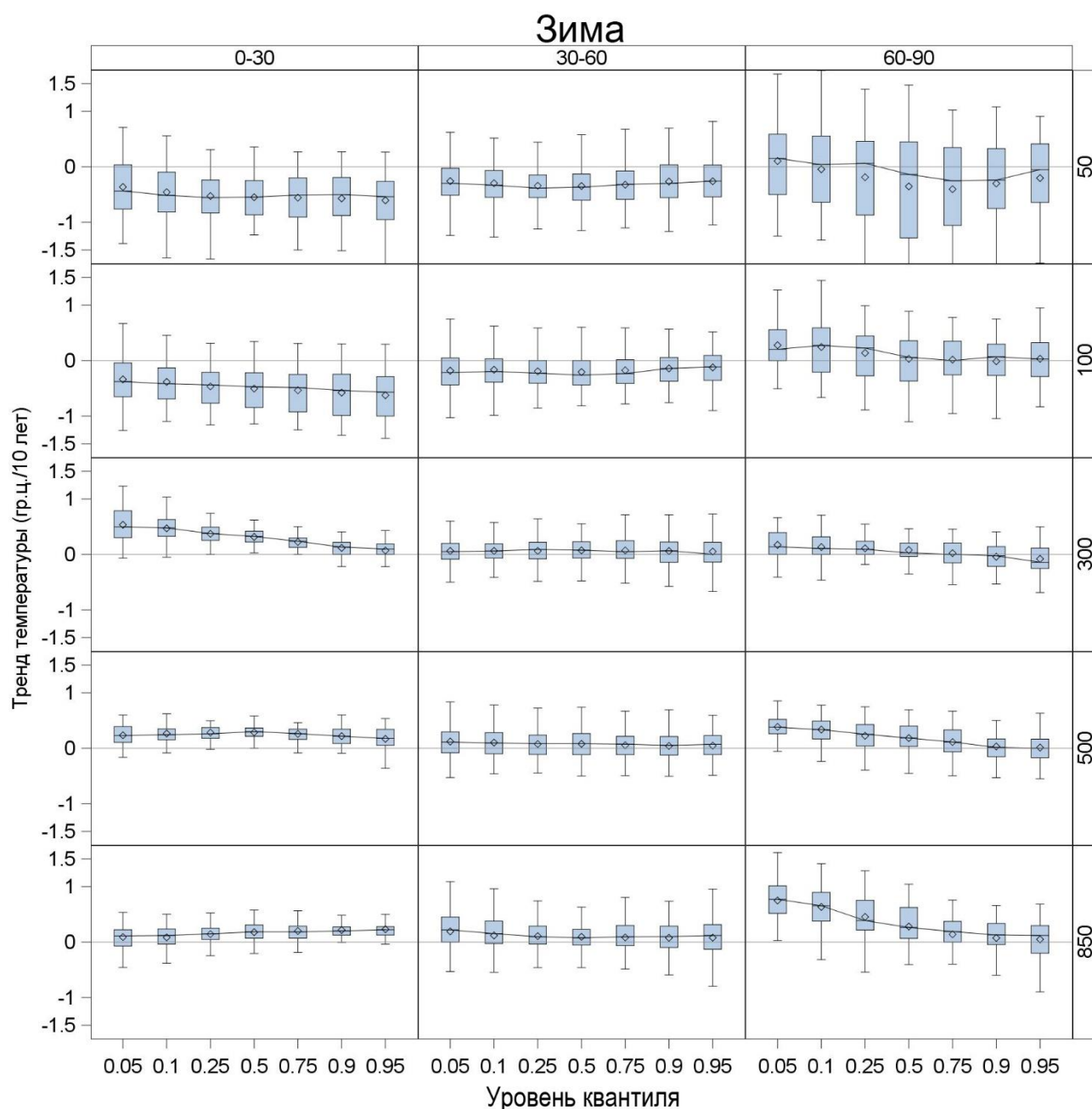


Рисунок 41 – Квантильные оценки трендов, обобщенные по широтным поясам и изобарическим поверхностям за зимний сезон. Столбцы слева-направо: 0-30 с.ш., 30-60 с.ш., 60-90 с.ш. Ряды сверху-вниз: 50, 100, 300, 500 и 850 гПа. Верхние и нижние границы «ящиков» - третья и первая квантили соответственно. Линией соединены медианные значения квантильных оценок трендов отдельных станций

Весной в верхних и нижних слоях тропосферы низких и высоких широт наблюдается уменьшение оценок трендов при увеличении уровней квантилей. Причем в высоких широтах на поверхности 300 гПа преобладают отрицательные тренды аномалий температуры при уровнях квантилей больше 0,25. На поверхности 500 гПа в низких и высоких широтах оценки трендов равномерные по

всему диапазону уровней квантилей. В умеренных широтах, наоборот, в верхних и нижних слоях тропосферы оценки трендов держатся на одном уровне во всем диапазоне уровней квантилей, а на поверхности 500 гПа наблюдается небольшое уменьшение оценок трендов при уровнях квантилей близких к 1.

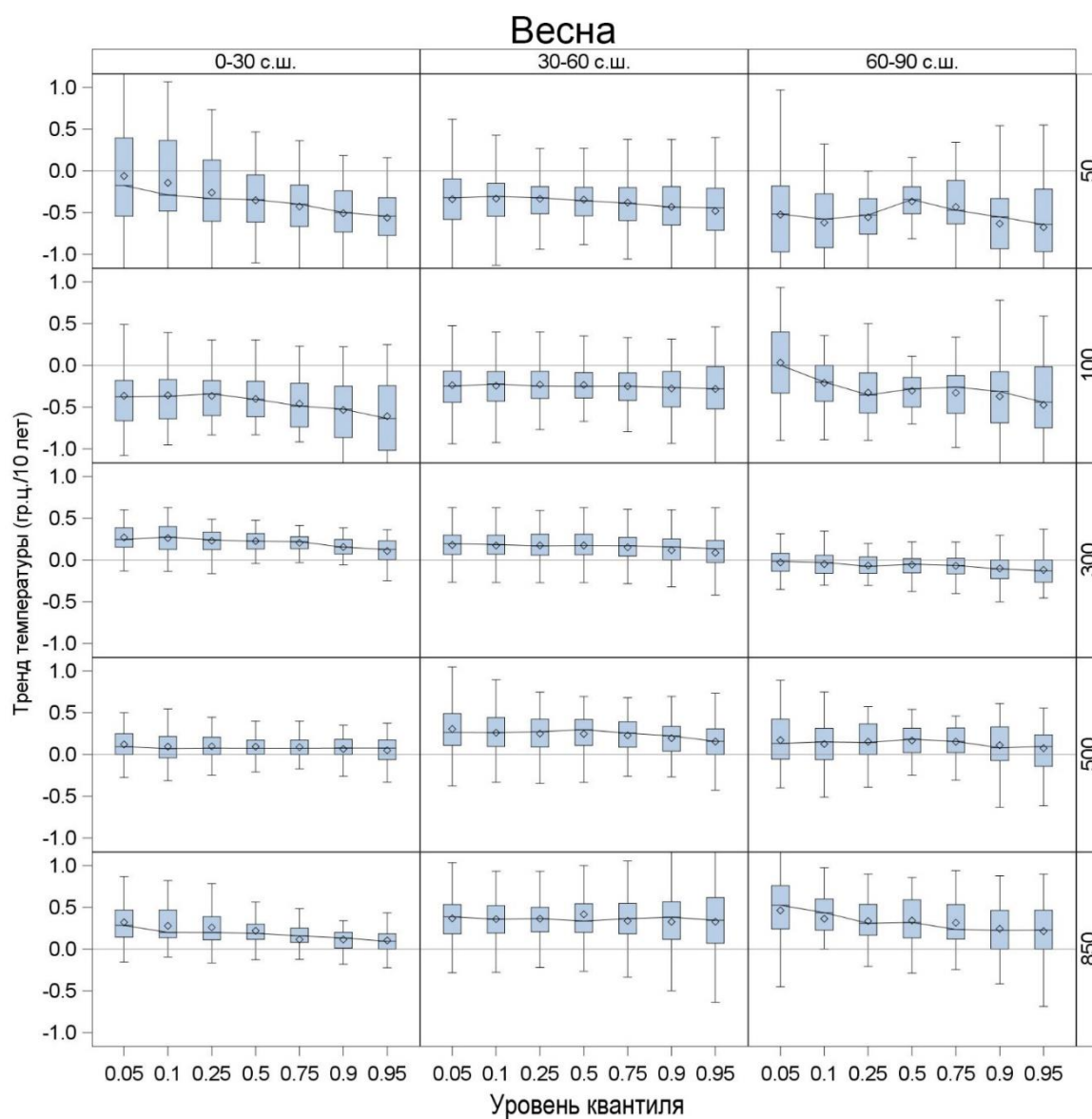


Рисунок 42 – То же, что на рисунке 41, но для весеннего сезона

Летом в нижней стратосфере на поверхности 50 гПа наблюдается значительное уменьшение оценок трендов при увеличении уровней квантилей в низких широтах и небольшое в умеренных (рисунок 43). На поверхности 100 гПа и в низких широтах, и в умеренных широтах оценки трендов, преимущественно, однородные во всем диапазоне уровней квантилей. В высоких широтах

однородные по диапазону уровней квантилей оценки трендов аномалий температуры наблюдаются во всем слое нижней стратосферы.

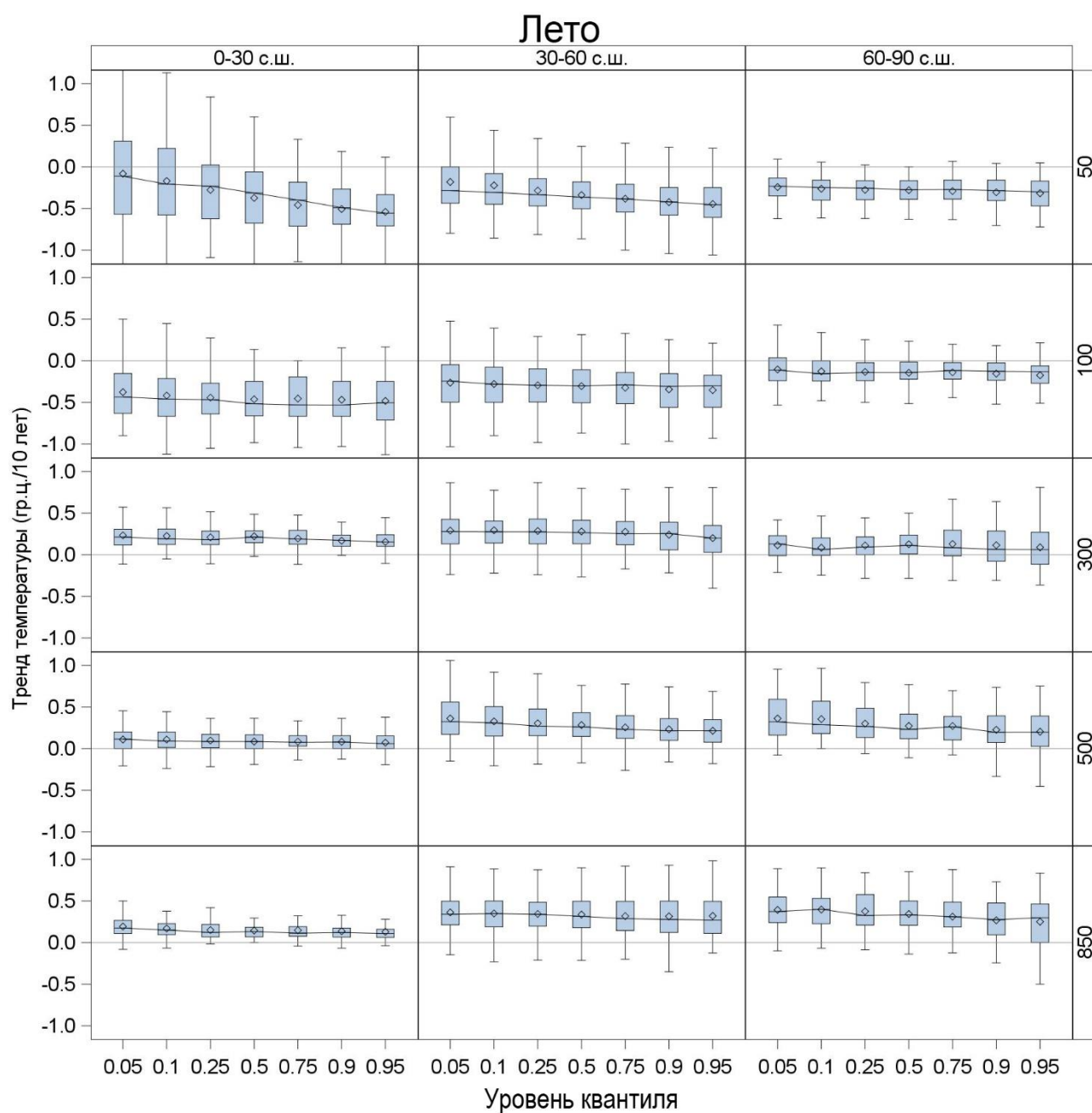


Рисунок 43 – То же, что на рисунке 41, но для летнего сезона

В тропосфере летом небольшое снижение оценок трендов с ростом уровней квантилей наблюдается во всех широтах поясах.

Осенью в нижней стратосфере наблюдается значительное уменьшение оценок трендов аномалий температуры в низких широтах и небольшое уменьшение в высоких широтах (рисунок 44). В умеренных широтах небольшое уменьшение

оценок трендов с ростом уровней квантилей наблюдается на поверхности 50 гПа, а на поверхности 100 гПа наблюдается небольшое увеличение оценок трендов.

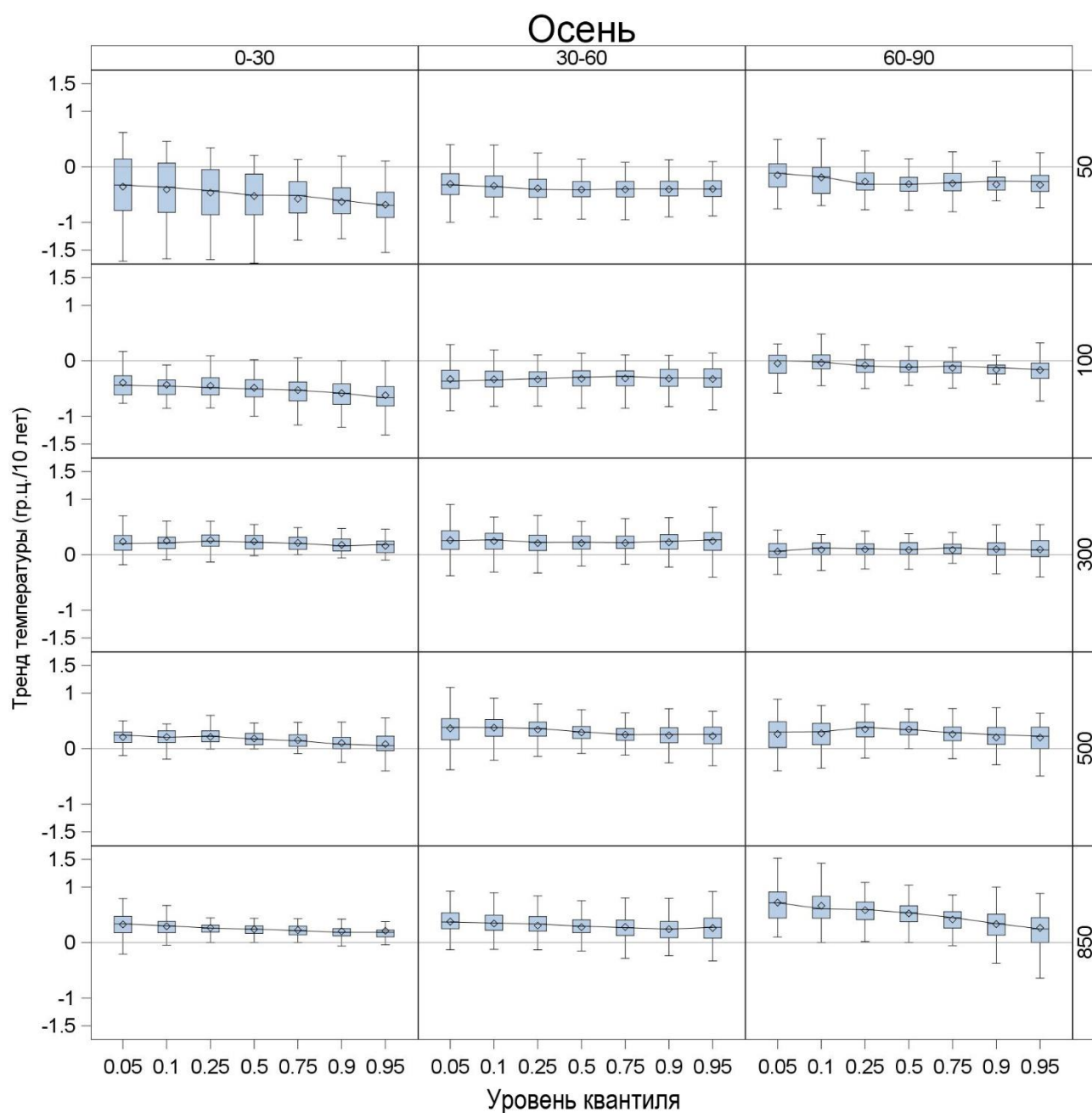


Рисунок 44 – То же, что на рисунке 41, но для осеннего сезона

Осенью в низких широтах оценки трендов уменьшаются во всем слое тропосферы. В умеренных широтах наблюдается небольшое уменьшение оценок трендов на поверхностях 500 и 850 гПа, а в высоких широтах – значительное уменьшение в низких слоях тропосферы.

Можно заметить, что характер изменения температуры по диапазону уровней квантилей в нижних слоях тропосферы умеренных и высоких широт (850, 500 гПа) в холодное время года в целом соответствует особенностям квантильных оценок трендов потепления приземного воздуха. Отчетливее всего это проявляется осенью, когда и в умеренных, и в высоких широтах наблюдается уменьшение оценок трендов с увеличением уровней квантилей, и при этом оценки трендов в высоких широтах больше оценок трендов в умеренных широтах. Зимой и весной такой характер зависимости оценок трендов от уровней квантилей сохраняется в высоких широтах, и менее выражен в умеренных широтах, там оценки трендов держатся на одном уровне. Эта относительная однородность оценок трендов умеренных широт может быть результатом влияния усиления и ослабления стратосферного полярного вихря (в том числе внезапных стратосферных потеплений, см. п.4.2). Это влияние приводит к увеличенному числу больших отрицательных и больших положительных аномалий температуры, уменьшающих тренд наименьших температур и увеличивающих тренд наибольших температур, выравнивая зависимость оценок трендов от уровней квантилей.

В таблице 12 представлены численные оценки квантильных трендов аномалий температуры для разных уровней квантиля (0,05; 0,25; 0,50; 0,75; 0,95), усредненные как по 30-градусным широтным поясам, так и по всему слою тропосферы (850-300 гПа). Также там представлены МНК-оценки трендов аномалий температуры, полученные ранее в этой главе. Сопоставление МНК-оценок трендов с медианными оценками (квантиль порядка 0,50) показывает их качественное и количественно сходство. При этом квантильные оценки трендов показывают неоднородность значений трендов во всем диапазоне уровней квантилей.

Зимой в низких широтах тропосферы Северного полушария оценки трендов находятся на одном уровне практически во всем диапазоне уровней квантилей и равны в среднем $0,23^{\circ}\text{C}/10$ лет, а при уровнях квантилей, близких к 1, тренд уменьшается до $0,16^{\circ}\text{C}/10$ лет. В умеренных и высоких широтах оценки трендов

уменьшаются с увеличением уровней квантилей. То есть низкие температуры растут быстрее высоких, и наблюдается уменьшение изменчивости температуры с течением времени. При этом в умеренных широтах тренды меняются от 0,14 до 0,06°C/10 лет, а в высоких широтах от 0,44 до 0,02°C/10 лет.

Таблица 12 – Усредненные по 30-градусным широтным зонам оценки трендов аномалий температуры в нижней тропосфере при разных уровнях квантиля (0,05; 0,25; 0,50; 0,75; 0,95), а также МНК-оценки трендов (T_M), полученные ранее. Жирным шрифтом выделены МНК-оценки трендов, статистически значимые с вероятностью 95%

	T_5	T_25	T_50	T_M	T_75	T_95	T_5	T_25	T_50	T_M	T_75	T_95
	Зима						Весна					
0-30	0,22	0,24	0,24	0,21	0,22	0,16	0,19	0,14	0,14	0,12	0,12	0,08
30-60	0,14	0,08	0,08	0,15	0,06	0,06	0,31	0,27	0,27	0,21	0,25	0,20
60-90	0,44	0,25	0,16	0,14	0,09	0,02	0,19	0,16	0,18	0,14	0,17	0,09
	Лето						Осень					
0-30	0,16	0,14	0,13	0,10	0,12	0,10	0,24	0,22	0,19	0,15	0,17	0,12
30-60	0,34	0,30	0,28	0,25	0,26	0,23	0,37	0,33	0,28	0,24	0,25	0,23
60-90	0,34	0,29	0,26	0,26	0,25	0,20	0,33	0,38	0,35	0,26	0,27	0,16

Весной в нижней тропосфере оценки трендов незначительно убывают при увеличении уровней квантилей от 0 до 0,75. А тренды квантилей порядка близкого к 1 существенно ниже. При этом в умеренных широтах тренды аномалий температуры наибольшие.

Летом и осенью также наблюдается уменьшение значений трендов аномалий температуры при увеличении уровней квантилей. Исключение наблюдается только осенью в высоких широтах. В этой широтной зоне тренды квантилей порядка близкого к 0 ниже, чем квантилей близких к медиане.

В целом можно судить, что в Северном полушарии в тропосфере потепление неравномерное по диапазону уровней квантилей. Низкие температуры во все сезоны растут быстрее высоких температур, что приводит к уменьшению изменчивости температуры со временем.

Аналогичные оценки, но уже для нижней стратосферы, приведены в таблице 13. Как и в случае тропосферы, между медианными оценками трендов и МНК-оценками трендов, полученными ранее, наблюдается качественное и количественное сходство.

Зимой в низких широтах высокие температуры, при близких к 1 уровнях квантилей, уменьшаются быстрее, чем низкие температуры. При увеличении уровней квантилей оценки трендов уменьшаются от минус 0,53 до минус 0,76°C/10 лет. В умеренных широтах у квантилей порядка от 0 до 0,5 тренды постоянные и равны минус 0,30°C/10 лет, а к уровням квантилей близким к 1, они растут до минус 0,22°C/10 лет. В высоких широтах при увеличении уровней квантилей от 0 до 0,75 оценки трендов уменьшаются от плюс 0,22°C/10 лет до минус 0,14°C/10 лет. Затем снова растут до значений близких к 0. В среднем по всему диапазону уровней квантилей тренды аномалий температуры в нижней стратосфере высоких широт близки к 0.

Таблица 13 – Усредненные по 30-градусным широтным зонам оценки трендов аномалий температуры в нижней стратосфере при разных уровнях квантиля (0,05; 0,25; 0,50; 0,75; 0,95), а также МНК-оценки трендов (Т_М), полученные ранее. Жирным шрифтом выделены МНК-оценки трендов, статистически значимые с вероятностью 95%

	T_5	T_25	T_50	T_M	T_75	T_95	T_5	T_25	T_50	T_M	T_75	T_95
	Зима						Весна					
0-30	-0,53	-0,62	-0,64	-0,64	-0,67	-0,76	-0,28	-0,38	-0,45	-0,49	-0,53	-0,68
30-60	-0,30	-0,30	-0,30	-0,32	-0,27	-0,22	-0,31	-0,31	-0,31	-0,30	-0,34	-0,40
60-90	0,22	0,01	-0,11	-0,01	-0,14	0,02	-0,22	-0,44	-0,33	-0,39	-0,38	-0,57
	Лето						Осень					
0-30	-0,32	-0,37	-0,40	-0,50	-0,45	-0,52	-0,38	-0,47	-0,50	-0,59	-0,55	-0,63
30-60	-0,26	-0,31	-0,34	-0,33	-0,36	-0,40	-0,33	-0,38	-0,37	-0,34	-0,36	-0,36
60-90	-0,16	-0,20	-0,20	-0,22	-0,20	-0,23	-0,09	-0,16	-0,21	-0,22	-0,21	-0,25

Весной во всех широтных зонах тренды аномалий температуры уменьшаются с увеличением уровней квантилей. Причем в низких и высоких широтах уменьшение оценок трендов более чем в 2,5 раза. В низких широтах

оценки трендов меняются от минус 0,28 до минус 0,68°C/10 лет, а в высоких – от минус 0,22 до минус 0,57°C/10 лет.

Летом и осенью оценки трендов аномалий температуры также уменьшаются с увеличением уровней квантилей. Исключение наблюдается только летом в высоких широтах и осенью в умеренных широтах. Летом в высоких широтах при уровнях квантилей от 0,25 до 0,75 оценки трендов держатся на одном уровне и равны минус 0,20°C/10 лет. Осенью в умеренных широтах при уровнях квантилей от 0 до 0,25 тренды уменьшаются от минус 0,33 до минус 0,38°C/10 лет, а в остальном диапазоне уровней квантилей они держатся на одном уровне и равны в среднем минус 0,37°C/10 лет.

В целом можно судить, что в Северном полушарии в нижней стратосфере похолодание неравномерное по диапазону уровней квантилей. Весной, летом и осенью низкие температуры уменьшаются медленнее высоких температур, что приводит к уменьшению изменчивости температуры со временем. Зимой такое поведение наблюдается в низких широтах. В умеренных широтах зимой низкие температуры уменьшаются быстрее высоких, а в высоких широтах наблюдаются положительные тренды аномалий температуры при малых порядках квантилей, а в среднем по диапазону уровней квантилей тренды близки к 0.

4.5 Заключение по главе

Были получены текущие оценки состояния и долгопериодного изменения температурного режима в свободной атмосфере Северного полушария и ветрового режима в свободной атмосфере над территорией РФ, в объеме материалов по мониторингу этих важнейших климатических величин, включаемых в ежегодно издаваемый Росгидрометом Доклад об особенностях климата. Используемая схема мониторинга температуры в свободной атмосфере Северного полушария по данным радиозондирования, собираемых во ВНИИГМИ-МЦД воспроизводит три основных климатических сигнала:

- усиливающегося потепления в тропосфере,
- значительного похолодания в нижней стратосфере, продолжавшегося до окончания 90-х годов прошлого века,
- значительного ослабления похолодания в нижней стратосфере с начала XXI столетия.

Оценки тенденций изменения температуры по данным ВНИИГМИ-МЦД качественно и количественно согласуются с аналогичными оценками по данным других независимых источников: наборами данных радиозондового и спутникового зондирования и реанализами. В тропосфере за период 1981-2021 гг. оценка годового тренда температуры Северного полушария составила $0,19^{\circ}\text{C}/10$ лет, а в нижней стратосфере – минус $0,37^{\circ}\text{C}/10$ лет. За период 1997-2021 гг. – минус $0,19^{\circ}\text{C}/10$ лет в нижней стратосфере. Отмечается ускорение потепления в тропосфере и замедление похолодания в нижней стратосфере.

Анализ трендов температуры, полученных с помощью квантильной регрессии применительно к радиозондовым данным, показал, что потепление в тропосфере и похолодание в нижней стратосфере происходит неравномерно по диапазону уровней квантилей. Во всех сезонах в трех 30-градусных широтных поясах (за исключением зимы в нижней стратосфере) тренды низких температур больше трендов высоких температур. То есть в тропосфере потепление для низких температур происходит быстрее, чем для высоких. А в нижней стратосфере похолодание быстрее происходит для высоких температур. В обоих случаях это ведет к уменьшению изменчивости температур со временем. Характер зависимости оценок трендов от уровней квантилей в нижних слоях тропосферы в целом соответствует наблюдаемым квантильным оценкам трендов приземной температуры: оценки трендов больше в северных широтах, и быстрее нагреваются наименьшие температуры.

Заключение

Проведенные работы основаны на анализе эмпирических данных стационарных наблюдений. Их источником служат данные Государственного фонда данных Росгидромета, объемы, степень многообразия которых и темпы пополнения которых позволяют отнести их обработку и анализ к задачам работы с Большими Данными.

В расчетах трендов приземной температуры и сумм осадков с использованием квантильной регрессии и кластеризации использовались данные по более чем 1400 станциям на территории РФ за период более 30 лет. В расчетах параметров климата свободной атмосферы с использованием квантильной регрессии использованы данные по специально отобраным длиннорядным станциям радиозондирования Северного полушария, имевшим более половины возможных зимних наблюдений в высоких слоях атмосферы (50 гПа) на протяжении не менее 30 лет.

Проведенные работы не позиционируются напрямую как работы в области машинного обучения (МО). Тем не менее, следует отметить, что квантильная регрессия является одним из современных решений МО как метод обучения с учителем для несимметричных функций потерь в регрессионном анализе. Кластерный анализ является одним из наиболее распространенных подходов МО для задач обучения без учителя. Реализация методов анализа применительно к решаемым задачам и к имеющимся для этого данным потребовала определенного ряда экспериментальных расчетов, в том числе таких как подбор гиперпараметров алгоритмов.

Основные выводы и результаты выполненных исследований:

А. По анализу детализированных трендов приземной температуры и осадков.

Было выполнено исследование долгопериодных тенденций изменения приземных температуры и осадков на территории Российской Федерации методами квантильной регрессии и многомерного кластерного анализа.

Исследовались результаты двух серий расчетов:

- анализ квантильных трендов аномалий минимальной, максимальной и средней суточной температуры,
- совместный анализ квантильных трендов аномалий максимальной суточной температуры и сумм осадков.

В обеих сериях расчеты квантильных трендов проводились по всему диапазону уровней квантилей от 0,01 до 0,99.

Были обоснованы выбор алгоритма симплекс-метода для решения оптимизационной задачи при построении квантильной регрессии и использование методов бутстрепа для расчета оценок доверительных интервалов при построении квантильной регрессии. Для кластеризации многомерных описаний параметров квантильной регрессии методом k-средних были реализованы экспериментальные расчеты по выбору гиперпараметров кластеризации, в частности, по определению начального числа кластеров, определению граничного числа объектов в кластере, по случайному выбору зародышей кластеров.

Всего в работе было исследовано более 23000 временных рядов аномалий минимальной, максимальной и средней суточной температуры и сумм осадков на 1454 метеорологических станциях Российской Федерации. С использованием многомерного кластерного анализа показана возможность выделения на территории Российской Федерации географически компактных областей со схожим проявлением квантильных трендов. В первой серии расчетов выделены 13 кластеров метеорологических станций, во второй серии расчетов выявлены 15 кластеров. При этом в обеих сериях расчетов информация о географическом расположении пунктов наблюдений не использовалась.

Выполнен анализ процесс-диаграмм квантильных трендов максимальной суточной температуры и суточных сумм осадков для каждого из четырех сезонов, построенных для каждого из выявленных 15 кластеров. Обобщения процесс-диаграмм по включенным в каждый кластер станциям по температуре и по суточным суммам осадков для каждого из четырех сезонов образуют т.н. паттерн проявления квантильных трендов для кластера.

Проведенный анализ паттернов проявления квантильных трендов позволяет отметить неоднородность по диапазону уровней квантилей значений квантильных трендов. Следует отметить, что на юге Сибири, где зимой наблюдается убывание температуры, наибольшее убывание имеет место для малых уровней квантилей, т.е. для наиболее низких температур, в то время как более высокие температуры практически не меняются. В то же время на севере Сибири, где весной и осенью наблюдается наибольшее увеличение температуры, низкие температуры растут быстрее высоких, что приводит к уменьшению изменчивости температуры со временем. Такая особенность более быстрого роста самых низких температур отмечается для зимних, весенних и осенних квантильных оценок трендов над большей частью территории России. Уменьшение изменчивости приземной температуры за счет более быстрого роста самых низких температур отмечается и в работах других исследователей для других регионов земного шара [Gao, Franzke, 2017; Rhines, McKinnon, 2017]. Полученные для территории Российской Федерации с помощью квантильной регрессии результаты подтверждают положения об адвективной природе уменьшения внутрисезонной изменчивости температуры вследствие полярного усиления, высказанные в работе [Screen, 2014] и в ряде других публикаций.

В целом полученные результаты в значительной мере качественно и количественно согласуются с существующими результатами мониторинга приземной температуры территории России, но при этом детализируют представление о долгопериодных тенденциях изменений плотности вероятности ее значений, в том числе тенденциях изменений значений, близких к экстремальным.

Результаты выделения на территории Российской Федерации географически компактных областей со схожим проявлением квантильных трендов могут быть использованы для уточнения климатического районирования ее территории.

Б. По анализу и мониторингу температуры в свободной атмосфере.

Было проведено исследование тенденций изменения температуры в тропосфере и нижней стратосфере на основе глобального массива радиозондовых данных, собираемых ВНИИГМИ-МЦД. При этом основное внимание было уделено подтверждению используемой схемой мониторинга следующих важнейших для температуры в свободной атмосфере климатических сигналов, отмеченных, в том числе, ОД6 МГЭИК:

- усиливающегося потепления в тропосфере,
- значительного похолодания в нижней стратосфере, продолжавшегося до окончания 90-х годов прошлого века,
- значительного ослабления похолодания в нижней стратосфере с начала XXI столетия.

Оценки на основе рядов ВНИИГМИ-МЦД, характеризующие тенденции изменения температуры в тропосфере и нижней стратосфере, демонстрируют хорошее соответствие независимо готовящимся и известным из литературы оценкам других независимых источников данных: данных радиозондирования RATRAC, данных спутникового зондирования UAH и RSS, и данных реанализов ERA-Interim, ERA5, JRA-55, NCEP-DOE, NCEP-CFSR.

Проведенный анализ тенденций изменения температуры в свободной атмосфере методом квантильной регрессии позволяет обнаруживать неравномерный характер изменения температуры в разных частях диапазона уровней квантилей (низкие значения, соответствующие малым порядкам квантилей, и высокие значения, соответствующие большим порядкам квантилей).

Анализ процесс-диаграмм и вертикально-квантильных разрезов значений трендов в целом подтверждает известные тенденции потепления в тропосфере и похолодания в нижней стратосфере, проявления которых, однако, отличаются не только для различных уровней квантилей, но и существенно варьируются при рассмотрении результатов для разных станций. Здесь определенные проблемы могут быть обусловлены качеством и полнотой имеющихся данных на отдельных станциях.

Характер зависимости оценок трендов от уровней квантилей в нижних слоях тропосферы в целом соответствует наблюдаемым квантильным оценкам трендов приземной температуры: оценки трендов больше в северных широтах, и быстрее нагреваются наименьшие температуры.

В. По мониторингу характеристик ветра в свободной атмосфере.

Оценки на основе рядов ВНИИГМИ-МЦД демонстрируют достаточно хорошее соответствие имеющимся представлениям о полях ветра в свободной атмосфере над территорией Российской Федерации. Установлены области статистически значимых оценок трендов модуля скорости ветра, что говорит о постепенном изменении ветрового режима в свободной атмосфере. При этом распределение областей положительных и отрицательных трендов в целом схоже в тропосфере и нижней стратосфере.

С учетом вышесказанного, приводим основные результаты работы:

1. С использованием квантильной регрессии **выявлена** неоднородность проявления трендов приземной температуры на территории РФ по диапазону уровней квантилей. Более быстрый рост самых низких температур по сравнению со скоростями роста самых высоких температур, который обуславливает уменьшение внутрисезонной изменчивости приземной температуры, **отмечается** для зимнего, осеннего и весеннего сезонов на большей части территории РФ, причем в большей мере – в высоких широтах. В южной части Западной Сибири,

где, в отличие от большинства регионов РФ, в зимний сезон отмечается отрицательный тренд температуры, наибольшее убывание температур имеет место для малых уровней квантилей, т.е. для наиболее низких температур, в то время как более высокие температуры практически не меняются.

2. Полученные для территории Российской Федерации с помощью квантильной регрессии результаты оценки трендов приземной температуры для разных частей диапазона уровней квантилей **подтверждают** положения об адвективной природе уменьшения внутрисезонной изменчивости температуры вследствие полярного усиления, высказанные в работе [Screen, 2014] и в ряде других публикаций.

3. С применением методов квантильной регрессии и многомерного кластерного анализа **показана** возможность выделения групп метеорологических станций на территории РФ, для которых схожим образом проявляются детализированные по диапазону уровней квантилей тренды температуры и осадков. При этом в процессе кластеризации величины, определяющие географическое положение метеостанций, не участвовали. Выделены 13 кластеров метеорологических станций на территории РФ, демонстрирующих схожие «паттерны» трендов приземной температуры, и 15 кластеров станций, демонстрирующих схожие «паттерны» трендов максимальной суточной температуры и суточных сумм осадков.

4. С использованием квантильной регрессии для оценок трендов температуры в тропосфере и нижней стратосфере Северного полушария на основе стационарных данных радиозондирования **показан** неравномерный по диапазону уровней квантилей характер потепления в тропосфере и похолодания в нижней стратосфере. Характер сезонных квантильных оценок трендов аномалий температуры в свободной атмосфере различается как с высотой, так и для разных широтных поясов Северного полушария. При этом наиболее общая характеристика процесс-диаграмм – уменьшение оценок трендов при увеличении уровней квантилей, что обуславливает уменьшение изменчивости температур со временем. В тропосфере низкие температуры растут быстрее высоких, а в нижней

стратосфере высокие температуры уменьшаются быстрее низких. Характер зависимости оценок трендов от уровней квантилей в нижних слоях тропосферы в целом соответствует наблюдаемым оценкам квантильных трендов приземной температуры.

Список сокращений

- ВМО – Всемирная метеорологическая организация
- ГСНК – Глобальная система наблюдений за климатом
- ЛП – Линейное программирование
- МГЭИК – Межправительственная группа экспертов по изменению климата
- МКР – Метод квантильной регрессии
- МНК – Метод наименьших квадратов
- ОД – Оценочный доклад
- AMSU – Advanced Microwave Sounding Unit / Усовершенствованное микроволновое зондирующее устройство
- ATMS – Advanced Technology Microwave Sounder
- CARDS – Comprehensive Aerological Reference Dataset / Комплексный аэрологический справочный набор данных
- ECMWF – European Centre for Medium-Range Weather Forecasts / Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды
- ECV – Essential Climate Variables / Существенные климатические переменные
- IGRA – Integrated Global Radiosonde Archive / Интегрированный глобальный архив радиозондовых данных
- JRA-55 – Japanese 55-year Reanalysis / Японский 55-летний реанализ
- MSU – Microwave Sounding Unit / Микроволновое зондирующее устройство
- NCDC – National Climatic Data Center / Национальный центр климатических данных, США
- NCEP-CFSR – National Centers for Environmental Prediction/Climate Forecast System Reanalysis // Национальный центр прогнозов состояния окружающей среды/Реанализ системы прогнозирования климата
- NCEP-DOE – National Centers for Environmental Prediction/Department of Energy // Национальный центр прогнозов состояния окружающей среды/Министерство энергетики
- NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration / Национальное управление океанических и атмосферных исследований, США
- RATPAC – Radiosonde Atmospheric Temperature Products for Assessing Climate / Продукты радиозондовых данных температуры атмосферы для оценки климата
- RIHMI – All-Russia Research Institute of Hydrometeorological Information / Всероссийский научно-технический институт гидрометеорологической информации
- RO – Radio Occultation / Радиозатмение
- RSS – Remote Sensing Systems, Inc. / Системы дистанционного зондирования, США
- UAH – University of Alabama Huntsville / Университет Алабамы в Хантсвилле, США

Список литературы

1. Алдухов О.А., Черных И.В. Методы анализа и интерпретации данных радиозондирования атмосферы. Т.1. Контроль качества и обработка данных. – Обнинск: ФГБУ "ВНИИГМИ-МЦД", 2013. 306 с.
2. Алексеев Г.В. и др. Влияние атмосферных переносов тепла и влаги на потепление в Арктике в зимний период // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2016. – т.2. – № 1. – с. 43-63
3. Алексеев Г.В. Проявление и усиление глобального потепления в Арктике // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2015. – т.1. – № 1. – с. 11-26
4. Бекряев Р.В. Статистические аспекты полярного усиления изменений климата. Ч.1. Отношение трендов // Метеорология и гидрология. – 2022. – № 6. – с. 5-17
5. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 710 с.
6. Казначеева В.Д., Руденкова Т.В. Организация текущих аэрологических данных на магнитных лентах ЕС // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 1985. – № 115. – с. 91-108
7. Кобышева Н.В., Акентьева Е.М., Галюк Л.П. Климатические риски и адаптация к изменениям и изменчивости климата в технической сфере. – СПб.: «Издательство Кириллица», 2015. – 214 с.
8. Кобышева Н.В., Ключева М.В. и др. Методические рекомендации по расчету специализированных климатических характеристик для обслуживания различных отраслей экономики. Строительство. Транспорт. – СПб.: ФГБУ «ГГО», 2017. – 161 с.

9. Кобышева Н.В. Руководство по специализированному обслуживанию экономики климатической информацией, продукцией и услугами. – СПб.: 2008. – 336 с.
10. Кобышева Н.В., Стадник В.В. и др. Методические рекомендации по расчету специализированных климатических характеристик для обслуживания различных отраслей экономики. Энергетика. – Саратов: Амирит, 2022. – 106 с.
11. Круглова Е.Н. и др. Прогнозирование волн тепла на внутрисезонных масштабах времени // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. – 2019. – № 1. – с. 95-108
12. Лавров А.С. Мониторинг метеорологических характеристик в свободной атмосфере. Температурный и ветровой режимы. // Материалы конференции "Мониторинг состояния и загрязнения окружающей среды: приземный климат, загрязняющие и климатически активные вещества". – Москва: ФГБУ "ИГКЭ", 2023. – с. 146-150
13. Лавров А.С., Стерин А.М., 2023а. Детализация климатических трендов температуры и осадков на территории РФ с использованием квантильной регрессии и кластеризации. // Материалы конференции "Мониторинг состояния и загрязнения окружающей среды: приземный климат, загрязняющие и климатически активные вещества". – Москва: ФГБУ "ИГКЭ", 2023. – с. 37-41
14. Лавров А.С., Стерин А.М., 2023b. Исследование климатических трендов приземной температуры и осадков на территории Российской Федерации методом квантильной регрессии. // Тезисы докладов конференции "Изменение климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования. КЛИМАТ-2023". – 2023. – с. 57
15. Лавров А.С., Стерин А.М., 2023с. Сравнение результатов кластеризации квантильных трендов приземной температуры на территории Российской

Федерации с квази-однородными климатическими регионами России // Тезисы докладов конференции CITES-2023. – Москва, 2023. – с. 78-79

16. Лавров А.С., Стерин А.М. Детализация климатических трендов температуры и осадков на территории России с использованием квантильной регрессии и кластеризации. // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2024. – т. 10. – № 2. – с. 219-243. - ISSN 2410-8758

17. Лавров А.С., Стерин А.М. Об учете годового хода температуры воздуха при анализе ее климатических трендов методом квантильной регрессии // Труды CITES-2021. – Москва, 2021. – с. 125-128

18. Лавров А.С., Стерин А.М. Результаты сопоставления рядов температуры свободной атмосферы по данным радиозондовых и спутниковых наблюдений. // Метеорология и гидрология. – 2017. – № 2. – с. 30-43

19. Лавров А.С., Стерин А.М., Хохлова А.В. Диагностика изменений температуры и ветра в свободной атмосфере на основе данных радиозондирования и реанализов пятого поколения // Сборник тезисов докладов всероссийской конференции "Изменение климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования". – Москва, 2019. – с. 59

20. Лавров А.С., Стерин А.М., Хохлова А.В. Методика "Климатический мониторинг ветрового режима в свободной атмосфере" // Решение Центральной методической комиссии по гидрометеорологическим и гелиофизическим прогнозам от 14 марта 2019 г.

21. Лавров А.С., Стерин А.М., Хохлова А.В. Методика мониторинга скорости ветра в свободной атмосфере // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. Москва: Гидрометцентр России, 2020. – № 47. – с. 33-40

22. Лавров А.С., Стерин А.М., Хохлова А.В. Мониторинг климатических изменений в свободной атмосфере: источники данных, технологические аспекты,

некоторые результаты // Сборник трудов "Международной конференции и школы молодых ученых по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды: ENVIROMIS-2018". – Томск, 2018. – с. 4-5

23. Лавров А.С., Хохлова А.В. Климатический мониторинг ветра в свободной атмосфере Северного полушария: многолетние характеристики и тенденции изменчивости // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2020. – т. 2. – с. 58-75

24. Лавров А.С., Хохлова А.В., Стерин А.М. Мониторинг климатических параметров температуры и ветра в свободной атмосфере: технологические аспекты // Труды Гидрометцентра России. – 2017. – № 366. – с. 97-111

25. Лавров А.С., Хохлова А.В., Стерин А.М. Особенности режима ветра в свободной атмосфере над территорией Российской Федерации в 2015 году // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 2015. – № 180. – с. 47-58

26. МГЭИК, 2012. Резюме для политиков Специального доклада по управлению рисками экстремальных явлений и бедствий для содействия адаптации к изменению климата. – Кэмбридж Университи Пресс, 2012. – 19 с.

27. Медведева И.В., Ратовский К.Г. Влияние зимних внезапных стратосферных потеплений на изменчивость параметров верхней нейтральной атмосферы и ионосферы // Динамические процессы в геосферах. – 2022. – т. 14. – № 2. – с. 75-85

28. Разуваев В.Н., Булыгина О.Н. и др. Научно-прикладной справочник «Климат России». Свидетельство о государственной регистрации № 2020621470 от 18 августа 2020 г.

29. Рожков В.А. Теория и методы статистического оценивания вероятностных характеристик случайных величин и функций с гидрометеорологическими примерами. Книга I. Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 2001. – 340 с.

30. Росгидромет, 2022а. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации. – Москва: Росгидромет, 2022.
31. Росгидромет, 2022b. Третий оценочный доклад о изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. – СПб.: Наукоемкие технологии, 2022. – 124 с. – ISBN 978-5-907618-14-5
32. Руденкова Т.В. Формат архивации текущих аэрологических данных, поступающих по каналам связи для ПЭВМ // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 2010. – № 174. – с. 41-63
33. Салмин И.Д. Математические методы решения оптимизационных задач. М.: МИФИ, 2004. – 156 с.
34. Салмин И.Д. Математическое программирование. Ч. 1. М.: МИФИ, 1978.
35. Стерин А.М., Лавров А.С., 2022а. Детализация климатических трендов, оцененных методом квантильной регрессии с использованием данных наблюдений // Тезисы докладов конференции ENVIROMIS-2022. – Томск, 2022. – с. 389-390
36. Стерин А.М., Лавров А.С., 2022b. Использование квантильной регрессии для оценки пространственных особенностей характеристик трендов приземной температуры на территории России // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2022. – т. 8. – № 2. – с. 238-257
37. Стерин А.М., Лавров А.С., 2022с. О детализации климатических трендов температуры в атмосфере Северного полушария // Сборник тезисов научно-технической конференции "Моделирование параметров атмосферы при применении систем вооружения". – Королев, 2022.
38. Стерин А.М., Лавров А.С. Климатические тренды приземной температуры на территории Российской Федерации, оцененные с использованием квантильной регрессии // Тезисы докладов конференции CITES-2023. – Москва, 2023. – с. 75

39. Стерин А.М., Лавров А.С. Оценки аномалий температуры в тропосфере в 2015-2016 годах // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2017. – т. 2. – с. 111-130
40. Стерин А.М., Лавров А.С. О возможном вкладе аномально теплых лет второго десятилетия XXI века в уточнение нормативной базы для моделирования климата атмосферы северного полушария // Материалы конференции "Моделирование параметров атмосферы при применении систем вооружения". – Королев, 2020.
41. Стерин А.М., Лавров А.С. Тренды температуры в свободной атмосфере: расчеты с использованием метода квантильной регрессии // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2021. – т. 7. – № 2. – с. 99-114
42. Стерин А.М. Методика мониторинга температурного режима свободной атмосферы // Решение Центральной методической комиссии по гидрометеорологическим и гелиофизическим прогнозам от 5 ноября 2013 г.
43. Стерин А.М., Тимофеев А.А. Об оценке трендов приземной температуры воздуха для территории России методом квантильной регрессии // Метеорология и гидрология. – 2016. – № 6. – с. 17-30
44. Тимофеев А.А., Стерин А.М. Применение метода квантильной регрессии для анализа изменений характеристик климата // Метеорология и гидрология. – 2010. – № 5. – с. 27-41
45. Хохлова А.В. Базовый массив аэрологических данных "АЭРОСТАС" и его производные продукты для нужд прикладной аэроклиматологии // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 2015. – № 179. – с. 14-25
46. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Изд-во Моск. ун-та: Наука, 2006. – 582 с.

47. Abbas S.A. et.al. Quantile Regression Based Methods for Investigating Rainfall Trends Associated with Flooding and Drought Conditions // Water Resources Management. – 2019. – vol. 33. – pp. 4249-4264
48. Allen R.J., Sherwood S.C. Warming Maximum in the Tropical Upper Troposphere Deduced from Thermal Winds // Nature Geoscience. – 2008. – pp. 399-403
49. Angell J.K. Variations and trends in tropospheric and stratospheric global temperatures, 1958–87 // Journal of Climate. – 1988. – vol. 1. – no. 12. – pp. 1296-1313
50. Angell J.K., Korshover J. Estimate of the Global Change in Tropospheric Temperature Between 1958 and 1973 // Monthly Weather Review. – 1975. – vol. 103. – no. 11. – pp. 1007-1012
51. Angerer B. et. al. Quality aspects of the Wegener Center multi-satellite GPS radio occultation record OPSv5.6 // Atmospheric Measurement Techniques. – 2017. – vol. 10. – no. 12. – pp. 4845-4863
52. Barnes E.A. and Polvani L. Response of the midlatitude jets, and of their variability, to increased greenhouse gases in the CMIP5 models // Journal of Climate. – 2013. – vol. 26. – pp. 7177-7135
53. Barnes E.A. Revisiting the evidence linking Arctic amplification to extreme weather in midlatitudes // Geophysical Research Letters. – 2013. – vol. 40. – no. 17. – pp. 4728-4733
54. Barrodale I., Roberts F.D.K. An Improved Algorithm for Discrete L1 Linear Approximation // SIAM Journal of Numerical Analysis. – 1973. – vol. 10. – no. 5 –pp. 839-848
55. Ben Bouallegue Z. Statistical postprocessing of ensemble global radiation forecasts with penalized quantile regression // Meteorologische Zeitschrift. – 2016. – vol. 26. – No.3. – pp. 253-264

56. Bentzien S., Friederichs P. Generating and calibrating probabilistic precipitation forecasts from the high-resolution NWP model COSMO-DE // *Weather and Forecasting*. – 2012. – vol. 27. – pp. 988-1002
57. Bhikhari T., Nirajan D. On the use of Bayesian quantile regression method to explore the historical trends in extreme precipitation and their connections with large-scale climate patterns over the contiguous USA // *Theoretical and Applied Climatology*. – 2020. – vol. 139. – pp. 1277-1290
58. Blackport R. and Fyfe J.C. Amplified warming of North American cold extremes linked to human-induced changes in temperature variability // *Nature Communications*. – 2024. – vol. 15. – 5864 – 10 p.
59. Blackport R., Fyfe J.C. and Screen J.A. Decreasing subseasonal temperature variability in the northern extratropics attributed to human influence // *Nature Geoscience*. – 2021. – vol. 14. – no. 10. – pp. 719-723
60. Bremnes J.B. Probabilistic forecasts of precipitation in terms of quantiles using NWP model output // *Monthly Weather Review*. – 2004. – vol. 132. – pp. 338-347
61. Cattiaux J. and Cassou C. Opposite CMIP3/CMIP5 trends in the wintertime Northern Annular Mode explained by combined local sea ice and remote tropical influences // *Geophysical Research Letters*. – 2013. – vol. 40. – no. 14. – pp. 3682-3687
62. Chahine M. et. al. AIRS: Improving Weather Forecasting and Providing New Data on Greenhouse Gases // *Bulletin of the American Meteorological Society*. – 2006. – vol. 87. – no. 7. – pp. 911-926
63. Chelliah M.T. et. al. Evaluating the Tropospheric Variability in NECP's Climate Forecast System Reanalysis // *The 4th WCRP International Conference on Reanalysis*. – 2012
64. Chen C. A Finite Smoothing Algorithm for Quantile Regression // *Journal of Computational and Graphical Statistics*. – 2007. – vol. 16. – pp. 136-164

65. Chen X., Zou X. Postlaunch Calibration and Bias Characterization of AMSU-A Upper-Air Sounding Channels Using GPS RO Data // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2014. – vol. 119. – no. 7. – pp. 3924-3941
66. Chernozhukov V. et. al. Fast algorithms for the quantile regression process // *Empirical Economics*. – 2020. – vol. 62. – no. 7 – pp. 8-33
67. Chernozhukov V., Fernandez-Val I. Inference for Extremal Conditional Quantile Models, with an Application to Market and Birthweight Risks // *The Review of Economic Studies*. – 2011. – vol. 78. – no. 2 – pp. 559-589
68. Christy J.R., Herman B. et. al. What do observational datasets say about modeled tropospheric temperature trends since 1979? // *Remote Sensing*. – 2010. – vol. 9. – pp. 2148-2169
69. Christy J.R., Spencer R.W. et. al. Examination of space-based bulk atmospheric temperatures used in climate research // *International Journal of Remote Sensing*. – 2018. – vol. 39. – no. 11. – pp. 3580-3607
70. Christy J.R., Spencer R.W. et. al. MSU Tropospheric Temperature Dataset Construction and Radiosonde Comparisons // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. – 1999. – vol. 17. – no. 9 – pp. 1153-1170
71. Christy J.R., Spencer R.W. et. al. Error Estimates of Version 5.0 of MSU-AMSU Bulk Atmospheric Temperatures // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. – 2003. – vol. 20. – no. 5. – pp. 613-629
72. Cohen J.L. et. al. Arctic warming, imcreasing snow cover and widespread boreal cooling // *Environmental Research Letters*. – 2012. – no. 7. – 014007
73. Dai A., Trenberth K. and Karl T. Effects of Clouds, Soil Moisture, Precipitation, and Water Vapor on Diurnal Temperature Range // *Journal of Climate*. – 1999. – vol. 12. – pp. 2451-2473

74. Davino C., Furno M., Vistocco D. Quantile Regression. Theory and Applications. John Wiley & Sons, Ltd. – 2014.
75. Dee D.P., Uppala S.M. et. al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. – 2011. – vol. 137. – pp. 553-597
76. Dirksen R.J., Sommer M. et. al. Reference quality upper-air measurements: GRUAN data processing for the Vaisala RS92 radiosonde // Atmospheric Measurement Techniques. – 2014. – vol. 7. – no. 4. – pp. 4463-4490
77. Domeisen D.I.V., Butler A.H. Stratospheric drivers of extreme events at Earth's surface // Communications Earth and Environment. – 2020. – vol. 1. – article 59
78. Durre I., Vose R.S. and Wuertz D.B. Overview of the Integrated Global Radiosonde Archive // Journal of Climate. – 2006. – vol. 19. – pp. 53-68
79. Durre I. et.al. Enhancing the Data Coverage in the Integrated Global Radiosonde Archive // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. – 2018. – vol. 35. – no. 9 – pp. 1753-1770
80. Easterling D.R. et. al. Maximum and minimum temperature trends for the globe // Science. – 1997. – vol. 277. – pp. 364-367.
81. Eskridge R., Alduchov O.A., Chernykh I.V. et. al. A comprehensive aerological reference data set (CARDS): Rough and systematic errors // Bulletin of the American Meteorological Society. – 1995. – vol. 76. – no. 10. – pp. 1759-1775
82. Folland C., Karl T.R., Vinnikov K. Observed Climate Variations and Change. In book: Climate Change, Scientific Assessment. WMO/UNEP Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, 1990. – pp. 195-238
83. Francis J.A. and Vavrus S.J. Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes // Geophysical Research Letters. – 2012. – vol. 39. – no. 6. – L06801

84. Free M., Seidel D.J., Angell J.K. et. al. Radiosonde Atmospheric Temperature Products for Assessing Climate (RATPAC): A new data set of large-area anomaly time series // *Journal of Geophysical Research*. – 2005. – vol. 110 – D22101
85. Freedman D.A. Bootstrapping quantile regression estimators // *Econometric Theory*. – 1995. – vol. 11. – pp. 105-121
86. Gao M., Franzke C. Quantile regression-based spatio-temporal analysis of extreme temperature change in China // *Journal of Climate*. – 2017. – vol. 30. – pp. 9897-9914
87. GCOS, 2016a. Upper-air Temperature: Essential Climate Variable (ECV) Factsheet. GCOS, 2016.
88. GCOS, 2016b. Upper-air Wind Speed and Direction: Essential Climate Variable (ECV) Factsheet. GCOS, 2016.
89. Giese C., Notz D. and Baehr J. The shifting distribution of Arctic daily temperatures under global warming. // *Earth's Future*. – 2024. – no. 12. – e2024EF004961
90. Haimberger L. Homogenization of Radiosonde Temperature Time Series Using Innovation Statistics // *Journal of Climate*. – 2007. – vol. 20. – no. 7. – pp. 1377-1403
91. Haimberger L. Tavolato C., Sperca S. Homogenization of the Global Radiosonde Temperature Dataset through Combined Comparison with Reanalysis Background Series and Neighboring Stations // *Journal of Climate*. – 2012. – vol. 25. – no. 23 – pp. 8108-8131
92. Haimberger L. Tavolato C., Sperca S. Toward elimination of the warm bias in historic radiosonde temperature records – some new results from a comprehensive intercomparison of upper-air data // *Journal of Climate*. – 2008. – vol. 21. – no. 18. – pp. 4587-4606

93. Hansen J., Sato M. and Ruedy R. Long-term changes of the diurnal temperature cycle: Implications about mechanisms of global climate change // *Atmospheric Research*. – 1995. – vol. 37. – pp. 175-209
94. Harada Y., Kamahori H. et. al. The JRA-55 Reanalysis: Representation of Atmospheric Circulation and Climate Variability // *Journal of the Meteorological Society of Japan*. – 2016. – vol. 94. – no. 3. – pp. 269-302
95. Hauchecorne A. et al. Stratospheric Final Warmings fall into two categories with different evolution over the course of the year // *Communications Earth and Environment*. – 2022. – vol. 3. – article 4
96. Haugen M., Stein M. et. al. Estimating Changes in Temperature Distributions in a Large Ensemble of Climate Simulations Using Quantile Regression // *Journal of Climate*. – 2018. – vol. 31. – no. 20. – pp. 8573-8588
97. He X., Hu. F. Markov Chain Marginal Bootstrap // *Journal of American Statistical Association*. – 2002. – vol. 97. – pp. 783-795
98. Hersbach H. et al. ERA5 hourly data on pressure levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service, 2023.
99. Hersbach H. et al. The ERA5 global reanalysis // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 2020. – vol. 146. – no. 730 – pp. 1999-2049
100. Hu F., Zidek J.V. A bootstrap based on the estimating equations of the linear model // *Biometrika*. – 1995. – vol. 82. – pp. 263-275
101. 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. // Cambridge: Cambridge University Press, 2012.

102. 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. // Cambridge University Press, 2013.
103. IPCC, 2021: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. // Cambridge: Cambridge University Press, 2021.
104. IPCC, 2023: Climate Change 2023: Synthesis Report. // Geneva: IPCC, 2023.
105. Jagger T., Elsner J. Modeling tropical cyclone intensity with quantile regression // International Journal of Climatology. – 2009. – vol. 29. – no. 10. – pp. 1351-1361
106. Kanamitsu M., Ebisuzaki W. et. al. NCEP-DOE AMIP-II REANALYSIS (R-2) // American Meteorological Society. – 2002. – vol. 83. – no. 11 – pp. 1631-1643.
107. Katz R.W. and Brown B. Extreme events in a changing climate: Variability is more important than averages // Climate Dynamics. – 1992. – vol. 21. – pp. 289-302
108. Karl T. et. al. Asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature // Bulletin of the American Meteorological Society. – 1993. – vol. 74. – pp. 1007-1023
109. Khaykin S., Funatsu B.M. et. al. Postmillennium changes in stratospheric temperature consistently resolved by GPS radio occultation and AMSU observations // Geophysical Research Letters. – 2017. – vol. 44. – no. 14. – pp. 7510-7518
110. Kircher K., Proistosescu C. and Srivastava R.L. Analytical model for the higher order moments of midlatitude atmospheric temperature distributions // Geophysical Research Letters. – 2025. – vol. 52. – e2024GL111626
111. Kobayashi S., Ota Y. et. al. The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics // Journal of the Meteorological Society of Japan. – 2015. – vol. 93. – no. 1. – pp. 5-48
112. Koenker R. Quantile Regression // Cambridge University Press, Cambridge. – 2005. – 349 p.

113. Koenker R., Bassett G.Jr. Regression in Quantiles // *Econometrica*. – 1978. – vol. 46. – no. 1. – pp. 33-50
114. Koenker R., d'Orey V. Algorithm AS 229: Computing Regression Quantiles // *Journal of the Royal Statistical Society. Series C*. – 1987. – vol. 36. – no. 3 –pp. 383-393
115. Koenker R., d'Orey V. A Remark on Algorithm AS 229: Computing Dual Quantiles and Regression Rank Scores // *Journal of the Royal Statistical Society. Series C*. – 1994. – vol. 43. – pp. 410-414
116. Kosaka Y. et al. The JRA-3Q Reanalysis // *Journal of Meteorological Society of Japan*. – 2024. – vol. 102. – no.1. – pp. 49-109
117. Ladstädter F., Steiner A.K. and Gleisner H. Resolving the 21st century temperature trends of the upper troposphere–lower stratosphere with satellite observations // *Scientific Reports*. – 2023. – vol. 13. – no. 1. – 1306
118. Lausier A.M., Shaleen J. Diversity in global patterns of observed precipitation variability and change on river basin scales. A conditional quantile approach // *Climatic Change*. – 2018. – vol. 149. – pp. 261-275
119. Lavrov A.S., Sterin A.M., Khohlova A.V. Diagnostics of the upper-air temperature and wind climate changes based on radiosonde observations and on the fifth-generation reanalysis // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Sciences*. – 2019. – vol. EES 606. – pp. EESE6061029
120. Lavrov A.S., Sterin A.M., Khohlova A.V. Upper-Air climate monitoring: data sources, technological aspects, and some results // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*. –2018. – vol. 211. – pp. 012001
121. Lee K., Baek H., Cho C. Analysis of Changes in Extreme Temperatures Using Quantile Regression // *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*. – 2013. – vol. 49. – no.3. – pp. 313-323

122. Leider J. A Quantile Regression Study of Climate Change in Chicago, 1960-2010 // SIAM Undergraduate Research Online. – 2012. – vol. 5. – pp. 148-165
123. Leroy S.S., Ao C.O., Verkhoglyadova O.P. Temperature trends and anomalies in modern satellite data: Infrared sounding and GPS radio occultation // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2018. – vol. 123. – no. 20. – pp. 11431-11444
124. Liu J. et. al. Impact of declining Arctic sea ice on winter snowfall // Proceedings of the National Academy of Sciences. – 2012. – vol. 109. – no. 11. – pp. 4074-4079
125. Liu R.Y. Bootstrap procedures under some non-i.i.d. models // Annals of Statistics. – 1988. – vol. 16. – pp. 1696-1708
126. Lloyd S.P. Least Squares Quantization in PCM // IEEE Transactions on Information Theory. – 1982. – vol. 28. – no. 2. – pp. 129-137
127. Manabe S. Carbon Dioxide and Climatic Change // Advances in Geophysics. – 1983. – vol. 25. – pp. 39-82
128. Manabe S., Wetherald R.T. Effects of doubling CO₂ concentration on climate of a general circulation model // Journal of the Atmospheric Sciences. – 1975. – vol. 32. – no. 1. – pp. 3-15
129. Manabe S., Wetherald R.T. Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity // Journal of the Atmospheric Sciences. – 1967. – vol. 24. – no. 3. – pp. 241-259
130. Marasinghe D. Quantile Regression for Climate Data // All Theses. – 2014. №1909
131. Mears C.A., Wentz F.J. A Satellite-Derived Lower-Tropospheric Atmospheric Temperature Dataset Using an Optimized Adjustment for Diurnal Effects // American Meteorological Society. – 2017. – vol. 30. – no. 19. – pp. 7695-7718

132. Mears C.A., Wentz F.J., 2009a. Construction of the Remote Sensing Systems V3.2 Atmospheric Temperature Records from the MSU and AMSU Microwave Sounders // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. – 2009. – vol. 26. – no. 6. – pp. 1040-1056
133. Mears C.A., Wentz F.J., 2009b. Construction of the RSS V3.2 Lower Tropospheric Dataset from MSU and AMSU microwave sounders // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. – 2009. – vol. 26. – no. 8. – pp. 1493-1509
134. Meng Q., Xiong C. et. al. Change-point multivariable quantile regression to explore effect of weather variables on building energy consumption and estimate base temperature range // *Sustainable Cities and Society*. – 2019. – vol. 53. – no. 8. – 101900
135. Mitchell D.M., Thorne P.W. et al. Revisiting the Controversial Issue of Tropical Tropospheric Temperature Trends. // *Geophysical Research Letters*. – 2013. – vol. 40. – pp. 1-6
136. Nicholls N., Gruza G.V. et. al. Observed climate variability and change. In: 1995: *The Science of Climate Change*. // Cambridge: Cambridge University Press, 1996. – pp. 133-192
137. Nielsen H.A., Madsen H., Nielsen T.S. Using quantile regression to extend an existing wind power forecasting system with probabilistic forecasts // *Wind Energy*. – 2006. – vol. 9. – pp. 95-108
138. Oort A.H. *Global Atmospheric Circulation Statistics, 1958-1973*. Washington, DC: U.S. Government Printing Office, 1983. – 180 p.
139. Oort A.H., Liu H.Z. Upper-air temperature trends over the globe // *Journal of Climate*. – 1993. – vol. 6. – pp. 1958-1989
140. Oruc S. Quantile trends of subhourly extreme rainfall: Marmara Region, Turkey // *Acta Geophysica*. – 2021. – vol. 69. – pp. 2453-2473

141. Overland J.E., Wood K.R. and Wang M. Warm Arctic – cold continents: Impact of the newly open Arctic Sea // *Polar Research*. – 2011. – vol. 30. – no. 1. 15787
142. Parzen M., et. al. A resampling method based on pivotal estimating functions // *Biometrika*. – 1994. – vol. 81. – pp. 341-350
143. Phillipona R., Mears C. et. al. Radiosondes Show That After Decades of Cooling, the Lower Stratosphere Is Now Warming // *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*. – 2018. – vol. 123. – pp. 12509-12522
144. Portnoy S., Koenker R. The Gaussian Hare and the Laplacian Tortoise: L-Computation of Squared-Error vs. Absolute-Error Estimator // *Statistical Science*. – 1997. – vol. 12. – pp. 279-300
145. Randel W.J., Shine K.P. et. al. An update of observed stratospheric temperature trends // *Journal of Geophysical Research*. – 2009. – vol. 114. – pp. D02107
146. Randel W.J., Smith A.K. et. al. Stratospheric Temperature Trends over 1979-2015 Derived from Combined SSU, MLS and SABER Satellite Observations // *American Meteorological Society*. – 2016. – vol. 29. – pp. 4843-4859
147. Rhines A., McKinnon K. et al. Seasonally resolved distributional trends of north american temperatures show contraction of winter variability // *American Meteorological Society*. – 2017. – vol. 30. – pp. 1139-1157
148. Roos C., Terlaky T., Vial J. *Theory and Algorithms for Linear Optimization*. Chichester, UK: John Wiley and Sons. – 1997.
149. Saha S., Moorthi S. et. al. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis // *Bulletin of the American Meteorological Society*. – 2010. – vol. 91. – no. 8 – 146 p.
150. Santer B.C. et. al. Comparing Tropospheric Warming in Climate Models and Satellite Data // *Journal of Climate*. – 2017. – no. 1. – pp. 373-392

151. Screen J.A. and Simmonds I. Exploring links between Arctic amplification and mid-latitude weather // *Geophysical Research Letters*. – 2013. – vol. 40. – no. 5. – pp. 959-964
152. Screen J.A. Arctic amplification decreases temperature variance in northern mid-to-high latitudes // *Nature Climate Change*. – 2014. – no. 4. – pp. 577-582
153. Siew P. et. al. Detectable Human Influence on Reduced Day-to-Day Temperature Variability in the Cold Season Driven by Arctic Sea-Ice Loss // *Atmospheric Science Letters*. – 2026. – vol. 27. – no. 1.
154. Spencer R.W., Christy J.R., Braswell. W.D. UAH Version 6 Global Satellite Temperature Products: Methodology and Results // *Asia-Pacific Journal of the Atmospheric Sciences*. – 2017. – vol. 53. – no. 1. – pp. 121-130
155. Spencer R.W., Christy J.R. Precise monitoring of global temperature trends from satellites // *Science*. – 1990. – vol. 247. – pp. 1558-1562
156. Steiner A.K., Ladstädter F. et. al. Observed Temperature Changes in the Troposphere and Stratosphere from 1979 to 2018 // *Journal of Climate*. – 2020. – vol. 33. – no. 19. – pp. 8165-8194
157. Steinhaus H. Sur la division des corps materiels en parties // *Bulletin de l'academie Polonaise des sciences*. – 1956. – vol. 4. – no. 12 – pp. 801-804
158. Sterin A.M., Eskridge R.E. Monthly aerological data set: Some features and comparison of upper-air temperature data to the NCAR/NCEP reanalysis monthly data // *Proc. 22 Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop*. – 1998. – pp. 210-213
159. Sterin A.M., Lavrov A.S. Detailed climate trends assesstment and their spatial patterns as a big data problem in climatology // *Международная конференция к 70-летию Геофизического центра РАН и 300-летию РАН "Наука о данных, геоинформатика и системный анализ в изучении Земли"*. – Суздаль, 2024.

160. Sterin A.M., Lavrov A.S., 2020a. On the long period trend estimates for the upper-air extreme and sub-extreme temperatures by use of quantile regression // "Weather and Climatic Extremes: Data, Analysis and Impact" WCEDAI-2020. – Tomsk, 2020. – pp. 376
161. Sterin A.M., Lavrov A.S., 2020b. On the long period trend estimates for the upper-air extreme and sub-extreme temperatures by use of quantile regression // IOP Conference Series: Earth and Environmental Sciences. – 2020. – vol. 611. – pp. 012043
162. Suarez-Gutierrez L., Li C. et. al. Internal variability in simulated and observed tropical tropospheric temperature trends // Geophysical Research Letters. – 2017. – vol. 44. – no. 11. – pp. 5709-5719
163. Sun X. et. al. Global diurnal temperature range (DTR) changes since 1901 // Climate Dynamics. – 2019. – vol. 52. – pp. 3343-3356
164. Tang Q. et. al. Cold winter extremes in northern continents linked to Arctic seas ice loss // Environmental Research Letters. – 2013. – no. 8. – 014036
165. Tamarin-Brodsky T. et.al. Simple Model for Interpreting Temperature Variability and Its Higher-Order Changes // Journal of Climate. – 2022. – vol. 35. – pp. 387-403
166. Tamarin-Brodsky T., Hodges K. et. al. A dynamical perspective on atmospheric temperature variability and its response to climate change // Journal of Climate. – 2019. – vol. 32. – pp. 1707-1724
167. Tamarin-Brodsky T., Hodges K. et. al. Changes in Northern Hemisphere temperature variability shaped by regional warming patterns // Nature Geoscience. – 2020. – vol. 13. – pp. 414-421
168. Tareghian R. Application of Quantile Regression in Climate Change Studies. University of Manitoba, Canada. – 2012. – 153 p.

169. Tareghian R., Rasmussen P. Analysis of Arctic and Antarctic Sea ice extent using quantile regression // *International Journal of Climatology*. – 2013. – vol. 33. – no. 5.
170. Taylor K. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. // *Journal of Geophysical Research*. – 2001. – vol. 106. – pp. 7183-7192
171. Thorne P.W., Lanzante J.R. et. al. Tropospheric Temperature Trends: History of an Ongoing Controversy // *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*. – 2011. – vol. 2. – no. 1. – pp. 66-88
172. Thorne P.W., Parker D. et. al. Revisiting radiosonde upper air temperatures from 1958 to 2002 // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2005. – vol. 110. – no. 18.
173. Vautard R., Cattiaux J., Yiou P. Northern Hemisphere Atmospheric Stilling Partly Attributed to an Increase in Surface Roughness // *Nature Geoscience*. – 2010. – vol. 3. – no. 11. – pp. 756-761
174. Von Storch H. and Zwiers F. *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, 1999. – 484 pp.
175. Wallis T.W.R. A Subset of Core Stations from the Comprehensive Aerological Reference Dataset (CARDS) // *Journal of Climate*. – 1998. – vol. 11. – pp. 272-282
176. Wasko C., Sharma A. Quantile regression for investigating scaling of extreme precipitation with temperature // *Water Resources Research*. – 2014. – vol. 50. – no. 4.
177. Wentz F.J., Schabel M.C. Effects of orbital decay on satellite-derived lower-tropospheric temperature trends // *Nature*. – 1998. – vol. 394. – pp. 661-664
178. Wilks D.S. *Statistical methods in the Atmosphere Sciences*. – Elsevier, 2019. – 818 p.

179. WMO, 2024. State of the Global Climate 2023. Geneva: WMO, 2024. – WMO-No. 1347. ISBN 978-92-63-11347-4
180. WMO, 2016. The Global Observing System for Climate: Implementation Needs. – Geneva: WMO, 2016. – GCOS-200
181. Wu C. Jackknife, bootstrap and other resampling methods in regression analysis // *Annals of Statistics*. – 1986. – vol.14. – pp. 1261-1295
182. Xuan Y. et.al. Quantile regression based method for investigating rainfall trends associated with flooding and drought conditions // *European Water*. – 2017. – vol. 59. – pp. 137-143
183. Yang C., Li L., Xu J. Changing temperature extremes based on CMIP5 output via semi-parametric quantile regression approach // *International Journal of Climatology*. – 2017. – vol. 38. – no. 8.
184. Zhou J., Ho S. et. al. Construction of temperature climate data records in the upper troposphere and lower stratosphere using multiple RO missions from September 2006 to July 2023 at NESDIS/STAR // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2025. – vol. 130. – e2024JD041295
185. Zou C. et al. Mid-Tropospheric Layer Temperature Record Derived from Satellite Microwave Sounder Observations with Backward Merging Approach // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2023. – vol. 128. – no. 6. – pp. JD037472
186. Zou X. et al. Impact of assimilation of ATMS data in HWRF on track and intensity forecasts of 2012 four landfall hurricanes // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2013. – vol. 118. – pp. 11558-11576
187. Zou C., Qian H. Stratospheric Temperature Climate Data Record from Merged SSU and AMSU-A Observations // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. – 2016. – vol. 33. – no. 9. – pp. 1967-1984

Приложение А Паттерны квантильных трендов аномалий приземной температуры и осадков 15 кластеров

Таблица А.1– Сведения о географическом расположении метеостанций кластера и об особенностях проявления квантильных трендов температуры и осадков.

Протяженность кластера, в тыс. км – географическое расстояние между самыми удаленными друг от друга станциями основной массы станций кластера. Площадь кластера, тыс. км² -площадь территории сосредоточения основной массы станций кластера.

Результаты расчетов протяженности кластера и площади кластера – приблизительные, Отдельные географически отдаленные от основной массы станций кластера пункты наблюдения из расчетов исключены.

Кластер	Географическое расположение основной массы метеорологических станций, отнесенных к кластеру	Наиболее существенные особенности паттерна квантильных трендов температуры и осадков для кластера
1	Север Красноярского края и северо-запад Якутии. Протяженность кластера - порядка 2,42 тыс. км. Площадь кластера - порядка 2300 тыс. км ² .	Зимой положительные тренды температуры наблюдаются при малых уровнях квантилей, при уровнях квантилей больше 0,25 они близки к нулю. Весной практически во всем диапазоне уровней квантилей средняя оценка тренда температуры равна 1°C/10 лет, но у квантилей порядка больше 0,9 она уменьшается в два раза. Осенью оценка тренда температуры для станций кластера при малых уровнях квантилей составляет в среднем около 2.0°C/10 лет, и уменьшается практически до нуля при стремлении уровня квантилей к единице.
2	Кемеровская область, восток Новосибирской области и Алтайского края, юго-восток Томской области и юг Красноярского края. Протяженность кластера - порядка 1,00 тыс. км. Площадь кластера - порядка 450 тыс. км ² .	Зимой тренды температуры растут с увеличением уровней квантилей от -2°C/10 лет до 0. Весной во всем диапазоне уровней квантилей средние оценки трендов положительны и превышают 0,5°C/10 лет. Летом средние оценки трендов температуры равны 0,75°C/10 лет при уровнях квантилей близких к нулю, а в диапазоне 0,25-0,95 тренды равны 0,3°C/10 лет. Осенью при уровнях квантилей близких к 0 оценки трендов температуры достигают 1°C/10 лет, а при уровнях квантилей больше 0,15 – близки к 0. Зимой и весной наблюдаются положительные тренды сумм осадков при больших уровнях квантилей, осенью – отрицательные.
3	Пермский край, Свердловская область, Челябинская область, Курганская область, Удмуртия, запад Ханты-Мансийского	Зимой при уровнях квантилей близких к 0 тренды температуры превышают 0,5°C/10 лет, но при уровнях квантилей больше 0,15 – близки к нулю. Летом тренды

	автономного округа, восток Кировской области, север Башкортостана. Протяженность кластера - порядка 1,12 тыс. км. Площадь кластера - порядка 790 тыс. км².	температуры близки к 0 для большей части диапазона уровней квантилей, но при уровнях более 0.85 демонстрируют положительные значения и достигают 0,5°C/10 лет. Осенью в диапазоне 0,15-0,85 тренды близки к 0,5°C/10 лет, при малых уровнях квантилей – близки к 1,5°C/10 лет, при больших значениях квантилей – близки к 0.
4	Юг Омской и Новосибирской области, запад Алтайского края, юг республики Алтай, Хакасия, юг Красноярского края, республика Тыва и отдельные станции на юге Иркутской области. Протяженность кластера порядка 1,60 тыс. км. Площадь кластера порядка 500 тыс. км².	Паттерн квантильных трендов температуры близок к кластеру 2, но зимой и летом абсолютные оценки трендов ниже, чем в кластере 2, а осенью выше. Значимые тренды осадков не наблюдаются.
5	Юг Карелии, запад Ленинградской области, Владимирская, Костромская и Нижегородская область, Марий Эл, Кировская область, отдельные станции Новгородской, Тверской области, Пермского края и Удмуртии. Протяженность кластера -порядка 1,50 тыс. км. Площадь кластера -порядка 500 тыс. км².	Зимой тренды температуры уменьшаются при увеличении уровней квантилей от значений, в среднем превышающих 1,5°C/10 лет при уровнях близких к нулю, до трендов близких к 0 при уровнях, превышающих 0,5. Весной наибольшие тренды наблюдаются при малых и при больших уровнях квантилей. В диапазоне 0,25-0,85 тренды близки к 0,4°C/10 лет. Летом при уровнях близких к 0 тренды также близки к 0, но при росте уровней квантилей тренды достигают 0,5°C/10 лет. Осенью тренды температуры положительны, но уменьшаются от 1,5°C/10 лет при низких уровнях до 0,5 при больших уровнях квантилей. Зимой для суточных сумм осадков наблюдаются положительные тренды при уровнях, близких к 1.
6	Юг Ямало-Ненецкого автономного округа, центр и восток Ханты-Мансийского автономного округа и Тюменской области, север Омской области, центр и восток Томской области, отдельный регион на юго-западе Красноярского края. Протяженность кластера - порядка 1,55 тыс. км. Площадь кластера порядка 1350 тыс. км².	Летом при малых и больших уровнях квантилей тренды превышают 0,5°C/10 лет, в диапазоне 0,15-0,75 тренды близки к 0. Весной и осенью тренды убывают от 1,5°C/10 лет при уровнях близких к 0 до 0,25 при больших уровнях квантилей весной и при уровнях квантилей больше 0,15 осенью.

7	Псковская область, центральная и южная часть Центрального и Приволжского федеральных округов. Протяженность кластера порядка 2,03 тыс. км. Площадь кластера порядка 1025 тыс. км².	Паттерн квантильных трендов температуры схож с кластером 5. Летом оценки трендов больше, чем в кластере 5, и превышают 0,5°C/10 лет при уровнях квантилей больше 0,05. Весной оценки трендов превышают 0,5°C/10 лет во всем диапазоне уровней квантилей. Зимой наблюдаются существенные тренды сумм осадков при уровнях квантилей близких к 1.
8	Иркутская область, север Бурятии, юг Якутии и отдельный регион юго-востока Красноярского края. Протяженность кластера порядка 2,30 тыс. км, Площадь кластера порядка 1275 тыс. км².	Зимой средние тренды температуры в диапазоне уровней от 0,1 до 0,75 отрицательные, при других уровнях - положительные. Весной при уровнях меньше 0,85 средние тренды превышают 0,5°C/10 лет. Летом средние тренды во всем диапазоне превышают 0,5°C/10 лет. Осенью тренды температуры при уровнях близких к 0 достигают 1,5°C/10 лет, при близких к 1 они становятся отрицательными, а при остальных уровнях - близки к 0. Весной наблюдаются положительные тренды осадков при уровнях близких к 1.
9	Прибайкальский регион Иркутской области, Бурятия и Забайкальский край, запад Амурской области. Протяженность кластера порядка 1,83 тыс. км, Площадь кластера порядка 700 тыс. км².	Весной в диапазоне уровней квантилей 0,25-0,99 тренды положительны и достигают 0,5°C/10 лет. Летом тренды во всем диапазоне для этого кластера в среднем близки к 0,5°C/10 лет.
10	Приморский край, юг Сахалина. Протяженность кластера порядка 1,22 тыс. км, Площадь кластера порядка 225 тыс. км².	Зимой и осенью во всем диапазоне уровней квантилей средние тренды температуры близки к нулю. Весной тренды температуры положительны и их осредненные для кластера значения увеличиваются от 0,25 до 0,5°C/10 лет при увеличении уровней квантилей. Летом наблюдается увеличение положительных трендов температур при росте уровней квантилей от 0,1 до 0,4°C/10 лет. Весной и летом наблюдаются большие положительные тренды осадков при уровнях квантилей близких к 1.
11	Ненецкий автономный округ, север республики Коми, север Ямало-Ненецкого автономного округа, отдельный регион в Якутии.	Тренды температуры положительны для всех сезонов, но убывают при увеличении уровней квантилей. Весной, летом и осенью наблюдаются небольшие положительные тренды осадков квантилей порядком близким к 1.

	Протяженность кластера (без станций в Якутии) порядка 2,05 тыс. км, Площадь кластера (без станций в Якутии) порядка 700 тыс. км².	
12	Территории Северо-Западного федерального округа. Протяженность кластера порядка 1,50 тыс. км. Площадь кластера порядка 1025 тыс. км².	Паттерн квантильных трендов температуры и осадков схож с кластером 5. Летом оценки трендов температуры ниже, чем в кластере 5, а осенью выше. В летний сезон тренды осадков на всем диапазоне уровней квантилей близки к нулю.
13	Восток Якутии, Магаданская область, отдельные станции Арктического побережья и Чукотского автономного округа. Протяженность кластера порядка 1,57 тыс. км. Площадь кластера порядка 975 тыс. км².	Большие средние тренды температуры, превышающие 1,0°C/10 лет во всем диапазоне уровней квантилей зимой, весной и осенью. Зимой максимальные тренды наблюдаются при уровнях, близких к 1, осенью – при близких к 0. Летом оценки трендов растут от 0 до 0,5°C/10 лет при увеличении уровней квантилей.
14	Южный федеральный округ, север Северо-Кавказского федерального округа. Протяженность кластера порядка 1,05 тыс. км, Площадь кластера порядка 475 тыс. км².	Зимой при малых уровнях квантилей оценки трендов температуры близки к 0, а при уровнях квантилей больше 0,15 – достигают 0,75°C/10 лет. Весной оценки трендов убывают от 1 до 0,5°C/10 лет при увеличении уровней квантилей. Летом оценки трендов достигают 1°C/10 лет при уровнях близких к 0,5, а при малых и больших уровнях квантилей тренды уменьшаются до 0,6°C/10 лет. Осенью при уровнях квантилей близких к 0 оценки трендов достигают 1,5°C/10 лет, а в остальном диапазоне они равны 0,5°C/10 лет. Летом и осенью наблюдаются отрицательные тренды осадков.
15	Восток Амурской области, южная половина Хабаровского края, север Сахалина, станции на побережье Охотского моря. Для станций данного кластера следует отметить значительную географическую разреженность Протяженность кластера порядка 1,23 тыс. км Площадь кластера порядка 725 тыс. км².	Паттерн квантильных трендов температуры и осадков схож с кластером 10. Весной оценки трендов во всем диапазоне уровней квантилей равны 0,4-0,5°C/10 лет. Зимой, весной и летом оценки трендов осадков для близких к единице уровней квантилей принимают положительные значения.

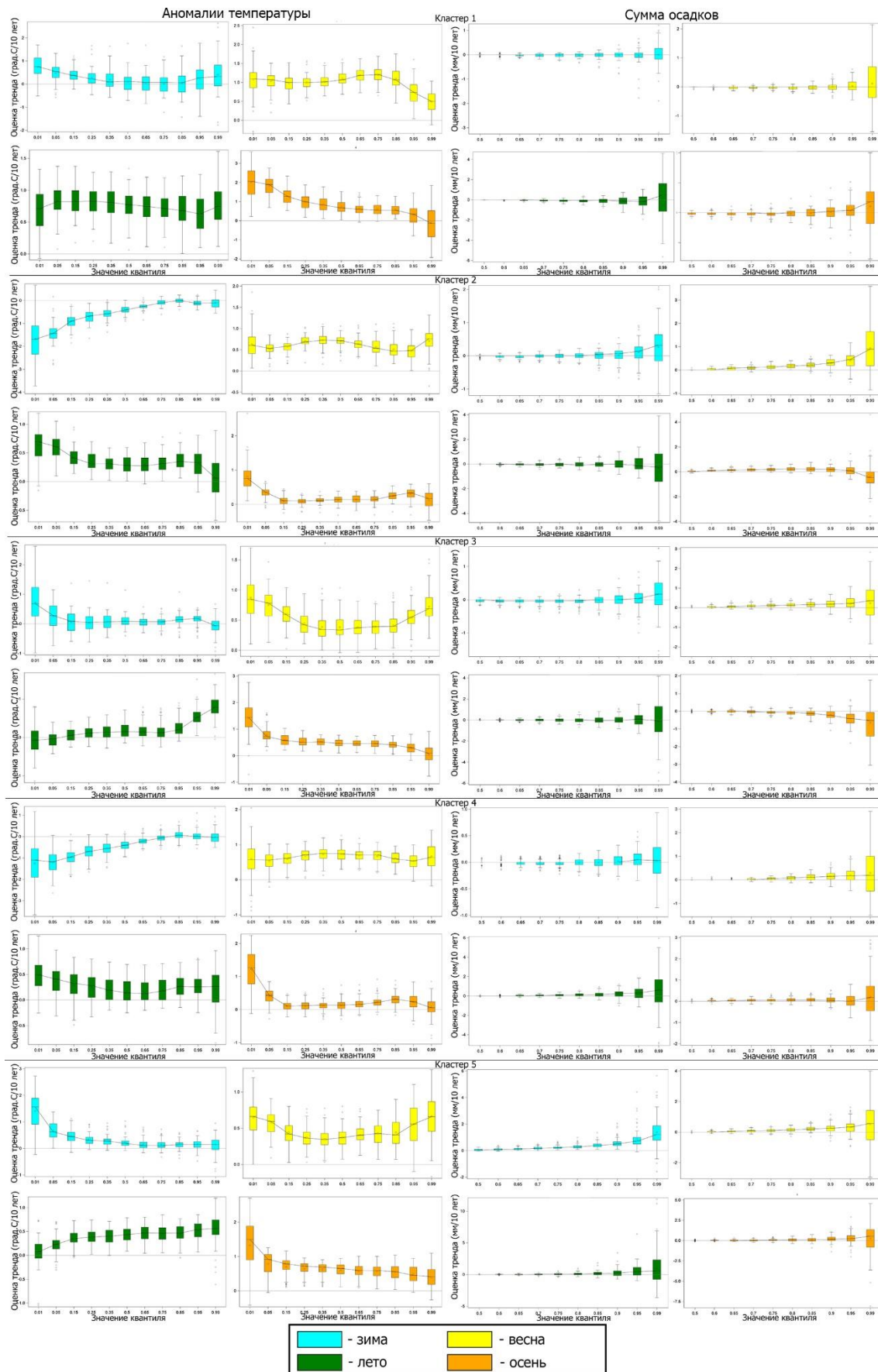


Рисунок А.1 – Паттерны проявления сезонных квантильных трендов для аномалий максимальной суточной температуры (слева) и суточных сумм осадков (справа) по метеорологическим станциям, отнесенным к кластерам 1-5

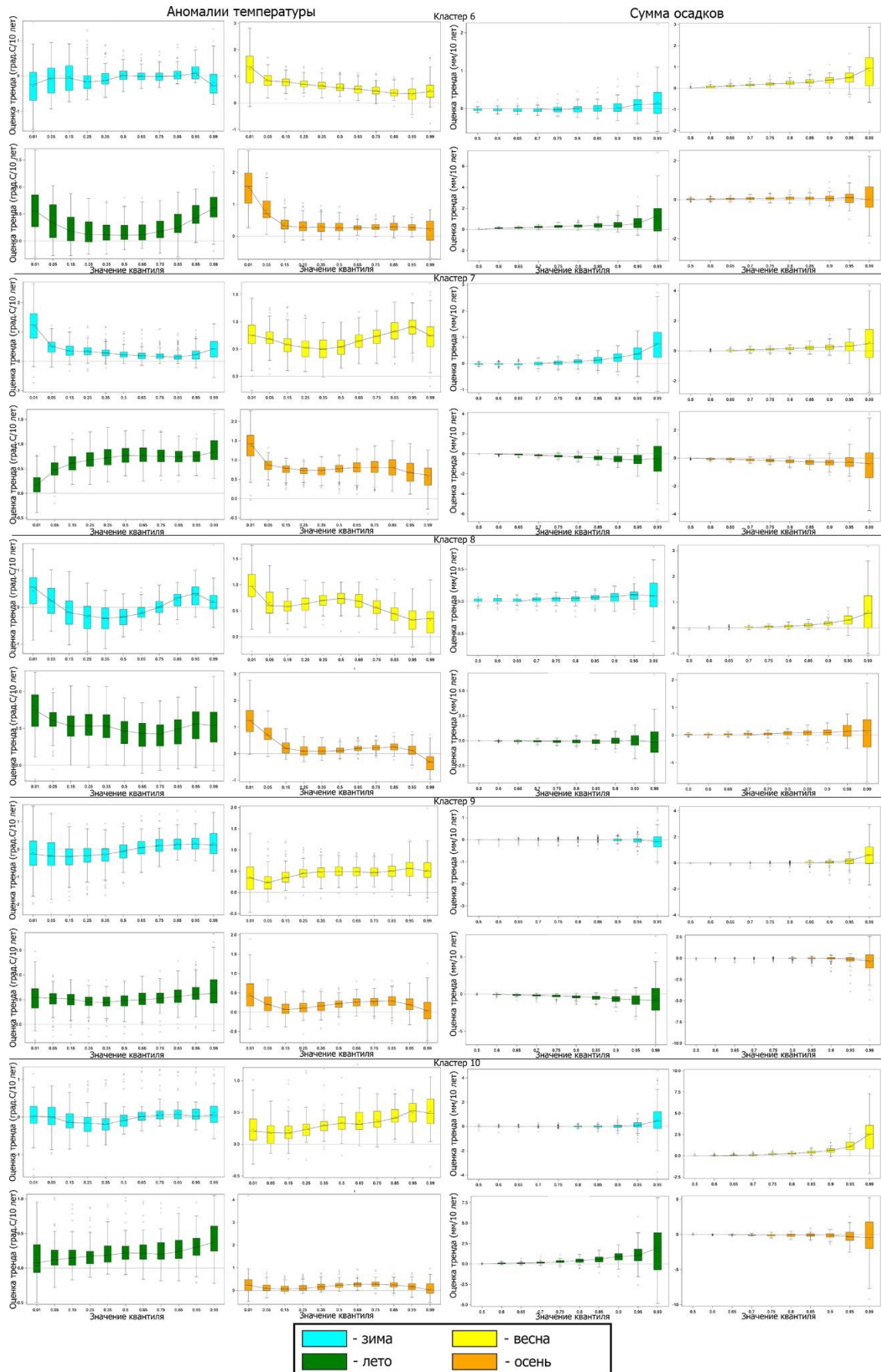


Рисунок А.2 – Паттерны проявления сезонных квантильных трендов для аномалий максимальной суточной температуры и суточных сумм осадков по метеорологическим станциям, отнесенным к кластерам 6-10

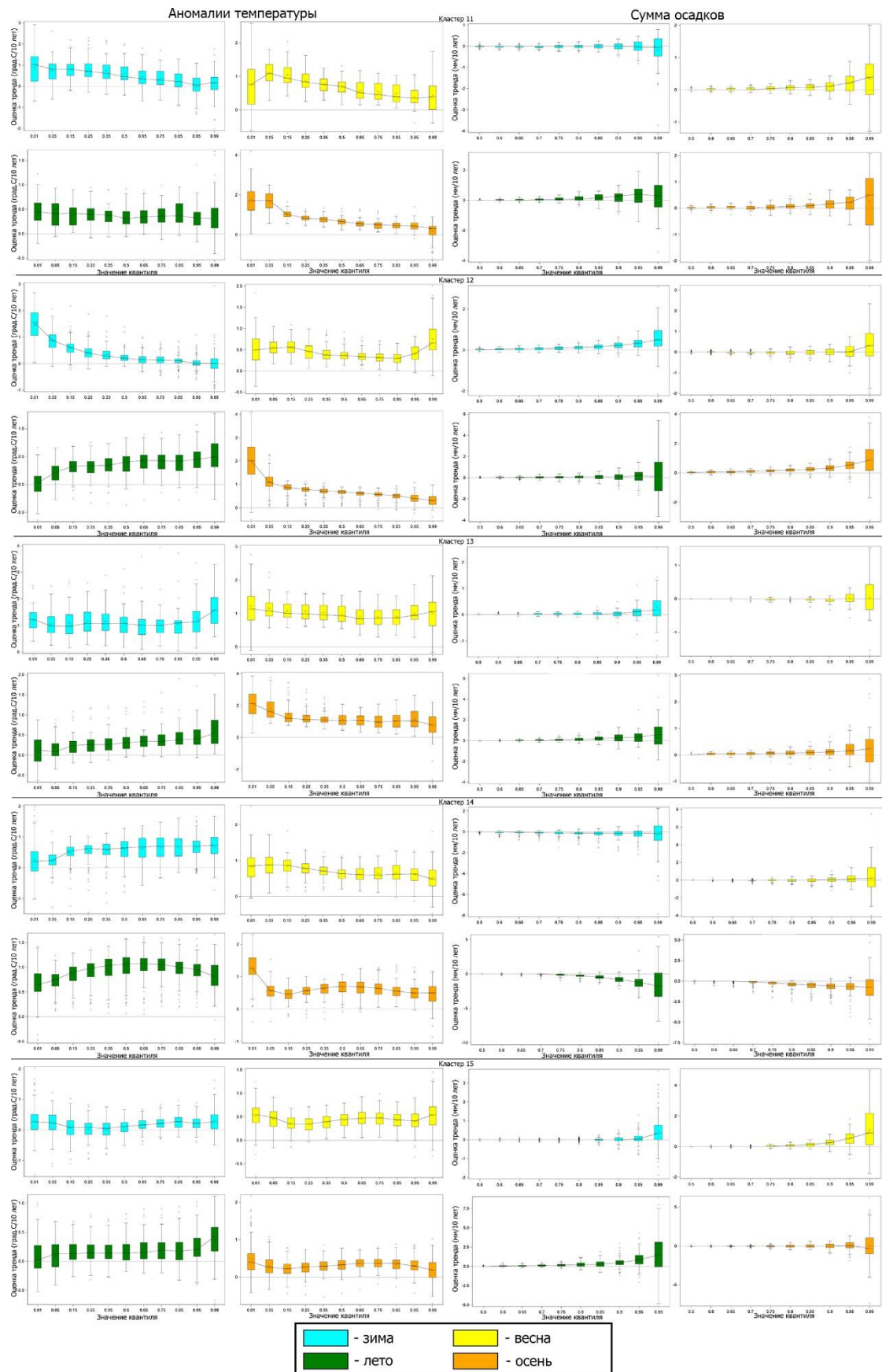


Рисунок А.3 – Паттерны проявления сезонных квантильных трендов для аномалий максимальной суточной температуры и суточных сумм осадков по метеорологическим станциям, отнесенным к кластерам 11-15