

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

На правах рукописи

ТИТКОВА ТАТЬЯНА БОРИСОВНА

**ИЗМЕНЕНИЯ ТЕПЛО-ВЛАГООБМЕНА И ХАРАКТЕРИСТИК
ПОВЕРХНОСТИ РАВНИННЫХ ТЕРРИТОРИЙ РОССИИ В ПЕРВОЙ
ЧЕТВЕРТИ XXI ВЕКА**

Специальность 1.6.18. – Науки об атмосфере и климате

Диссертация на соискание учёной степени
доктора географических наук

Научный консультант:
доктор географических наук, профессор РАН
Золотокрылин Александр Николаевич

Москва – 2026

ОГЛАВЛЕНИЕ

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ	8
--------------------------------	----------

ВВЕДЕНИЕ.....	9
----------------------	----------

Постановка проблемы.....	9
Актуальность исследования.....	11
Цель.....	12
Задачи исследования.....	12
Объект исследования	13
Предмет защиты	13
Положения, выносимые на защиту	13
Научная новизна.....	14
Научная и практическая значимость.....	16
Территория.....	17
Период исследования.....	17
Данные и методы исследования	17
Результаты, положенные в основу диссертационной работы	18
Личный вклад автора	18
Апробация работы.....	18
Структура и объём работы	20
Благодарности.....	21

ГЛАВА 1. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ С АТМОСФЕРОЙ В ПРИРОДНЫХ ЗОНАХ.....	22
---	-----------

1.1. Механизмы переноса тепла и влаги в системе «подстилающая поверхность – природная зона»	22
1.2. Энергетическая оценка потоков в радиационном балансе	26
1.3. Исследования турбулентного тепло-влагообмена.....	29
1.4. Современные подходы к моделированию тепло-влагообмена	32
1.5. Роль природных зон в турбулентном тепло-влагообмене	37

1.6. Энергоактивные зоны	40
1.7. Темпы глобального потепления в природных зонах равнин России ..	41
ГЛАВА 2. ТЕРРИТОРИЯ, ДАННЫЕ И МЕТОДЫ.....	45
2.1. Территория исследования.....	45
2.2. Период исследования.....	50
2.3. Материалы.....	51
2.3.1. Наблюдения	53
2.3.2. Реанализ	53
2.3.3. Индексы атмосферной циркуляции	57
2.3.4. Температура поверхности океана	59
2.3.5. Данные дистанционного зондирования Земли	59
2.4. Методика исследования.....	62
2.4.1. Расчёт индекса воздействия изменения климата на экосистемы	62
2.4.2. Расчёт баланса турбулентного тепло-влагообмена	63
2.4.3. Расчёт горизонтальных градиентов параметров.....	66
2.4.4. Расчёт поля повторяемости центров циклонов	67
2.4.5. Определения положения климатологических фронтов	68
2.4.6. Определение влияния Тв, ТПО и ОЦА на турбулентный тепло-влагообмен	69
2.4.7. Оценка деградации растительного покрова на основе спутникового мониторинга	70
2.5. Оценка погрешности турбулентных потоков явного и скрытого тепла реанализа ERA5-Land на основе данных наблюдений базы FLUXNET2015	71
ГЛАВА 3. ДИНАМИКА КЛИМАТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПРИРОДНЫХ ЗОН ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ XX – ПЕРВОЙ ЧЕТВЕРТИ XXI ВЕКА.....	76
3.1. Введение.....	76

3.2. Климатические режимы природных зон равнин России тёплого периода	78
3.2.1. Взаимосвязь климатических параметров	78
3.2.2. Изменения климатических режимов.....	81
3.2.3. Тренды климатических параметров.....	88
3.3. Климатические особенности субарктической и суббореальной зоны ЕТР и Западной Сибири в условиях глобального потепления	94
3.3.1. Субарктическая зона: положение изотермы +10 °С.....	94
3.3.2. Суббореальная зона: испарение и влажность почвы	97
3.3.2.1. Связь эвапотранспирации с климатическими флуктуациями	97
3.3.2.2. Сезонная динамика эвапотранспирации и влажности почвы в суббореальной зоне	100
3.3.2.3. Изменение эвапотранспирации и влажности почвы между климатическими периодами.....	102
3.3.2.4. Тренды эвапотранспирации и влажности почвы.....	103
3.4. Трансформация климатических параметров природных зон ЕТР и Западной Сибири в первой четверти XXI века	106
3.5. Вывод к главе 3.....	113

ГЛАВА 4. ТУРБУЛЕНТНЫЙ ТЕПЛО-ВЛАГООБМЕН ПРИРОДНЫХ ЗОН И ЕГО ИЗМЕНЕНИЕ..... 115

4.1. Введение.....	115
4.2. Турбулентные потоки тепла и влаги тёплого периода.....	116
4.2.1. Пространственная структура и количественная оценка	116
4.2.2. Изменение и тренды турбулентного тепло-влагообмена	120
4.2.3. Внутрисезонная динамика турбулентного тепло-влагообмена.....	124
4.2.4. Энергетический вклад природных зон в турбулентный тепло-влагообмен	130
4.2.5. Многолетняя динамика турбулентного тепло-влагообмена	133

4.3. Баланс тепло-влагообмена на основании отношения Боуэна.....	135
4.3.1. Пространственная структура	135
4.3.2. Долгопериодная динамика аномалий баланса тепло-влагообмена в суббореальной зоне.....	137
4.3.3. Баланс теплообмена в суббореальной зоне.....	140
4.4. Региональные энергоактивные природные зоны ЕТР и Западной Сибире	143
4.4.1. Горизонтальная контрастность турбулентного тепло- влагообмена	143
4.4.2. Динамика контрастности турбулентного тепло-влагообмена .	145
4.5. Выводы к главе 4	148

ГЛАВА 5. ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ И ТЕРМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА КЛИМАТИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ТЕПЛО-ВЛАГООБМЕН В ПРИРОДНЫХ ЗОНАХ	150
5.1. Введение.....	150
5.2. Летнее положение климатологических фронтов на равнинах России	151
5.2.1. Арктический фронт.....	151
5.2.2. Полярный фронт	159
5.3. Вклад температуры воздуха, температуры поверхности океана, общей циркуляции атмосферы в изменчивость тепло-влагообмена	164
5.3.1. Субарктическая зона.....	168
5.3.2. Бореальная зона.....	171
5.3.3. Суббореальная зона	173
5.4. Влияние смены фаз АО SCAND и EAWR на турбулентный тепло- влагообмен	175
5.5. Выводы к главе 5	180

ГЛАВА 6. СОПРЯЖЁННОСТЬ ТУРБУЛЕНТНОГО ТЕПЛО-ВЛАГООБМЕНА И ХАРАКТЕРИСТИК ПОВЕРХНОСТИ В ПЕРВОЙ ЧЕТВЕРТИ XXI ВЕКА.....	182
6.1. Введение.....	182
6.2. Свойства поверхности и их связь с климатическими параметрами ..	184
6.2.1. Характеристики поверхности: Al , T_s и $NDVI$	184
6.2.2. Изменение свойств поверхности	191
6.2.3. Связи климатических параметров и характеристик поверхности	195
6.3. Структура взаимосвязи турбулентного тепло-влагообмена и характеристик поверхности.....	197
6.3.1. Влияние характеристик поверхности на тепло-влагообмен	197
6.3.2. Влияние тепло-влагообмена на подстилающую поверхность .	201
6.3.3. Взаимосвязь тепло-влагообмена и $NDVI$ и их тренды	204
6.3.4. Схема взаимосвязи турбулентного тепло-влагообмена и характеристик поверхности для ландшафтов ЕТР и Западной Сибири в тёплый период	213
6.4. Выводы к главе 6	217
ГЛАВА 7. ВЫДЕЛЕНИЕ АРЕАЛОВ С ДЕГРАДИРОВАННОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТЬЮ НА ОСНОВЕ ТИПА ТЕРМОРЕГУЛЯЦИИ ПОВЕРХНОСТИ	219
7.1. Введение.....	219
7.2. Определение типа терморегуляции поверхности	221
7.3. Летние изменения типа терморегуляции поверхности	227
7.3.1. Субарктическая зона.....	227
7.3.2. Бореальная зона.....	231
7.3.3. Суббореальная зона	232
7.4. Выводы к главе 7	234

ГЛАВА 8. ПЕРЕХОДНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ ЗОНЫ И ИХ ДИНАМИКА	236
8.1. Введение.....	236
8.2. Переходная климатическая зона на севере ЕТР и Западной Сибири	237
8.2.1. Циркуляционные факторы и индикаторы	237
8.3.2. Зонально-климатический рубеж на севере ЕТР	240
8.2.3. Зонально-климатический рубеж средней тайги Западной Сибири	247
8.3. Переходная климатическая зона юга ЕТР	254
8.3.1. Теоретические основы и индикаторы	254
8.3.2. Климатические изменения южной переходной зоны ЕТР	259
8.3.3. Комплексная характеристика зонально-климатического рубежа в Оренбургской области	263
8.4. Вывод к главе 8.....	265
ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ.....	267
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	272
ПРИЛОЖЕНИЕ 1.....	332
ПРИЛОЖЕНИЕ 2.....	333

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

ЕТР – Европейская часть России

ЗС – Западная Сибирь

АФ – Арктический фронт

ПФ – Полярный фронт

Тв – приповерхностная температура воздуха

ТПО – температуры поверхности океана

Pr – осадки

Al – альбедо поверхности

Ts – радиационная температура поверхности

NDVI – нормализованный вегетационный индекс

Ev – эвапотранспирация

Sw – влажность почвы

U – скорость ветра

SH – поток явного тепла

LH – поток скрытого тепла

Bo – отношение Боуэна ($Bo = SH / LH$)

MD – средняя проинтегрированная дивергенция влаги

NAO – Северо-Атлантическое колебание

АО – Арктическое колебание

SCAND – Скандинавская циркуляционная мода

ЕА – Восточно-Атлантическая циркуляционная мода

ЕAWR – колебание «Восточная Атлантика – Западная Россия»

PNA – Тихоокеанско-Североамериканское колебание

ВВЕДЕНИЕ

Постановка проблемы

Понимание климатических взаимодействий в системе «атмосфера – подстилающая поверхность» фундаментально для прогноза состояния природной среды. Эти взаимодействия активно трансформируются под влиянием глобального потепления, заметно усилившегося с конца 1970-х годов (Груза, Ранькова, 2012; Переведенцев и др. 2019; IPCC, 2021). Потепление климата воздействует на температуру, режим осадков, тепло-влагообмен и свойства поверхности и пространственно-временные контрасты ключевых климатических параметров (Золотокрылин и др., 2007; Виноградова, Титкова, 2024; Мячина и др., 2022; Семенов, Алешина, 2021; Barriopedro et al., 2006; IPCC, 2021; Tabari, 2021; Krivoguz, 2025; Marshall, 2021; Vu et al., 2024).

В системе «атмосфера – подстилающая поверхность» особую роль играют нерадиационные турбулентные потоки явного и скрытого тепла. Они являются фундаментальным механизмом тепло-влагообмена, напрямую определяя состояние и функционирование экосистем (Мохов, 2022; Ольчев и др., 2017; Репина, 2023; Trenberth et al., 2009). Поток явного тепла формирует тепловой режим приземного воздуха, а поток скрытого тепла служит прямым индикатором влагообмена экосистемы. Вместе они составляют доминирующую часть нерадиационного энергетического баланса, выступая количественной мерой жизнедеятельности и изменчивости ландшафтов, определяя их продуктивность. Изменения этих потоков могут иметь серьёзные последствия для экосистем и человека (Герасимов, 1985; Голицын Г.С., 2019; Прищепов и др., 2021; Репина и др., 2024; Tchebakova et al., 2022).

Основные механизмы климатического взаимодействия в системе «атмосфера – подстилающая поверхность» изучены достаточно глубоко и отражены в работах многих исследователей (Базилевич и др., 1986; Кислов,

2001; Кондратьев, 2004; Переведенцев и др., 2017; Шмакин, 2006; Gray et al., 2010; Jones et al., 1986 и др.). Накоплен значительный объём знаний о влиянии глобального потепления на климатическую систему (Второй..., 2014; Груздев, Лобанов, 2025; Мохов, 1993; Семенов, 2012; Третий..., 2022; Williams et al., 2007). Исследовались частные вопросы изменения температуры, осадков, баланса тепло-влагообмена, а также поглотительная и отражательная способности поверхности в природных зонах (Анисимов и др., 2011; Белоновская и др., 2016; Кренке, Золотокрылин, 1984; Лупян и др., 2007; Wen et al., 2011 и др.). Было установлено, что характер связи климата и растительности не универсален и зависит от зональных, экосистемных и антропогенных факторов (Defriez, Reuman, 2017; Eisfelder et al., 2025; Shi et al., 2025). Существует понимание концепции критических переходов, когда экосистемы способны долгое время сопротивляться изменениям, но могут резко переходить в новое состояние при достижении пороговых условий (Moss et al., 2024; Osland et al., 2025).

При этом большинство современных работ, посвящённых исследованию изменения климата, сосредоточены либо на анализе трендов отдельных показателей (Wu et al., 2023; Eisfelder et al., 2025 и др.), либо на выявлении статистических связей между ними (Lawal et al., 2021; Mehmood et al., 2024; Petropoulos, Lekka, 2024 и др.). Комплексные процессы, характеризующие климатическую изменчивость и продуктивность системы «атмосфера – подстилающая поверхность», включая синхронность изменений режимов нерадиационного турбулентного обмена, а также поглотительной и отражательной способностей подстилающей поверхности, остаются малоизученными (Fisher et al., 2020; May et al., 2020; Chen et al., 2016; Malhi et al., 2021; Hultgren et al., 2025 и др.). Понимание климатической динамики этих изменений в природных зонах позволит прогнозировать как негативные, так и потенциально благоприятные последствия для природных систем и человека.

Актуальность исследования

Актуальность исследования изменений турбулентного тепло-влагообмена и поглощательной и отражательной способности подстилающей поверхности, включая такие характеристики, как альbedo, радиационная температура и вегетационный индекс, на равнинах России (Восточно-Европейской и Западно-Сибирской) в первой четверти XXI века обусловлена решением фундаментальных и прикладных задач.

Научно-методологический аспект заключается в комплексной количественной оценке климатической изменчивости с учётом турбулентных потоков тепло-влагообмена и характеристик поверхности в тёплый период вдоль широтного профиля двух макрорегионов, что позволяет выявить универсальные и региональные закономерности.

Экологический фактор входит в актуальность тем, что чувствительность экосистем к климату может как усиливать, так и смягчать климатические колебания в зависимости от природной зоны. Трансформация климата влияет на турбулентные потоки тепла, альbedo, радиационную температуру и вегетационный индекс, что ослабляет или усиливает связи в климатической системе. Эти процессы требуют количественной оценки.

Социально-экономический фактор заключается в том, что оценка продуктивности агро- и экосистем, прогнозирование урожайности напрямую зависят от учёта потоков тепла и влаги, а данные дистанционного зондирования являются основой мониторинга состояния посевов и лесов.

Таким образом, актуальность исследования связана с необходимостью расширить фундаментальные знания о комплексной климатической изменчивости системы «атмосфера – подстилающая поверхность» в вегетационный период, включая режимы нерадиационного турбулентного обмена (потоков явного и скрытого тепла) и поглощательной и отражательной способности подстилающей поверхности (альbedo, радиационной температуры, вегетационного индекса), что необходимо для оценки последствий современного изменения климата с учётом зональной специфики природных территорий.

Цель

Выявить закономерности комплексной изменчивости климатических характеристик, параметров турбулентного тепло-влагообмена, а также отражательных и поглощательных свойств подстилающей поверхности в пределах природных зон равнинной территории России в тёплый период первой четверти XXI века. Обосновать методику дешифрирования ареалов с деградированной растительностью природного и антропогенного происхождения с использованием данных дистанционного зондирования Земли.

Задачи исследования

1. Получить количественные оценки изменений климатических режимов природных зон равнин России в первой четверти XXI века по сравнению со второй половиной XX века.
2. Установить изменение пространственной структуры турбулентного тепло-влагообмена тёплого периода с выделением и количественным описанием региональных энергоактивных зон равнин России.
3. Оценить влияние приповерхностной температуры воздуха, температуры поверхности океана, а также общей циркуляции атмосферы на изменчивость турбулентного тепло-влагообмена тёплого периода в природных зонах равнин России.
4. Получить количественные оценки альбедо поверхности, радиационной температуры, вегетационного индекса и их изменения и исследовать их связь с турбулентным тепло-влагообменом в природных зонах равнин России.
5. Обосновать методику дешифрирования ареалов с деградированной растительностью природного и антропогенного происхождения на основе определения типа терморегуляции поверхности с использованием данных дистанционного зондирования Земли.
6. Выявить изменчивость переходных климатических зон в тёплый период.

Объект исследования

Климатическая изменчивость природных зон равнин России.

Предмет защиты

Предметом защиты является решение крупной научной проблемы – комплексное определение закономерностей пространственно-временной климатической изменчивости природных зон равнин России, включая турбулентный тепло-влагообмен, а также отражательные и поглощательные свойства поверхности, в тёплый период первой четверти XXI века. Обоснование методики дешифрирования ареалов с деградированной растительностью по данным дистанционного зондирования Земли.

Положения, выносимые на защиту

1. Из-за роста температуры и разнонаправленности трендов осадков климатические режимы в южных секторах природных зон (от тундры до сухой степи) в первой четверти XXI века вышли за границы климатической нормы и демонстрируют значения, типичные для более южных ландшафтов, что указывает на климатическую трансформацию природных зон равнин России.
2. Изменение турбулентного тепло-влагообмена тёплого периода в современный период (1991-2020 гг. относительно 1961-1990 гг.) проявилось статистически значимым усилением потоков явного тепла с максимумом до 17% в суббореальной зоне, значимым ростом потока скрытого тепла в субарктике и бореальной зоне до 10% и его тенденцией к снижению в суббореальной зоне до –6%. Бореальные леса и сухие степи выделяются как региональные зоны высокой пространственной контрастности тепло-влагообмена до 1 МДж на 1° широты и долготы.

3. Общий вклад колебаний приповерхностной температуры воздуха, температуры поверхности океана, общей циркуляции атмосферы в изменчивость тепло-влагообмена достигает в субарктике 90%, в бореальной зоне 40% и в суббореальной 60%. Приповерхностная температура выступает наиболее информативным предиктором этой изменчивости во всех зонах.
4. Природные зоны различаются диапазонами и характером статистических связей между альбедо поверхности, радиационной температурой, вегетационным индексом, которые в свою очередь значимо взаимосвязаны с турбулентным тепло-влагообменом в пространственном диапазоне от подтаёжной зоны до полупустыни.
5. Ареалы с радиационным типом терморегуляции выделяются по обратной связи между альбедо поверхности и радиационной температурой, служат индикаторами деградации поверхности вследствие климатических флуктуаций и антропогенной нагрузки.
6. Наиболее стабильными индикаторами квазистационарных зонально-климатических рубежей (зон максимальной контрастности климатических характеристик) в Большеземельской тундре, в зоне средней тайги Западной Сибири и в сухостепной зоне ЕТР являются горизонтальные градиенты потоков явного и скрытого тепла, вегетационный индекс и эвапотранспирация.

Научная новизна

Научная новизна заключается в том, что впервые:

1. Проведена комплексная оценка диапазонов климатических параметров в природных зонах равнин России в первой четверти XXI века относительно второй половины XX века и выявлены статистически значимые изменения климатических условий природных зон.

2. Описано изменение пространственно-временной структуры турбулентного тепло-влагообмена тёплого периода в субарктической, бореальной и суббореальной зонах равнин России в первой четверти XXI века, характеризующее отклик на современные климатические изменения. Выделены региональные энергоактивные природные зоны, являющиеся ключевыми регионами воздействия климатических изменений на продуктивность экосистем.
3. Оценено влияние повышения температуры воздуха и океана, колебаний циркуляции атмосферы, а также контрастности климатических характеристик на Арктическом и Полярном фронтах на региональные процессы тепло-влагообмена на равнинах России.
4. По данным дистанционного зондирования Земли определены диапазоны, характер связи и динамика альбедо поверхности, радиационной температуры и вегетационного индекса как индикаторы климатически обусловленной динамики ландшафтов, что расширяет теоретическую базу ландшафтной климатологии.
5. Предложен и теоретически обоснован метод выявления ареалов с деградированной растительностью природного и антропогенного происхождения по данным дистанционного зондирования Земли на основе определения терморегуляции поверхности, что создаёт объективный инструмент для выявления и оценки динамики очагов деградации поверхности.
6. Определена структура зонально-климатических рубежей на основе летней контрастности климатических параметров, тепло-влагообмена и характеристик поверхности, что даёт основу для отслеживания и прогнозирования смещения климатических границ природных зон на фоне изменения климата.

Научная и практическая значимость

Научная значимость исследования заключается в разработке и реализации комплексного подхода к оценке климатической изменчивости природных зон равнин России, который интегрирует анализ турбулентного тепло-влагообмена, характеристик поверхности и их динамики под влиянием глобального потепления и циркуляционных факторов в первой четверти XXI века. Ключевым результатом стало выявление количественных изменений турбулентных потоков тепло-влагообмена и поглощательных и отражательных свойств подстилающей поверхности, а также их взаимосвязей в природных зонах равнин России. Особую ценность представляет анализ переходных природных зон, выступающих индикаторами климатических изменений.

Прикладное значение результатов определяется методом, разработанным на основе данных дистанционного зондирования Земли. Методика предусматривает выявление ареалов деградации растительности по типу терморегуляции поверхности независимо от природной зоны и оперативно и объективно определяет деградацию экосистем. Определение диапазонов и сочетаний характеристик подстилающей поверхности в их трансформации под влиянием изменений тепло-влагообмена формирует современный инструмент для эффективного применения спутникового мониторинга для наблюдения за экосистемами.

Таким образом, полученные результаты и разработанный методический аппарат развивают теоретические основы ландшафтной климатологии, расширяя представления о механизмах климатической трансформации природных зон равнин России на фоне глобального роста температуры, что открывает новые возможности для системного контроля и оценки уязвимости экосистем.

Территория

Рассматриваются основные природные зоны (субарктическая, бореальная, суббореальная) равнин Европейской части России и Западной Сибири.

Период исследования

Исследуется вторая половина XX – первая четверть XXI века, что охватывает этап климатической стабильности и фазу интенсивного потепления, начавшуюся в 1970-х годах (Третий..., 2022). Ключевое внимание уделяется оценке климатической изменчивости тёплого периода, когда межширотные различия в поступлении солнечной радиации и условиях увлажнения проявляются наиболее контрастно. Использован подход синхронных наблюдений в пространственном диапазоне от тундры до полупустынь. Это позволило провести межзональное сравнение турбулентного тепло-влагообмена и отражательных и поглощательных свойств поверхности природных зон в фазу активной вегетации. Для субарктической зоны (тундра, тайга) использовались данные за июнь – август, для суббореальной зоны – с апреля по сентябрь. Для ряда характеристик привлекались годовые значения.

Данные и методы исследования

Анализировались данные гидрометеорологических наблюдений Росгидромета, архивы атмосферных реанализов, материалы мониторинга дистанционного зондирования Земли. Интеграция баз данных позволила оценить пространственно-временное изменение климата.

Проведена оценка погрешности турбулентных потоков явного и скрытого тепла на основе реанализа ERA5-Land с данными наблюдений субарктической, бореальной и суббореальной зон всего северного полушария.

Был применён широкий спектр методов статистической обработки данных в пакете анализа MATLAB, для которого автором были написаны специальные программы. Количественно оценивались климатические изменения, а также связи между изучаемыми параметрами. Показаны региональные энергоактивные природные зоны. Предложен и теоретически обоснован метод выявления ареалов с деградированной растительностью на основе определения терморегуляции поверхности. Выделены зонально-климатические рубежи на основе максимальной контрастности климатических характеристик.

Результаты, положенные в основу диссертационной работы

Результаты получены в рамках научных программ и проектов: ГЗ № FMWS-2024-0001 (2024/2028); ГЗ № FMGE-2019-0009 (2019/2022); грант Министерства образования и науки Российской Федерации (соглашение № 075-15-2024-554 от 24 апреля 2024 г.); РНФ № 23-27-00047 (2023/2024); РНФ № 16-17-10236 (2016/2020); РГО-а № 17-05-41085 (2017–2019); РФФИ № 17-05-00245 (2017/2019); РФФИ № 17-05-00518 (2017/2019); РФФИ № 18-05-60216 (2018/2020).

Личный вклад автора

Все представленные результаты в диссертации были получены автором лично либо в соавторстве с российскими коллегами А.Н. Золотокрылиным, В.В. Виноградовой, Е.А. Черенковой, А.Ю. Михайловым. В работах, относящихся к выносимым на защиту результатам и выполненным в соавторстве, основная идея исследования принадлежала автору.

Апробация работы

По теме диссертации опубликовано 60 работ (51 в рецензируемых журналах и 9 в монографиях и книгах), входящих в перечень ведущих

рецензируемых научных журналов, определяемых в соответствии с рекомендацией Комиссии (БАК): Journal of Applied Meteorology and Climatology, Journal of Arid Environments, Water Resources, «Метеорология и гидрология», «Известия РАН. Серия географическая», «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», «Фундаментальная и прикладная климатология», «Арктика: экономика и экология», «Аридные экосистемы», «Лёд и Снег», «Исследование Земли из космоса», «Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем», «Криосфера Земли».

Результаты исследования по диссертационной работе были представлены на 40 всероссийских и международных научных конференциях: Международная конференция IRC 2026, Istanbul; Международная конференция «Актуальные проблемы гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды в условиях изменяющегося климата», 2026 г.; The Egyptian Geographical Society, IGU Egypt 2025; Международная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», 2014–2026 гг.; Конференция «Турбулентность, динамика атмосферы и климата», 2024 г.; Всероссийская конференция «Изменения климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования», 2023 г.; II Лавёровские чтения – Арктика: актуальные проблемы и вызовы, 2023 г.; CRYOSPHERE 2022, Reykjavík, Iceland; Конференция «Деградация земель и опустынивание: проблемы устойчивого природопользования и адаптации», 2021 г.; Всероссийская конференция «Климатические изменения и сезонная динамика ландшафтов», Екатеринбург, 2021 г.; 9-й Международный симпозиум «Степи северной Евразии» (степной форум РГО), 2021 г.; XXVI Международный симпозиум «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы», 2020 г.; 26th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics, 2020 г.; Всероссийская конференция памяти академика А.М. Обухова «Турбулентность, динамика атмосферы и климата»,

2020 г.; Вторая всероссийская научная конференция «Мониторинг состояния и загрязнения окружающей среды. Экосистемы и климат Арктической зоны», 2020 г.; International online conference «Weather and Climatic Extremes: Data, Analysis and Impact, WCEDAI», 2020 г.; Международная конференция «Современные проблемы гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды на пространстве СНГ», 2020 г.; Вторая всероссийская научная конференция «Мониторинг состояния и загрязнения окружающей среды. Экосистемы и климат Арктической зоны», 2020 г.; Международная научно-практическая конференция «Морские исследования и образование: MARESEDU-2019»; Международная конференция, посвящённая 50-летию совместной Российско-Монгольской палеонтологической экспедиции и совместной Российско-Монгольской комплексной биологической экспедиции РАН и АНМ, 2019 г.; Международная конференция «Государственное управление и развитие России: национальные цели и институты», 2019 г.; «Объединённая конференция: экология, экономика, информатика», 2018 г.; Международная конференция к 100-летию ИГ РАН «Практическая и география и вызовы XXI века», 2018 г.; Восьмой международный симпозиум «Степи северной Евразии», 2018 г.; «Турбулентность, динамика атмосферы и климата. 100-летие со дня рождения Обухова», 2018 г.; XXIII International symposium, atmospheric and ocean optics, atmospheric physics, 2017 г. Также доклады проводились на научном семинаре лабораторий климатологии и гидрологии ИГ РАН.

Структура и объём работы

Работа состоит из введения, 8 глав, заключения и основных выводов, списка литературы из 465 наименования. В ней содержатся 334 страниц текста, 32 таблицы, 85 рисунков, 2 приложения.

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность своему научному консультанту, многолетнему вдохновителю – д.г.н., профессору Александру Николаевичу Золотокрылину, чья поддержка на протяжении многих лет вдохновляли на проведение данного исследования. Автор выражает глубокую признательность д.ф.-м.н., академику РАН Владимиру Анатольевичу Семенову за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению работы, и за помощь в подготовке диссертации. Автор выражает глубокую благодарность своим постоянным соавторам д.г.н. Елене Анатольевне Черенковой, к.г.н. Вере Владимировне Виноградовой, к.г.н. Валерии Васильевне Поповой, к.г.н. Туркову Дмитрию Владимировичу, к.г.н. Китаеву Льву Михайловичу за многолетнюю плодотворную совместную работу, ценные советы, внимание к работе и содействие на различных этапах исследования. Автор благодарит сотрудников лаборатории климатологии, гидрологии, гляциологии ИГ РАН за доброжелательные советы и содержательные обсуждения результатов работы.

ГЛАВА 1. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ С АТМОСФЕРОЙ В ПРИРОДНЫХ ЗОНАХ

1.1. Механизмы переноса тепла и влаги в системе «подстилающая поверхность – природная зона»

В последние десятилетия климатические изменения различной интенсивности становятся всё более заметными (Груза, Ранькова, 2012; Горбатенко и др., 2020; Долгов, Коронкевич, 2018; Дроздов и др., 2023; Елисеев и др., 2015; Кислов, 2001; Кондратьев, 2004; Лобанов и др., 2023; Мохов, 2022; Панин, Дианский, 2015; Переведенцев и др., 2017; Fyfe et al., 2013; Semenov, Latif, 2010; Sorte et al., 2021; Tabari, 2021; Wen et al., 2011 и др.). Обмен энергией и массой между подстилающей поверхностью и атмосферой – фундаментальный процесс, определяющий климат, погоду и функционирование экосистем Земли. Этот непрерывный обмен включает разнообразные механизмы переноса тепла и влаги. Свойства поверхности, в частности наличие растительности, играют ключевую роль в формировании микроклимата и распределении турбулентных потоков тепло-влагообмена. Именно они определяют интенсивность взаимодействия природной зоны с атмосферой, влияя на региональные климатические условия. Таким образом, связь между характеристиками подстилающей поверхности и процессами внутри природных зон можно охарактеризовать как взаимозависимое и взаимовлияющее сосуществование в единой системе.

Современные изменения климата представляют собой сочетание естественной изменчивости и антропогенного тренда глобального потепления (Chen, Tung, 2014; Trenberth, Fasullo, 2013; Tung, Zhou, 2013). Эти изменения вносят коррективы в механизмы взаимодействия поверхности и атмосферы, которые могут по-разному проявляться в природных зонах – как по направлению, так и по интенсивности.

Ключевым аспектом функционирования системы «подстилаящая поверхность – природная зона» является радиационный баланс (процесс поглощения и трансформации солнечной энергии). Он определяется как разность между поглощённой солнечной радиацией и эффективным излучением поверхности (Будыко, 1958):

$$R = (Q + q + Ea) - (Al + E), \quad (1)$$

где R – радиационный баланс, Q – прямая солнечная радиация, q – рассеянная солнечная радиация, Ea – длинноволновое излучение атмосферы, Al – отражённая радиация (альбедо), E – собственное длинноволновое излучение земной поверхности.

Сумма радиационного баланса на уровне земной поверхности представляется как:

$$R = (Q + q) \times (1 - Al) - I, \quad (2)$$

где I – эффективное излучение (разность между приходом и расходом тепла на земной поверхности, обусловленная собственным излучением поверхности и противоизлучением атмосферы).

Как видно из уравнений, характер подстилающей поверхности (например, арктические пустыни, леса, песчаные пустыни, водные объекты и другие) существенно влияет на радиационный баланс благодаря различиям в теплоёмкости, а также в поглощательной и отражательной способностях поверхности.

Другим ключевым фактором взаимодействия в системе «подстилаящая поверхность – природная зона» является тепло-влагообмен. Радиационный баланс уравнивается нерадиационными потоками тепла. Температура деятельной поверхности определяется её тепловым балансом. На поверхность поступает суммарная радиация и встречное излучение атмосферы, часть которой поглощается. Одновременно поверхность излучает тепло в атмосферу. Кроме того, теплообмен с атмосферой осуществляется путём

турбулентной теплопроводности, также за счёт фазовых переходов влаги поверхность получает тепло при конденсации водяного пара (выделение удельной скрытой теплоты парообразования) и теряет его при испарении (переход тепла в скрытую форму).

Уравнение теплового баланса является частной формулировкой закона сохранения энергии и представляет собой алгебраическую сумму всех приходных и расходных тепловых потоков на поверхности, которая должна быть равна нулю:

$$R + P + G + LE_0 = 0, \quad (3)$$

где R – радиационный баланс, P – передача тепла путём теплопроводности, G – теплообмен с почвой, LE_0 – потеря или приход тепла при испарении, L – удельная теплота испарения, E – масса испарившейся или сконденсировавшейся воды.

Возможность определения типа регулирования температуры поверхности по связи альбедо поверхности – радиационная температура возникает в результате анализа формулы для температуры поверхности, выведенной из уравнения теплового баланса земной поверхности (Будыко, 2020):

$$T_s = \frac{LE_0 + SH + B}{R_0 + 4Al\sigma T_B^3} + T_B, \quad (4)$$

где T_s – радиационная температура, L – скрытая теплота испарения, E_0 – испаряемость, SH – турбулентный поток тепла, B – теплообмен с нижележащим слоем почвы, R_0 – радиационный баланс увлажнённой поверхности, Al – альбедо поверхности, T_B – температура воздуха.

Таким образом, на температуру поверхности кроме альбедо влияют одинаковое количество факторов независимо от природной зоны.

В системе «атмосфера – подстилающая поверхность», согласно закону сохранения энергии (первому закону термодинамики), энергия не может ни

создаваться, ни уничтожаться, а только переходить из одного вида в другой. Изменение внутренней энергии системы при переходе её из одного состояния в другое равно сумме работы внешних сил и количества теплоты, переданного системе:

$$\Delta U = Q + A, \quad (5)$$

где ΔU – изменение внутренней энергии системы (разница между конечной и начальной энергией), Q – теплота, переданная системе ($Q > 0$ при нагревании, $Q < 0$ при охлаждении), A – работа, совершённая над системой ($A > 0$, если энергия поступает, $A < 0$, если система совершает работу).

Подводимое к системе тепло либо увеличивает её внутреннюю энергию, либо совершает работу, либо делает и то, и другое одновременно. Второй закон термодинамики устанавливает необратимость реальных процессов, подчёркивая их естественную направленность. Например, тепло самопроизвольно передаётся только от более горячего тела к более холодному. Таким образом, для простой экосистемы возможны два состояния с точки зрения баланса энергии.

Первое состояние – стационарное: приток энергии равен её потерям. Количество энергии в системе остаётся постоянным, а её изменение равно нулю (хотя сама система обладает определённым запасом энергии). Приток, как правило, обеспечивается солнечной радиацией, а потери представляют собой комбинацию радиационного излучения, тепловой, кинетической и потенциальной энергий, которые непрерывно преобразуются друг в друга. Такие параметры, как температура и влажность воздуха, служат косвенными показателями запасов тепла и влаги в атмосфере и связаны с процессами тепло- и влагооборота в системе «Земля – атмосфера». Перенос энергии внутри системы осуществляется радиационным путём, а также за счёт турбулентного обмена и молекулярной теплопроводности.

Второе состояние – динамическое: приток энергии равен потерям в сочетании с изменением запаса энергии в системе. Для большинства природных систем равенство притока и потерь выполняется лишь в среднем за длительные периоды, например, за год. На коротких интервалах разница между притоком и потерями приводит к аккумуляции энергии в системе. Положительный баланс, когда приток превышает потери, увеличивает энергозапас системы. Например, накопление тепловой энергии в системе «почва – атмосфера» сопровождается повышением температуры почвы и воздуха. Внутрисистемное перераспределение энергии возможно благодаря способности компонентов поглощать, аккумулировать и излучать энергию, а также передавать тепло посредством молекулярной и турбулентной теплопроводности.

1.2. Энергетическая оценка потоков в радиационном балансе

Энергетический баланс Земли – это фундаментальный фактор, определяющий климатические условия на планете (IPCC, 2022). В устойчивом климате приходящая и уходящая лучистая энергия находятся в равновесии, однако вокруг этого состояния наблюдаются колебания, обусловленные внутренней изменчивостью климатической системы (Brown et al., 2014; Palmer, McNeall, 2014). Баланс энергии на поверхности особенно важен для нерадиационных компонент системы, таких, как турбулентные потоки явного и скрытого тепла.

Благодаря прогрессу в методах прямых наблюдений, спутникового мониторинга и численного моделирования процессы энергообмена в настоящее время оцениваются с высокой точностью (Potter, Cess, 2004; Trenberth, Fasullo, 2010; Wang, Su, 2013; Dolinar et al., 2014). Тем не менее, оценки величин компонентов энергетического баланса на поверхности и в атмосфере, представленные в научной литературе, существенно различаются даже в глобальном среднегодовом масштабе (Будыко, 1956; Wild et al., 2013a;

Stephens et al., 2012; Li et al., 2013 и др.). Определение неопределённостей нерадиационных турбулентных потоков явного и скрытого тепла над сушей осложнено их значительной пространственно-временной изменчивостью, а также использованием разнородных наборов данных, что может приводить к расхождениям в оценках на уровне 10–20% (L'Esuyer et al., 2015; IPCC, 2022).

Согласно исследованиям (Wild et al., 2015, 2019), бо́льшая часть нерадиационных компонентов энергетического баланса поверхности Земли (чистое излучение) составляет в среднем около 70 Вт/м² (см. рис. 1.1, табл. 1.1) и расходуется на потоки явного (32 Вт/м²) и скрытого тепла (38 Вт/м²).

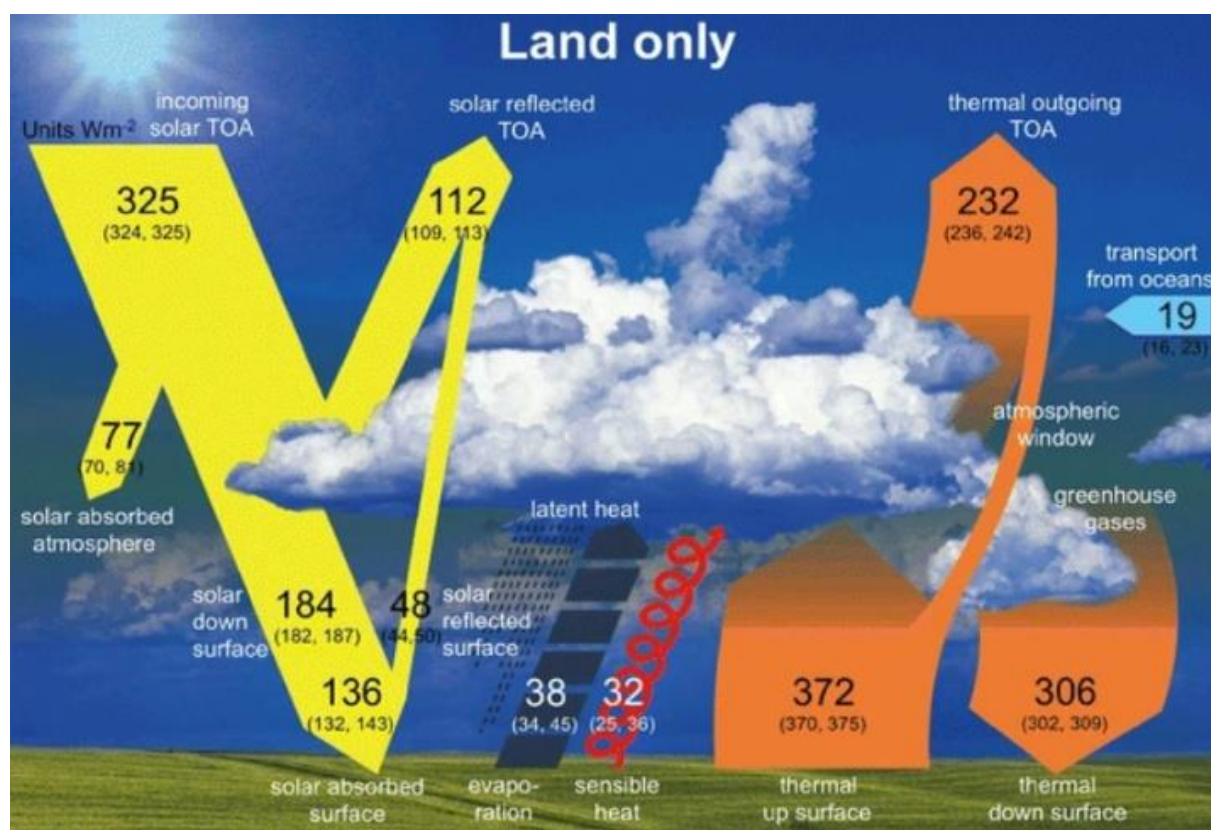


Рис. 1.1. По (Wild et al., 2015) оценки величины среднегодовых компонентов энергетического баланса, усреднённых по суше, вместе с их диапазонами неопределённости, отражающими климатические условия начала XXI века, Вт/м².

Таблица 1.1. Энергетический баланс суши (Вт/м^2), основанный на прямых наблюдениях и климатических моделях CMIP5 (Wild et al., 2015).

Компоненты	Среднее	Диапазон	Стандартное отклонение
Нисходящая коротковолновая радиация	191.9	41.3	9.7
Отражённая коротковолновая радиация	−50.8	20.9	4.4
Поглощённая коротковолновая радиация	141.1	32.5	7.5
Длинноволновое излучение атмосферы	301.8	33.3	7.2
Собственное длинноволновое излучение земной поверхности	−370.3	21	4.4
Эффективное излучение	−68.6	26.2	6
Радиационный баланс	72.5	28.7	5.4
Турбулентный поток скрытого тепла	−40.4	14.4	3.8
Турбулентный поток явного тепла	−31.3	26.8	5.1

Данные реанализа ERA-Interim дают схожую среднюю оценку для потока явного тепла на суше – около 32 Вт/м^2 , однако в этих архивах, как было отмечено, переоценена влажность почвы, особенно в засушливых регионах (Trenberth and Fasullo, 2013; Albergel et al., 2012). Модели проекта CMIP5 демонстрируют значительный разброс в оценках среднего потока явного тепла для суши, значения колеблются в диапазоне от 25 до 36 Вт/м^2 , что определяет текущий уровень неопределённости (Wild et al., 2015; Trenberth et al., 2009; Berrisford et al., 2011).

Для потока скрытого тепла оценки также разнятся. Согласно работе (Jimenez et al., 2011), средний поток скрытого тепла на суше составляет 45 Вт/м^2 . Проект GEWEX LandFlux приводит мультимодельную оценку в $38.0 \pm 3 \text{ Вт/м}^2$, что близко к значению 38.5 Вт/м^2 , полученному на основе баланса влаги (Trenberth et al., 2011). Оценка реанализа ERA-Interim (44 Вт/м^2)

примерно на 9% завышена (Berrisford et al., 2011). Аналогичную тенденцию к завышению показывают и некоторые модели CMIP5, что связано с избыточным количеством осадков в их расчётах (Mueller and Seneviratne, 2014). Синтез всех доступных наборов данных LandFlux-EVAL даёт оценку средней эвапотранспирации в 493 мм/год, что соответствует потоку скрытого тепла в 40 Вт/м² (стандартное отклонение 12 Вт/м²) (Mueller et al., 2013). Таким образом, консенсусная оценка среднего потока скрытого тепла для суши находится чуть ниже уровня 40 Вт/м².

Другие нерадиационные составляющие энергетического баланса Земли, такие, как поток тепла в почву или энергия, затрачиваемая на таяние, на многолетней средне-глобальной основе для суши вносят вклад менее 1% (Ohmura, 2004).

1.3. Исследования турбулентного тепло-влагообмена

Теоретические основы развития теории турбулентности и её применения к атмосфере были заложены в трудах Осборна Рейнольдса (Reynolds, 1894), Людвига Прандтля (Prandtl, 1904) и Теодора фон Кармана (Kármán, 1924). Рейнольдс заложил основы теории турбулентности, Прандтль разработал теорию пограничного слоя, а Карман внёс значительный вклад в аэродинамику, открыв, в частности, вихревую дорожку, образующуюся при обтекании тел и описывающую переход от упорядоченного ламинарного течения к хаотическому турбулентному, характеризующемуся нерегулярными пульсациями скорости и давления.

С середины XX века началась активная разработка эмпирических моделей и параметризаций для оценки потоков тепла и влаги на основе градиентов температуры и влажности. Ключевым этапом стало создание теории подобия Монина – Обухова, описывающей структуру турбулентного приземного слоя атмосферы в зависимости от её стратификации (Монин, Обухов, 1954; Монин, Яглом, 1967; Обухов, 1949). Во второй половине

XX века исследования взаимодействия ландшафтов и атмосферы проводились как на локальном, так и на глобальном уровне с учётом свойств подстилающей поверхности (Атлас..., 1963; Кренке, Золотокрылин, 1984; Мировой..., 1974; Оке, 1982; Павлов, 1984; Раунер, 1972; Тепловодообмен..., 2007).

К концу XX века были выявлены основные механизмы и закономерности тепло- и влагообмена на суше и в океане. Развитие численного моделирования позволило воспроизводить поля различных составляющих энергообмена в глобальном масштабе с высоким пространственно-временным разрешением (Марчук и др., 1989а; Milly, 2002 и др.). Были получены количественные оценки пространственно-временной изменчивости потоков, а также было установлено, что ведущую роль в их организации играют синоптические и климатические факторы, в то время как влияние ландшафтов имеет вторичный характер (Шмакин, 2006).

В начале XXI века акцент сместился на обобщение результатов и оценку неопределённостей, обусловленных высокой пространственно-временной изменчивостью потоков. На основе моделирования был уточнён глобальный бюджет поверхностной энергии и радиационного баланса (L'Esuyer et al., 2015; Boeke, Taylor, 2016; Wild, 2017 и др.). Важную роль сыграли проекты сравнения моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО), такие, как Coupled Model Intercomparison Project (CMIP), а также развитие систем реанализа, что способствовало лучшему пониманию климатических изменений энергетических потоков (Wild, 2020; Li et al., 2013). В результате стали развиваться исследования региональных оценок изменений радиационных потоков на поверхности и их вклада в глобальное потепление (Wild, 2016), а также анализироваться климатические обратные связи (Zhang et al., 2018).

Параллельно активно развивались методы дистанционного зондирования для исследования турбулентных потоков. Комбинирование данных активных и пассивных датчиков, наземных наблюдений и модельных

расчётов позволило снизить неопределённость в оценках потоков тепла и влаги (Fisher et al., 2017; Mallick et al., 2016; McCabe et al., 2017a, 2017b; Rodell et al., 2018). В результате независимые оценки глобального энергетического баланса стали сходиться с точностью до нескольких Вт/м² (Hartmann et al., 2013; Kato et al., 2018; L'Ecuyer et al., 2015; Wild, 2017; Wild et al., 2015, 2020). Однако, как отмечается в отчёте межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК, англ. Intergovernmental Panel on Climate Change) (IPCC, 2022), значительные неопределённости сохраняются на региональном уровне (Gulev, Belyaev, 2012; L'Ecuyer et al., 2015; Mueller et al., 2013; Wild et al., 2013, 2015; Wild, 2016).

Развитие инструментальной базы в конце XX века привело к созданию автоматизированных систем для высокочастотных измерений турбулентных потоков энергии и парниковых газов методом Eddy Covariance (вихревой ковариации) или методом турбулентных пульсаций (Цванг, 1960; Раунер, 1972). Теоретической основой метода служит теория локально-изотропной турбулентности Колмогорова – Обухова (Монин, Яглом, 1965; Обухов, 1949), описывающая мелкомасштабную структуру пульсаций. Этот подход считается одним из наиболее точных и теоретически обоснованных для измерения потоков тепла, влаги и газов (Ольчев и др., 2017; Репина, 2023; Burba, 2022; Baldocchi et al., 2020). Но этот подход является трудоёмким и дорогостоящим и обеспечивает ограниченное покрытие. Наземные приборы, такие, как метод вихревой ковариации, обеспечивают прямые измерения, но сталкиваются с проблемами при крупномасштабном использовании из-за отсутствия пространственной и временной изменчивости охвата наблюдений, сложности приборов, трудностей в настройке и стоимости. В настоящее время наземные оперативные сети FLUXNET поддерживают мониторинг в локальном масштабе и с географической неоднородностью. В FLUXNET метод вихревой ковариации используется на всех площадках для

количественной оценки потоков углерода, воды и энергии между биосферой и атмосферой (Baldocchi, 1996, 2001).

Отдельное направление исследований посвящено антропогенному воздействию на тепло-влагообмен, включая влияние вырубки лесов, распашки земель и перевыпаса. Эти факторы изменяют характеристики поверхности и, как следствие, режимы обмена, воздействуя на климатическую систему. Отмечается дефицит данных о турбулентных потоках в антропогенно преобразованных экосистемах, особенно на территории России (Дрозд и др., 2023; Мамкин и др., 2017; Amiro et al., 2006; Carlson, Groot, 1997; Kowalski et al., 2003; IPCC, 2013).

1.4. Современные подходы к моделированию тепло-влагообмена

Исследования тепло-влагообмена в настоящее время базируются на комплексном подходе, объединяющем модели переноса, данные наземных наблюдений и дистанционного зондирования (Гусев, Насонова, 2010; Воеке, Taylor, 2016; Kato et al., 2018; L'Ecuyer et al., 2015; Wild et al., 2015, 2019).

Для изучения взаимодействий в системе «Земля – биосфера» в различных географических масштабах разработано множество моделей тепло-влагообмена с расчётом турбулентных потоков импульса, явного и скрытого тепла. В моделях для замыкания уравнений турбулентности используется теория подобия Монина – Обухова, которая устанавливает универсальные соотношения турбулентного обмена в приземном слое воздуха (Монин, Обухов, 1954). Основная гипотеза заключается в том, что в горизонтально-однородном и стационарном приземном слое характеристики среднего течения и турбулентности зависят от четырёх независимых параметров: высоты над поверхностью, поверхностного трения (или динамической скорости), турбулентного потока тепла у поверхности, параметра плавучести (силы Архимеда), связанного с гравитацией и температурой. Основываясь на анализе размерностей (π -теорема Бакингема), теория подобия Монина –

Обухова утверждает, что безразмерные характеристики потока являются универсальными функциями безразмерного параметра устойчивости.

Модели системы *SVAS (Soil – Vegetation / Snow – Atmosphere System)* «почва – растительный / снежный покров – приземный слой атмосферы» занимают ключевое положение в системе глобальных круговоротов вещества и энергии. Они выступают в качестве связующего звена между процессами на поверхности и атмосферной циркуляцией (Гусев, Насонова, 2010). Функциональная роль *SVAS*-моделей определяется выполнением трёх взаимосвязанных задач. Во-первых, это обеспечение двусторонней связи между подстилающей поверхностью и приземным слоем атмосферы посредством параметризации вертикальных потоков тепла, влаги и импульса, формирующих нижнее граничное условие для климатических моделей. Во-вторых, это интеграция процессов тепло- и влагопереноса, транспирации и перехвата осадков растительностью, а также снегонакопления и снеготаяния, что позволяет замыкать локальные и региональные звенья гидрологического, энергетического и биогеохимического циклов. В-третьих, это предоставление выходных параметров (альбедо, турбулентные потоки, радиационная температура) в качестве граничных условий для моделей общей циркуляции атмосферы (ОЦА) и региональных климатических моделей, что обеспечивает учёт обратных связей между поверхностью и атмосферой. Таким образом, *SVAS*-модели обеспечивают количественное описание потоков энергии, воды и углерода на границе раздела сред, интегрируя процессы в почвенно-растительном блоке с динамикой приземного слоя атмосферы.

Модели подстилающей поверхности суши *LSM (Land Surface Models)* представляют собой специализированный класс моделей системы *SVAS*, ориентированных на количественное описание тепло-влагообмена между подстилающей поверхностью и атмосферой. *LSM* выполняют параметризацию вертикальных потоков явного и скрытого тепла, а также импульса, формирующего нижнее граничное условие для моделей общей

циркуляции атмосферы и региональных климатических моделей. Интегрируются процессы тепло- и влагопереноса, транспирации растительностью, испарения с поверхности почвы и снежного покрова. LSM обеспечивают замыкание локальных и региональных звеньев гидрологического и энергетического циклов, что позволяет учитывать обратные связи в климатической системе при изменении состояния подстилающей поверхности.

Модели *SWAP (Soil – Water – Atmosphere – Plants)* предназначены для детального описания вертикального переноса воды, тепла и растворённых веществ в системе «почва – вода – атмосфера – растения». Этот процесс рассматривается с учётом взаимодействия с приземным слоем атмосферы (Гусев, Насонова, 2010). В отличие от более обобщённых LSM, модели SWAP ориентированы на количественную оценку влагопереноса в зоне аэрации с высоким пространственно-временным разрешением. С их помощью решаются задачи моделирования эвапотранспирации, причём испарение с поверхности почвы и транспирация растительностью учитываются отдельно. Кроме того, модели позволяют рассчитывать вертикальные профили влажности и температуры почвы с учётом корневой системы растений, а также оценивать инфильтрацию, капиллярный подъём и дренаж. Наконец, SWAP дают возможность анализировать влияние антропогенных нарушений (пожары, перевыпас скота) и климатических изменений на водный режим аридных территорий.

Модели взаимодействия Земли и биосферы *LBM_s (Land – Biosphere Models)*, которые имитируют физические процессы на земной поверхности, такие, как поглощение и перераспределение радиации, круговорот воды и углерода, а также обмен с атмосферой (Fisher, Koven, 2020), позволяют оценивать потоки углерода и энергии (явного и скрытого тепла), солнечную радиацию, поверхностный сток и доступную для растений влагу в почве. Вместе с тем LBM_s модели имеют ряд ограничений, обусловленных

математической сложностью описания динамичной и адаптивной природы систем и их взаимодействия с окружающей средой. Это приводит к неполной предсказуемости моделей (Blyth et al., 2021; Fisher, Koven, 2020; Pal, Sharma, 2021).

Модели, управляемые метеорологическими данными (включая динамические глобальные модели растительности), точнее воспроизводят временную изменчивость, но хуже справляются с прогнозированием состояния растительности. Наибольшую точность в оценках пространственно-временной изменчивости валовой первичной продукции демонстрируют гибридные модели, сочетающие метеорологические параметры и спутниковые данные (Blyth et al., 2021; Paciolla et al., 2021).

Модели, основанные исключительно на данных дистанционного зондирования, могут недостаточно точно отражать чувствительность к метеорологическим условиям на коротких временных интервалах и при мозаичности растительного покрова, а также не всегда способны согласовать фотосинтез, вегетационные индексы и эвапотранспирацию (Paciolla et al., 2021; Carlson et al., 2021).

Одно из ключевых направлений в моделировании тепло-влагообмена представляют модели переноса в системе *SVAT (Soil – Vegetation – Atmosphere Transfer)*, то есть «почва – растительность – атмосфера» (Carlson et al., 2021). Они описывают процессы, регулирующие перенос массы и энергии: радиационный баланс, турбулентный обмен, перенос влаги в почве и растениях. Это позволяет получать оценки переменных с высоким временным разрешением. Важной особенностью SVAT является возможность интеграции со спутниковыми данными, что даёт пространственно-временные прогнозы параметров энерго- и влагообмена и помогает учитывать неоднородность подстилающей поверхности (Blyth et al., 2021; Fisher, Koven, 2020; Hou et al., 2023; Paciolla et al., 2021; Pal, Sharma, 2021).

Примером такой модели служит одномерная *SVAT-модель SimSphere* (Petropoulos, Lekka, 2024), которая моделирует потоки энергии (на поверхности почвы, внутри и над растительным пологом), перенос воды и CO₂. Модель прошла валидацию в различных экосистемах и подтвердила реалистичность оценок параметров земной поверхности (Paciolla et al., 2021).

Среди оригинальных разработок выделяется модель локального тепло-влагообмена *SPONSOR*, созданная в Институте географии РАН. Она предназначена для детального описания процессов в системе «почва – растительность – приземный слой воздуха», имеет высокое пространственное и временное разрешение (Шмакин и др., 2009; Шмакин, 2006; Турков и др., 2017). Ключевые особенности модели включают: детальный расчёт радиационного режима с учётом геометрии растительного покрова; многослойное представление почвенного профиля с переносом тепла и влаги; блок транспирации, учитывающий физиологические механизмы устьичной регуляции; расчёт турбулентных потоков на основе теории подобия Монина – Обухова. *SPONSOR* успешно применялась для анализа тепло-влагообмена в природных зонах от тундры до степей и для оценки последствий изменений климата и землепользования.

Таким образом, цели исследования, доступные данные и требуемый масштаб определяют выбор модели. Интеграция подходов, от детальных локальных моделей (*SPONSOR*) до глобальных *SVAT*-моделей, ассимилирующих спутниковую информацию, открывает новые возможности для понимания и прогнозирования состояния природных систем в условиях климатических изменений.

1.5. Роль природных зон в турбулентном тепло-влажностном обмене

Природные зоны с их уникальным растительным покровом играют ключевую роль в тепло-влажностном обмене между поверхностью суши и атмосферой. Ведущими климатическими параметрами, регулирующими энергообмен в тёплый период, являются температура, распределение осадков и скорость ветра. Интенсивность и структура этого обмена варьируются в зависимости от зоны, определяясь уровнем радиационного баланса и количеством осадков, и подчиняются как зональным закономерностям, так и аazonальным особенностям (Исаченко, 1991). Факторы зонообразования (географическое положение, климат, почвы) формируют уникальные экосистемы, адаптированные к специфическим условиям.

На локальном уровне рельеф модифицирует температуру, влажность и ветровой режим. Тип поверхности (лес, степь, тундра), почвы (песок, глина, чернозём), наличие водных объектов напрямую влияют на радиационный баланс и тепло-влажностный обмен, формируя микроклимат приземного слоя. Альbedo поверхности регулирует поглощение солнечной радиации и тепловой режим. Шероховатость влияет на турбулентный перенос тепла, влаги и импульса. Теплофизические свойства подстилающей поверхности (теплоёмкость, теплопроводность) определяют интенсивность теплообмена с атмосферой, внося вклад в региональный климат.

Важно отметить, что суммарная радиация меняется от полюса к экватору постепенно, а вот соотношение потоков явного и скрытого тепла резко изменяется на границах природных зон, и поэтому их вклад в климат оказывается совершенно разным. Согласно оценкам (Кренке, Золотокрылин, 1984; Кренке, 1989), доля потоков явного и скрытого тепла от общих по суше для некоторых зон составляет соответственно: в лесах умеренного пояса – 20% и 23%, в степях – 9% и 7%, в тундре – 6% и 4%.

В тёплый период в *субарктических и северных бореальных ландшафтах* турбулентные потоки тепла в значительной степени обусловлены адвекцией (Тепловодообмен..., 2007; Kodama et al., 2000). Прогрев почвы и воздуха здесь зависит от типа растительности: более густой покров способствует быстрому прогреву подстилающей поверхности (Jacqueline Oehri et al., 2022; Kropp et al., 2020). При этом различия между аналогичными зонами в разных макрорегионах могут быть значительными. Например, для субарктики и тайги Западной Сибири, в отличие от Восточно-Европейской равнины, характерна высокая гидрологическая неоднородность с долей водной поверхности, местами превышающей 50% (Степаненко и др., 2006).

Определяющим параметром для субарктической зоны является температура воздуха, регулирующая вегетационный период. Количество осадков на фоне общей переувлажнённости не играет ведущей роли в энергообмене. Летнее альбедо зависит от наличия снежников, талой воды и растительности. Рельеф и почвы определяют температуру поверхности. В совокупности эти параметры влияют на продуктивность фитомассы и эвапотранспирацию, формируя баланс потоков явного и скрытого тепла.

В *бореальной зоне* годовой радиационный баланс увеличивается от средней тайги к лесостепи, примерно на четверть превышая баланс открытых пространств (Раунер, 1972; Кренке, Золотокрылин, 1984). Растительность, особенно лес, играет ключевую роль в процессах испарения. Лесные экосистемы аккумулируют осадки как в растительном пологе, так и в почве. Объём влаги, которая теряется в результате перехвата кроной и транспирации (процесс испарения воды через устьица листьев), варьируется в зависимости от вида растений, условий произрастания и сомкнутости крон. Например, отдельно стоящее дерево может транспирировать до 200–400 л воды в сутки (Либберт, 1976). В сомкнутых древостоях ёмкость влагозадержания полога составляет 24–46% для хвойных и 21–24% для лиственных пород (Вилли, Детье, 1975). Слабые дожди (до 0.25 мм) могут быть перехвачены пологом

леса полностью, а дожди больше 1 мм теряют на перехвате от 10 до 40% (Либберт, 1976).

Характерное время возврата влаги из почвы в атмосферу в бореальной зоне составляет около месяца. Испарение непосредственно с поверхности почвы здесь невелико – лишь 10–20% от общего объёма эвапотранспирации (суммарного испарения с почвы и водоёмов, транспирации растений), остальные 80–90% приходятся на транспирацию растительностью (Mintz et al., 1983). Вертикальная структура растительности также существенно влияет на тепловой баланс: низкая растительность отдаёт тепло в приземный слой воздуха, тогда как лесной полог эффективно «отводит» тепло в вышележащие слои атмосферы. Ряд исследований подчёркивает важную роль адвекции (переноса) тепла и влаги в испарительных процессах лесов умеренных широт (Singh, Szicr, 1979; Раунер, 1966). Густой лес напрямую определяет такие параметры, как альбедо, радиационная температура и транспирационный потенциал, которые, в свою очередь, формируют баланс потоков явного и скрытого тепла.

Для *суббореальной зоны* (от лесостепи до полупустыни) характерны дефицит влаги и сильная антропогенная трансформация ландшафтов. Травянистые сельскохозяйственные культуры (например, подсолнечник) за счёт транспирации могут терять до 1–2 л воды в сутки (Либберт, 1976). Поверхность пустынных и сильно освоенных территорий быстро прогревается и интенсивно теряет влагу. В условиях высоких летних температур ключевым фактором энергообмена становится количество осадков, которое определяет развитие фитомассы и уровень эвапотранспирации. Высокое альбедо, низкая влажность почв и разреженный растительный покров формируют специфический температурный режим поверхности. Совокупность этих факторов обуславливает баланс потоков явного и скрытого тепла. Распашка земель усиливает этот эффект, дополнительно снижая испарение и повышая температуру приземного слоя воздуха.

Таким образом, взаимодействие подстилающей поверхности с атмосферой, определяемое типом природной зоны, формирует специфику тепло- и влагообмена. Особенности одной и той же зоны в разных макрорегионах зависят от внутреннего перераспределения энергии, которое обусловлено физическими свойствами системы, радиационными характеристиками и способностью аккумулировать энергию, а также интенсивностью турбулентного тепло-влагообмена.

1.6. Энергоактивные зоны

Энергоактивные зоны – это ключевые районы океана и суши, оказывающие наибольшее влияние на процессы в климатической системе (Марчук и др., 1989а; Enfield, Mestas-Nuñez, 1999; Kondrat'ev, Kozoderov, 1986). Они формируются в областях с максимальными контрастами тепло- и влагообмена и разграничивают глобальные структуры балансов тепла и влаги земной поверхности, что тесно связано с особенностями атмосферной циркуляции.

В океане энергоактивные зоны выделяются резко повышенной отдачей энергии, обусловленной сильными горизонтальными градиентами температуры на климатических фронтах. Эта повышенная активность может стимулировать процессы фронтогенеза (Марчук и др., 1989б).

На суше к энергоактивным зонам глобального масштаба относятся тропические леса и пустыни. Доля тропических лесов в глобальном испарении в 3–3.5 раза превышает их долю в площади суши, а вклад тропических пустынь в прямой нагрев воздуха явным теплом также в 3–3.5 раза больше их долевой площади (Кренке, 1989). Региональные энергоактивные зоны суши, характеризующиеся быстрым изменением климатических параметров на относительно коротких расстояниях 100–200 км (так называемые *transitional climate zones*, TCZ), встречаются реже и представляют особый интерес для исследований (Lin et al., 2017).

Этим зонам максимальных контрастов свойственна пространственно-временная динамика границ. Изменение контрастности тепло-влагообмена зависит как от глобальных, так и от региональных климатических изменений и определяется типом природной зоны. Анализ подобных переходных (транзитных) зон в разных частях мира демонстрирует их высокую чувствительность к климатическим колебаниям (Fu, 1992; Krajick, 2018; Lin et al., 2017; Seager et al., 2018).

Для региональных энергоактивных зон характерна ярко выраженная изменчивость отдельных климатических составляющих. В них наблюдаются значительные градиенты температуры, влажности, скорости и направления ветра, а также повышенная климатическая нестабильность. Чёткость границ этих зон зависит от масштаба рассмотрения. Так, резкий переход по какому-либо параметру на одном иерархическом уровне может сглаживаться при анализе на другом (Johnston, 1992). Выявление региональных энергоактивных зон суши и анализ их изменчивости в пространственно-временном аспекте на фоне климатических флуктуаций является ещё одним современным направлением исследований климатической динамики природных зон (Титкова и др., 2020в; Титкова, Золотокрылин, 2021б; Lin et al., 2017).

1.7. Темпы глобального потепления в природных зонах равнин России

Проявления изменения климата на территории России отличаются значительным пространственным разнообразием и приводят к неоднозначным, а зачастую и разнонаправленным последствиям для природной среды (Третий..., 2022). Глобальное потепление оказывает существенное влияние на режим турбулентного тепло- и влагообмена в природных зонах (Голицын, Васильев, 2019; Груза, Ранькова, 2004; Кислов, 2001; Кондратьев, 2004; Munang et al., 2013). Одни из наиболее значительных темпов потепления фиксируются в равнинных экосистемах России, особенно в арктических и субарктических регионах (Алексеев и др., 2017а, 2017б; Груза,

Ранькова, 2012; Третий..., 2022). Так, за период 1972–2010 гг. потепление в умеренных широтах (на $0.75\text{ }^{\circ}\text{C}$) оказалось почти в три раза слабее, чем в приполярных регионах ($2.38\text{ }^{\circ}\text{C}$) (Переведенцев, Шанталинский, 2011).

На рис. 1.2 представлены рассчитанные по данным станционных наблюдений (ВНИИГМИ-МЦД) временные ряды аномалий приповерхностной температуры воздуха для Европейской части России (ЕТР) и Западной Сибири (ЗС) в разрезе широтных зон. Для сравнения на графике приведён ход средней температуры Северного полушария по данным NASA.

В результате видно, что с начала XXI века темпы потепления в высоких широтах ЕТР и ЗС в целом превышают средне-полушарные. В то же время в умеренных и южных широтах этих макрорегионов рост температуры соответствует средним значениям по Северному полушарию.

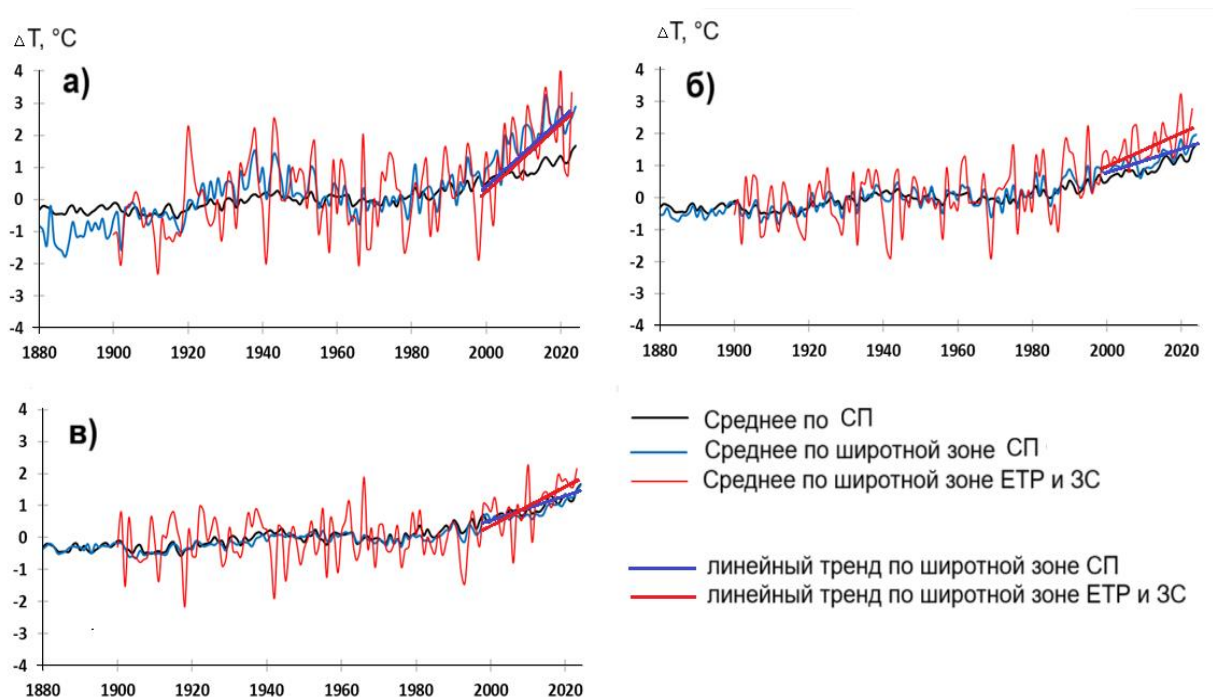


Рис. 1.2. Средние годовые аномалии региональной приповерхностной температуры воздуха на ЕТР и в ЗС (данные ВНИИГМИ-МЦД) по сравнению со средней по Северному полушарию (данные NASA) и их линейные тренды с 2000 г.: а) высокие широты, севернее 64° с.ш., б) умеренные широты, 44° – 61° с.ш., в) суббореальные широты, 24° – 44° с.ш.

Рост температурного фона влечёт за собой каскадные эффекты, влияющие на климат экосистем (рис. 1.3). Изменение общей циркуляции атмосферы (ОЦА) приводит к трансформации влагосодержания воздушного столба, характера радиационного обмена, а также режимов температуры и влажности. В условиях глобального потепления радиационный баланс меняется, увеличивая поглощение солнечной радиации, что особенно заметно сказывается на таянии снежного покрова. Это, в свою очередь, снижает альбедо поверхности, что ведёт к ещё большему поглощению солнечной энергии и дополнительному нагреву – формируется положительная обратная связь (Тепловодообмен..., 2007; Kodama et al., 2000). Повышение концентрации парниковых газов (CO_2 , CH_4 , N_2O и др.) вследствие выбросов углерода из тающей вечной мерзлоты и лесных пожаров усиливает парниковый эффект (Глаголев, Сабреков, 2014). Рост средней температуры также влияет на формирование облачности, что меняет как приход солнечной радиации к поверхности, так и её тепловое излучение (Чернокульский и др., 2024). Повышение температуры поверхности усиливает конвекционный теплообмен с атмосферой, увеличивая поток явного тепла. Изменения в режиме осадков и влажности воздействуют на водный баланс через изменение эвапотранспирации и рост дефицита почвенной влаги, что отражается на величине потока скрытого тепла (Wang et al., 2018). Динамика потоков явного и скрытого тепла в атмосферу в период интенсивного глобального потепления во многом определяется перестройкой режимов ОЦА во внетропических широтах Северного полушария, наблюдаемой с середины XX века (Бардин и др., 2015; Второй..., 2014; Переведенцев и др., 2017; Попова и др., 2018; Семенов и др., 2012; King et al., 2010). Повышение температуры почвы влияет на её теплопроводность (Федоров и др., 2021) и увеличивает испарение, тем самым усиливая круговорот воды и влияя на влажность воздуха (Долгов, Коронкевич, 2012; Williams et al., 2007). Меняется также распределение и интенсивность осадков в природных зонах (Черенкова, 2017).

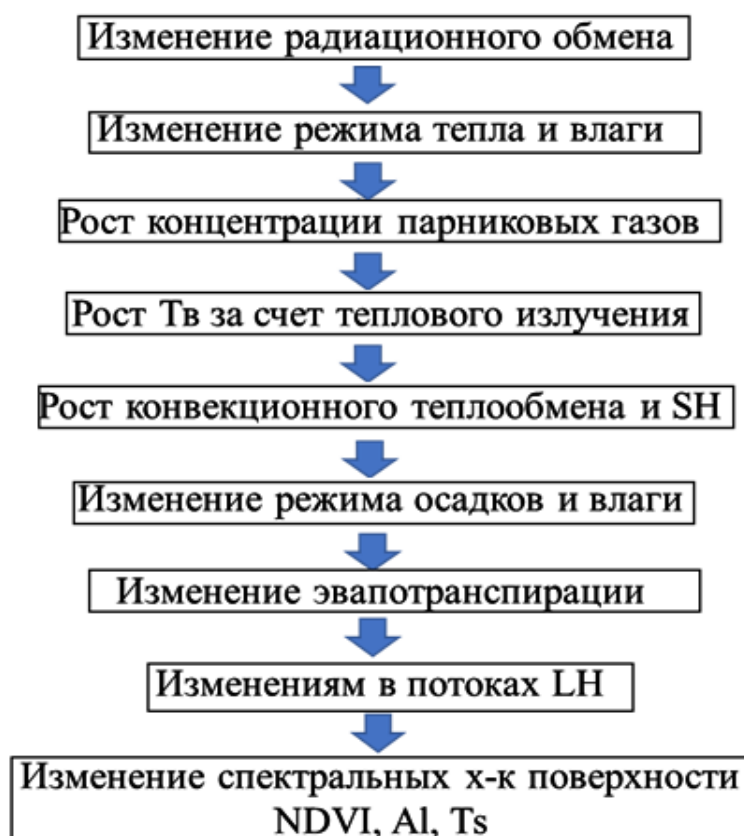


Рис. 1.3. Каскадные эффекты в системе «климат – подстилающая поверхность» под влиянием роста температуры воздуха.

В результате как эмпирические, так и модельные данные свидетельствуют о неравномерном изменении тепло-влагообмена и основных климатических показателей по территории земного шара, что подчёркивает важность региональных исследований (Анисимов и др., 2007; Бирман, Бережная, 2010; Бышев и др., 2005, 2009; Груза, Ранькова, 2009; Елисеев и др., 2011). Глобальное потепление проявляется через сложную пространственно-временную мозаику, где одни области испытывают ускоренный рост температур, другие увеличение облачности и избыточное увлажнение, а третьи сезонную перестройку энергетического баланса без однозначного вектора изменений. Эти различия обусловлены не только внешними радиационными воздействиями, но и внутренними обратными связями климатической системы, которые модулируются региональной географией.

ГЛАВА 2. ТЕРРИТОРИЯ, ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

2.1. Территория исследования

Исследования проводились для природных зон Европейской территории России (ЕТР) и Западной Сибири (ЗС), которые простираются в меридиональном направлении от тундр до полупустынь (рис. 2.1). Выделение природных зон выполнено на основе карты из Национального атласа России (2007, Т. 2), созданной при участии ведущих специалистов в области ландшафтоведения.

Большая часть ЕТР и Западной Сибири представляет собой равнину с незначительными колебаниями высот. Для обоих макрорегионов характерна чётко выраженная широтная зональность ландшафтов. С севера на юг здесь последовательно сменяются: субарктическая зона (тундра, лесотундра); бореальная зона (северная, средняя и южная тайга, подтаёжные и широколиственно-лесные ландшафты, лесостепь); суббореальная зона (степь, сухая степь, полупустыня).

Несмотря на общую схему зональности, каждый макрорегион обладает специфическими чертами. ЕТР находится преимущественно в пределах умеренно-континентального климата, который характеризуется умеренно тёплым летом и умеренно холодной зимой; континентальность усиливается к востоку. Ключевой особенностью ЕТР является высокая степень антропогенной трансформации ландшафтов. Значительные площади равнин распаханы или используются как пастбища, а развитие промышленности и рост городов оказали сильное воздействие на природную среду. Вырубка лесов изменила структуру лесных массивов, а мелиоративные работы – водный режим и почвенный покров. В то же время именно равнинные ландшафты ЕТР являются основными сельскохозяйственными регионами страны. Важную роль играют также многочисленные реки и озёра как источники пресной воды.

Западная Сибирь отличается более континентальным климатом с суровой зимой и умеренно тёплым летом. Главная природная особенность региона – это обширные низменности с чрезвычайно высокой степенью заболоченности, особенно в пределах таёжной и тундровой зон. Болота здесь представлены разнообразными типами (верховые, низинные, переходные), каждый из которых имеет специфическую растительность и водный режим. Эти заболоченные ландшафты играют ключевую роль в гидрологическом цикле, служат важными накопителями углерода и формируют уникальные экосистемы. Гидрографическая сеть Западной Сибири густая и включает крупные реки (Обь, Иртыш, Енисей), текущие с юга на север, а также множество мелких рек и озёр.

Таким образом, сравнительное изучение соседних макрорегионов со схожей широтной зональностью, но с региональными особенностями представляется актуальным для оценки специфики изменений тепло-влагообмена в условиях глобального потепления.

Субарктическая зона (тундра и лесотундра) занимает побережье арктических морей и прилегающие территории. Рельеф преимущественно плоский или слабохолмистый. Климат суровый, с коротким прохладным летом и продолжительной холодной зимой. Годовой радиационный баланс не превышает 800 МДж/м² (Хромов, Петросянц, 2004). Годовое количество осадков в среднем составляет 600 мм/год (Национальный..., 2007). Они значительно превышают испаряемость, что приводит к сильному переувлажнению с коэффициентом увлажнения больше единицы (Титкова, Золотокрылин, 2021б). Почвы представлены тундрово-глеевыми, подзолисто-глеевыми и торфянисто-глеевыми типами. Растительность тундры образована низкорослыми кустарниками, мхами, лишайниками, карликовыми берёзами и ивами. В лесотундре участки тундры сочетаются с редколесьями из карликовых деревьев. Характерные черты субарктической зоны – это наличие многолетней мерзлоты, высокая заболоченность (особенно в Западной

Сибири), низкая биологическая продуктивность и малая доля зелёной фитомассы (Базилевич и др., 1986).

Бореальная зона (тайга и подтайга) охватывает центральную часть равнин, достигая ширины 1000 км на ЕТР и 2150 км в Западной Сибири. Рельеф в основном слабохолмистый. Климат ЕТР умеренно-континентальный, с тёплым летом и умеренно холодной зимой. В ЗС климат более континентальный, с умеренно тёплым летом и холодной зимой. Годовой радиационный баланс закономерно возрастает с севера на юг: от 800 до 1000 МДж/м² в северной тайге, 1000–1200 МДж/м² в средней тайге, 1200–1400 МДж/м² в южной тайге и подтайге, до 1400–1600 МДж/м² в смешанных и широколиственных лесах ЕТР. Годовое количество осадков составляет 600–800 мм, превышая испаряемость (коэффициент увлажнения > 1). Почвы на ЕТР преимущественно подзолистые и дерново-подзолистые, а в ЗС широко распространены торфяно-болотные.

Различают северную тайгу (хвойное редколесье), где доминируют невысокие и разреженные лиственницы и ели, иногда сосны. В средней тайге преобладают густые хвойные леса (ельники, сосна, лиственница и др.). Растительность южной тайги многообразна. Подтаёжные (смешанно-лесные) ландшафты отличаются большим разнообразием внутренней структуры и изменчивостью. Смешанные и широколиственные леса (ель, сосна, берёза, дуб, липа, клён, ясень и др.) выделяются в отдельную зону только на ЕТР и отличаются высокой биологической продуктивностью, плодородными почвами и более мягким климатом, чем в тайге.

В *суббореальной зоне* годовой радиационный баланс возрастает до 1800–2000 МДж/м². На ЕТР и в ЗС эта зона имеет свои региональные особенности.

На ЕТР суббореальная зона представлена в основном равнинами, местами с волнистым рельефом. Климат умеренно-континентальный (тёплое лето, умеренно холодная зима), коэффициент увлажнения немного менее 1. Почвы плодородные – серые лесные, чернозёмы, каштановые. Растительность

сочетает лесные массивы (дуб, берёза) и травянистые сообщества (разнотравье, злаки, кустарники). На юге ЕТР (Восточное Предкавказье, Среднее и Нижнее Поволжье), выделяются сухостепные ландшафты. Климат в зоне сухих степей сухой и жаркий, с засушливым продолжительным летом и холодной малоснежной зимой. Осадков выпадает от 200 до 350 мм, а коэффициент увлажнения колеблется от 0.25 до 0.45. Почвы каштановые, часто встречаются солончаки и солоди. Грунтовые воды залегают глубоко и не оказывают влияния на развитие растительности. Растительный покров низкорослый и изреженный, проективное покрытие составляет 50–60%. Растительность представлена различными видами злаков с примесью разнотравья. Полупустынная зона отмечается в Прикаспии. Для неё характерен сухой и резко континентальный климат с жарким летом и холодной зимой. Количество выпадающих осадков около 200–300 мм, испаряемость значительно превышает осадки (коэффициент увлажнения меньше 0.3). Растительность мозаичная, преимущественно злаковая.

Суббореальная полоса в Западной Сибири на юге ограничена Тургайским плато и Казахским мелкосопочником. Её ширина на западе не превышает 100 км, увеличиваясь до 250–300 км в бассейне Иртыша. Рельеф равнинный. Климат степной зоны меняется от умеренно тёплого и влажного на западе до умеренно холодного и сухого на востоке с дефицитом влаги. Осадки уменьшаются с 500 мм/год на западе до 300 мм/год на востоке (коэффициент увлажнения в диапазоне 0.5–1). Преобладают чернозёмные (на севере) и тёмно-каштановые (на юге) почвы. В степях растёт типчак, ковыль, люцерна, клевер.

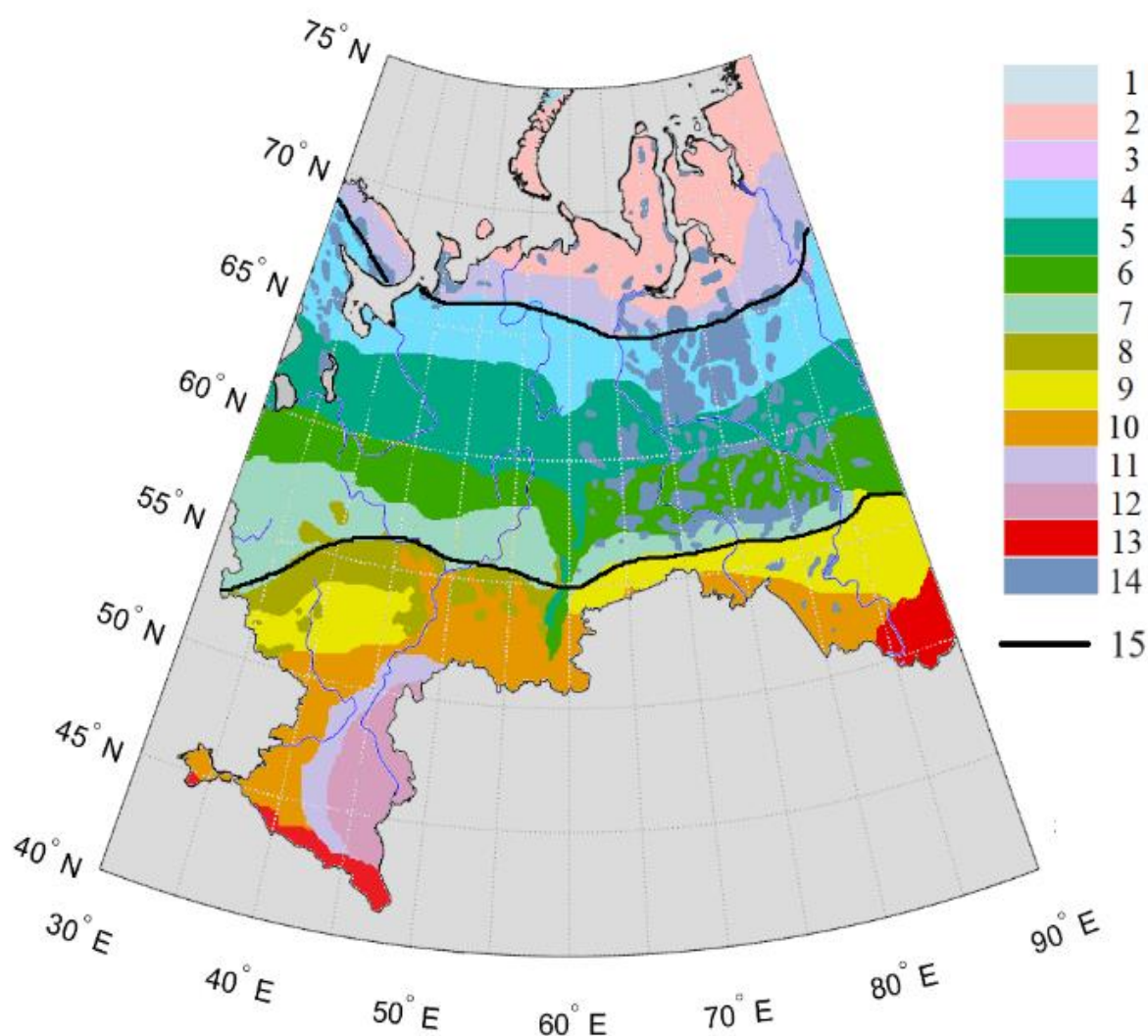


Рис. 2.1. Ландшафты России (Национальный..., 2007): 1 – арктические пустыни, 2 – тундра, 3 – лесотундра, 4 – северная тайга, 5 – средняя тайга, 6 – южная тайга, 7 – подтаёжная зона, 8 – широколиственно-лесная, 9 – лесостепь, 10 – степь, 11 – сухая степь, 12 – полупустыня, 13 – высокогорные ландшафты, 14 – болота, 15 – условная линия выделения бореальных ландшафтов.

2.2. Период исследования

Хронологические рамки работы охватывают вторую половину XX – первую четверть XXI века. Конкретные границы временного интервала определялись доступностью исходных данных. Выбранный период включает как этапы относительной климатической стабильности, так и фазу интенсификации глобального потепления, начавшуюся со второй половины 1980-х годов (Третий..., 2022).

Ключевое внимание в исследовании уделяется оценке климатической изменчивости параметров тепло-влагообмена и характеристик поверхности в тёплый сезон, когда межширотные различия в поступлении солнечной радиации и условиях увлажнения проявляются наиболее контрастно. Для получения сопоставимых данных вдоль широтного градиента от тундры до полупустынь использован подход синхронных наблюдений. Это позволяет провести межзональное сравнение турбулентных потоков и характеристик поверхности природных зон в фазу их активной вегетации. Одновременная оценка турбулентных потоков тепло-влагообмена, а также альbedo поверхности, радиационной температуры, вегетационного индекса даёт возможность количественно охарактеризовать реакцию природных зон на климатические изменения, что критически важно для понимания механизмов обратных связей в экосистемах.

В работе учитывалась специфика вегетационных периодов в зависимости от природной зоны. Для субарктической и бореальной зоны (от тундры до южной тайги) рассматривались исключительно летние месяцы. Для южных районов бореальной и суббореальной зон, где активная вегетация начинается уже в апреле – мае и продолжается в начале осени, период исследования был расширен до апреля – сентября. Однако для обеспечения сопоставимости результатов на всём широтном диапазоне в большинстве случаев в качестве базового использовались летние месяцы. При анализе

отдельных климатических характеристик дополнительно привлекались данные за годовой интервал.

Анализ тёплого сезона даёт возможность исследовать режим и динамику тепло-влагообмена в интервал максимальной энергетической активности ландшафтов, включающий фазы роста, пика и угасания растительности. Полученные данные характеризуют функциональное состояние экосистем и могут служить базой для оценки чувствительности природных зон России к современным климатическим трендам.

2.3. Материалы

Ключевые климатические характеристики, использованные для оценки состояния и динамики тепло-влагообмена и характеристик поверхности в природных зонах равнин России в летний период, представлены в таблице 2.1. Они основаны на данных наблюдений, реанализа, спутниковых архивах.

Таблица 2.1. Характеристики, используемые в работе.

Источник данных	Характеристики
Данные наблюдений	Температура
	Осадки
Реанализ	Температура
	Осадки
	Радиационная температура
	Поток явного тепла
	Поток скрытого тепла
	Средняя проинтегрированная по вертикали атмосферного столба дивергенция влаги
	Влажность почвы
	Испарение
	Эвапотранспирация
	Ветер
Спутниковые данные	Вегетационный индекс
	Альбедо поверхности
	Радиационная температура

Базы данных, используемые в работе (анализируемый период в скобках):

- ВНИИГМИ-МЦД (1961–2023)
 - <http://www.meteo.ru>
- Copernicus (1950–2023)
 - <https://cds.climate.copernicus.eu/>
- NOAA (1950–2023)
 - <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>
- Центр Гадлея Метеослужбы Великобритании (1950–2023)
 - <https://weather.metoffice.gov.uk/climate/met-office-hadley-centre/index>
- DAAC: Distributed Active Archive Center (1950–2023)
 - <http://daac.gsfc.nasa.gov/>
- UEA CRU (1948–2012)
 - <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/ncp/>
- MERRA-2 (1920–2023)
 - <https://hydro1.gesdisc.eosdis.nasa.gov/data/>
- NCEP/NCAR (1981–2012)
 - <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>
- MODIS (2000–2024)
 - <https://lpdaac.usgs.gov/products/>
- FLUXNET2015 (2011–2018)
 - <https://fluxnet.org/data/fluxnet2015-dataset/>
- Water and Global Change (WATCH) (1979–2020)
 - <https://catalogue.ceh.ac.uk/documents/ba6e8ddd-22a9-457d-acf4-d63cd34f2dda>
- Данные о траекториях внетропических циклонов (1981–2012)
 - http://nsidc.org/data/docs/daac/nsidc0423_cyclone/

2.3.1. Наблюдения

В качестве источников климатической информации использованы данные 265 опорных метеорологических станций Росгидромета, расположенных на территориях Европейской части России и Западной Сибири (архив ВНИИГМИ-МЦД; <http://www.meteo.ru>). Для анализа привлекались долгосрочные однородные ряды среднемесячных значений температуры воздуха и осадков за период 1961–2023 гг. Станции с пропусками наблюдений продолжительностью более пяти лет были исключены из рассмотрения.

2.3.2. Реанализ

В исследовании использовались данные пяти современных реанализов:

1. Глобальный реанализ *ERA5*, включая продукцию Европейского центра среднесрочных прогнозов (ECMWF) пятого поколения с пространственным разрешением $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ и его высокоразрешающая версия для суши *ERA5-Land* с разрешением $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$ (Hersbach et al., 2018; <https://climate.copernicus.eu/>). Данные охватывают период с 1950 по 2024 год. По оценкам, точность ERA5 снижается при ретроспективном переходе к более ранним периодам из-за уменьшения количества доступных наблюдений. Для данных реанализа характерна общая 4% ошибка в положении береговой линии, что может влиять на расчёты для прибрежных точек, чувствительные к пространственному разрешению (Muñoz-Sabater et al., 2021). На территории России оценки погрешностей ERA5 варьируются в зависимости от региона. Так, реанализ систематически завышает температуру воздуха на $0.2\text{--}0.3^{\circ}\text{C}$ в пределах ЕТР. Дефицит влажности воздуха занижается в лесотундре и лесостепи на 3–6%, а в степной и сухостепной зонах наблюдается положительная систематическая ошибка до 6% (Григорьев и др., 2020). Последнее может влиять на оценку вклада осадков в трансформацию ландшафтов полупустынной зоны, где влага является лимитирующим фактором. В то же время для центра ЕТР коэффициент корреляции Пирсона

между наземными данными и ERA5-Land в летний сезон составляет 0.66–0.83 для среднемесячных сумм осадков и достигает 0.99 для температуры. Это позволяет утверждать, что некоторая неопределённость в абсолютных значениях параметров в меньшей степени влияет на надёжность выявляемых трендов (Головинов, Васильева, 2022). Согласно (Медведев, Степаненко, 2020), если для реанализов ERA-Interim, JRA-55 и NCEP-DOE характерно статистически значимое завышение месячных сумм осадков, то ошибка ERA5 близка к случайной. Вместе с тем, по данным (Григорьев и др., 2022), ERA5 систематически завышает годовые суммы осадков для ЕТР на 10–20%.

В данной работе данные ERA5 и ERA5-Land применялись для комплексного анализа климатических характеристик и турбулентных потоков тепло-влагообмена на территории ЕТР и ЗС. Высокое пространственное разрешение ERA5-Land позволило получить детальные оценки исследуемых процессов.

Для анализа использовались следующие параметры из наборов ERA5 и ERA5-Land: вертикальные потоки явного (Surface Sensible Heat Flux) и скрытого тепла (Surface Latent Heat Flux); средняя вертикально-интегрированная дивергенция влаги (Mean Vertically Integrated Moisture Divergence, MVIMD); температура и влажность воздуха; атмосферные осадки; влагосодержание почвы; векторная сумма зональной и меридиональной составляющих скорости ветра на высоте 10 м; эвапотранспирация (суммарное испарение).

Турбулентный поток *явного тепла* (SH, Дж/м²) характеризует перенос тепла между земной поверхностью и атмосферой за счёт турбулентного обмена. Его величина определяется разностью температур поверхности и приземного слоя воздуха, скоростью ветра и шероховатостью подстилающей поверхности без учёта затрат энергии на фазовые переходы воды.

Турбулентный поток *скрытого тепла* (LH, Дж/м²) отражает перенос тепла, связанный с фазовыми переходами воды (испарение, конденсация)

между поверхностью и атмосферой. Оба параметра в реанализе представлены в виде накопленных за месяц сумм от начала прогнозного цикла и рассматриваются в главах 3, 5, 6, 8. В данной работе восходящие потоки (от поверхности к атмосфере) имеют положительный знак, а нисходящие – отрицательный.

Для оценки влагообмена использовалась средняя вертикально-интегрированная *дивергенция влаги* (MVIMD) (анализируется в главах 4, 6). Этот параметр показывает, приводят ли атмосферные движения в столбе воздуха к уменьшению (дивергенция) или увеличению (конвергенция) общего содержания влаги (водяной пар, облачная вода, лёд) за определённый период. Отрицательные значения (конвергенция) связаны с процессами накопления влаги и, как правило, с усилением осадков.

Данные ERA5-Land о *влагосодержании почвы* (Sw) (главы 4, 6, 8) представляют объём воды в заданном слое ($\text{м}^3 \text{ воды} / \text{м}^3 \text{ почвы}$). В модели ECMWF IFS почва разделена на четыре слоя: 0–7 см, 7–28 см, 28–100 см и 100–289 см. Анализировался верхний слой (0–7 см), наиболее чувствительный к атмосферному увлажнению, и слой 7–28 см, соответствующий зоне максимальной плотности корневых систем для многих экосистем. Исходные данные ($\text{м}^3 / \text{м}^3$) были переведены в миллиметры водного эквивалента.

В главе 4 анализировалась векторная сумма зональной и меридиональной составляющих скорости ветра (V) на высоте 10 м (м/с). Следует учитывать, что моделированные значения скорости ветра могут отличаться от локальных измерений из-за влияния местных особенностей рельефа и растительности.

Рассмотрена *эвапотранспирация* (Ev) – суммарное испарение, включающее физическое испарение с поверхности почвы и транспирацию растений. Получение точных количественных оценок Ev является сложной задачей (Allen, 1998; Amatya, 2016; Wohlfahrt, 2010). В работе использовались среднемесячные значения Ev (в метрах водного эквивалента) за период с

апреля по сентябрь, где этот параметр представлен в виде накопленной суммы по месяцам. Величина E_v находится в сложной зависимости от температуры и влажности воздуха, осадков, скорости ветра и радиационных потоков, которые определяют состояние почвенно-растительного покрова (Братсерт, 1985; Лавров, 2019). Исходные единицы измерения (м^3) были переведены в миллиметры водного эквивалента (главы 4, 8).

2. Реанализ *UEA CRU* (Climate Research Unit) университета Восточной Англии, использовался для объективной оценки положения климатологических Арктического и Полярных фронтов в Атлантико-Европейском секторе ($40\text{--}90^\circ$ с.ш., 40° з.д.– 90° в.д.) за период 1948–2012 гг. (глава 5). Исходные данные представляют собой двумерные поля метеорологических элементов с пространственным разрешением $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (включая данные на изобарических поверхностях).

3. По реанализу *NCEP/NCAR* (National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research) оценивались месячные поля атмосферного давления, а также направления и скорости ветра на уровнях 850 и 700 гПа за период 1981–2012 гг. (глава 5). В качестве независимого материала оценки положения климатологических фронтов и их динамики привлекались каталоги траекторий внетропических циклонов за 1981–2012 гг.

4. Архив данных реанализа *Water and Global Change* (WATCH) проекта Европейского союза охватывает период с 1979 по 2020 год. Пространственное разрешение составляет $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ по Северному полушарию, временное – один месяц (Harding et al., 2011). Данные WATCH показывают хорошее соответствие с наземными наблюдениями по осадкам, особенно в прибрежных зонах (Григорьев, Титкова, 2020). В работе использовались данные о температуре воздуха, температуре поверхности и осадках, преимущественно для субарктической и северной бореальной зон. На основе этого реанализа также рассчитывался коэффициент увлажнения как показатель соотношения тепла и влаги (глава 8).

5. Реанализ *MERRA-2* (Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2) – глобальный атмосферный реанализ NASA для спутниковой эры. Пространственное покрытие – весь земной шар, временной период – с 1980 по 2023 год. Временное разрешение данных составляет один месяц (Modern-Era MERRA-2: M2TMNRAD.5.12.4). MERRA-2 использует модель системы наблюдения Goddard Earth, версия 5 (GEOS-5) с её системой ассимиляции атмосферных данных (ADAS), версия 5.12.4. Достоинством данных MERRA-2 является то, что этот глобальный реанализ объединяет данные космических наблюдений с данными наземных наблюдений, учитывая физические процессы в климатической системе. MERRA-2 использует сетку кубической сферы, что позволяет относительно равномерно распределять расстояние между данными, что особенно важно в северных широтах. На основе этого реанализа рассматривались данные эвапотранспирации по модели NLDAS-2 (Model Data NLDAS-2 FLDAS_NOAH01_C_GL_M.001) с разрешением $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ в субарктической и северной бореальной зонах в дополнение к данным об этом параметре по реанализу ERA5-Land (главы 6, 8).

2.3.3. Индексы атмосферной циркуляции

Для выявления связи крупномасштабной циркуляции атмосферы с изменчивостью тепло- и влагообмена проанализированы основные компоненты изменчивости поля давления над Евразией (глава 5). Временная динамика центров действия атмосферы охарактеризована с использованием индексов атмосферной циркуляции внетропической зоны Северного полушария, соответствующих ведущим модам барического поля на уровне 500 гПа (Barnston, Livezey, 1987). Этот способ описания даёт наглядное представление о структуре поля давления внетропической зоны.

Рассмотрены циркуляционные индексы: NAO (Северо-Атлантическое колебание), АО (Арктическое колебание), PNA (Тихоокеанско-Североамериканское колебание), SCAND (Скандинавская мода), EA

(Восточно-Атлантическая мода) и EAWR (колебание «Восточная Атлантика – Западная Россия»). Пространственное распределение аномалий высоты геопотенциала на уровне 500 гПа в противоположные фазы указанных индексов, а также их значения в период с 1950 г. представлены на официальном сайте Центра прогнозирования погоды и климата NOAA.

Индекс NAO, описывающий колебания градиента давления между субтропиками и субполярными широтами Атлантики, отражает интенсивность зональной атмосферной циркуляции и переноса тепла и влаги с Атлантики на север Евразии (Попова, 2018).

Колебания разности атмосферного давления на уровне моря севернее 20° с.ш. между средними и высокими широтами Северного полушария (Арктическое колебание) считаются одним из основных климатических индексов.

В Северо-Тихоокеанском секторе режимы усиления и блокировки зонального переноса отражаются индексами западной части Тихого океана и Тихоокеанско-Североамериканской телеконнекции. Для положительной фазы западной части Тихого океана характерны очаги пониженного давления на севере Дальнего Востока, а также, вследствие телеконнекции, на Европейской территории России. При отрицательной фазе, напротив, фиксируются очаги повышенного давления (Попова, 2009).

Индексы SCAND и EAWR отражают механизмы колебания блокировки зонального переноса над Северной Евразией. Положительная фаза Скандинавской моды SCAND характеризуется мощным антициклональным очагом с центром на севере Скандинавии и депрессией над Сибирью, что обеспечивает вторжение арктического воздуха в Западную и Центральную Сибирь (Попова, 2018).

Циркуляционный индекс Восточной Атлантики и Западной России (EAWR), отражающий барические центры над Восточной Атлантикой и ЕТР,

влияет на климатические условия Евразии в течение всего года. Положительная фаза этого индекса соответствует области пониженного давления на востоке Европейской территории России и западе Сибири, тогда как при отрицательной фазе здесь формируется область повышенного давления.

2.3.4. Температура поверхности океана

Для исследования влияния температуры поверхности океана (ТПО) на изменчивость тепло-влагообмена (глава 5) использовались среднемесячные данные HadISST1.1 архива Центра Гадлея Метеослужбы Великобритании (Rayner et al., 2003). Данные с пространственным разрешением $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ охватывают северную часть Атлантического океана. По субполярным широтам (40.5° – 59.5° с.ш.; 59.5° – 0.5° з.д.) были рассчитаны пространственно осреднённые значения аномалий ТПО, охватывающие 1200 узлов сетки. Из полученных временных рядов был исключён линейный тренд.

2.3.5. Данные дистанционного зондирования Земли

Исследование свойств природных зон – важный элемент комплексного изучения окружающей среды. Спутниковый мониторинг подстилающей поверхности позволяет получать образы компонентов ландшафта, отражающие их тепловое состояние, влажность и цвет.

С оптической точки зрения, ландшафт представляет собой совокупность элементов, различающихся цветом и яркостью. Для оценки свойств подстилающей поверхности использовались данные архивов спутников серии MODIS. Эти данные открывают возможность детального изучения временных и пространственных изменений таких параметров, как вегетационный индекс (NDVI), альbedo поверхности (Al) и радиационная температура поверхности (Ts), что подробно рассмотрено в главах 6, 7 и 8.

Нормализованный вегетационный индекс (NDVI – Normalized Difference Vegetation Index) – это безразмерный показатель, характеризующий состояние и количество растительности. Он рассчитывается на основе данных спутниковых спектрометров высокого разрешения и зависит от того, как растения отражают и поглощают световые волны разной длины. NDVI вычисляется по формуле:

$$NDVI = (NIR - Red)/(NIR + Red), \quad (6)$$

где *NIR* – ближний инфракрасный диапазон (0.725–1.10 мкм), *Red* – видимый диапазон (0.58–0.68 мкм) солнечного спектра.

Механизм образования хлорофилла и отражение радиации листьями являются причиной низкого отражения в видимом диапазоне и высокого отражения в инфракрасном диапазоне (Tucker, Sellers, 1986). Если растительность находится в стрессовом состоянии, то отражения в NIR и Red изменяются противоположно. Листья обладают сильной поглощательной способностью в Red и отражательной в NIR. При увеличении фитомассы отражение в видимом диапазоне уменьшается, а в инфракрасном нелинейно возрастает (Tucker, Sellers, 1986). Анализ нормализованного вегетационного индекса проводился с использованием продукта MOD13C2, представляющего собой среднемесячные значения с пространственным разрешением CMG 0.05°×0.05° (<https://lpdaac.usgs.gov/products/mod13c2v061/>). Ежемесячный продукт формируется на основе данных MOD13A2, охватывающих месяц, и использует средневзвешенное временное значение. Глобальные данные MOD13C2 представляют собой пространственные композиты с минимальным влиянием облачности.

Альbedo поверхности – важный климатологический параметр, определяющий интенсивность энергообмена между подстилающей поверхностью и атмосферой. Величина альbedo преимущественно зависит от влажности, цвета и шероховатости поверхности, которые, в свою очередь, изменяются в результате сезонной и межгодовой климатической

изменчивости. В данной работе использовалось коротковолновое интегральное альbedo (Al), определяемое как отношение отражённого поверхностью потока коротковолновой радиации к падающему потоку. Значения альbedo получены из продукта MCD43C1, где они рассчитываются на основе модели двунаправленного распределения отражения (BRDF) для видимого (0.58–0.68 мкм) и ближнего инфракрасного (0.73–1.0 мкм) диапазонов солнечного спектра. Параметры BRDF-модели вычисляются ежедневно с использованием 16-дневных накопленных данных спектрорадиометров MODIS спутников Terra и Aqua в формате Climate Modeling Grid (CMG) с разрешением $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$. Для анализа применялись стандартные 16-дневные композиты, охватывающие периоды с 8 по 23 число каждого месяца.

Радиационная температура поверхности (T_s) рассчитывается на основе уравнения теплового баланса и зависит от ряда параметров, таких как солнечная радиация, альbedo и другие (см. главу 1.1). Она определяется по тепловому излучению поверхности в инфракрасном диапазоне спектра (5–100 мкм). В случае не чёрного тела радиационная температура отличается от фактической (кинетической) температуры на величину, зависящую от коэффициента излучательной способности поверхности. В данной работе для анализа T_s использовался продукт MOD11C3, который содержит глобальные данные радиационной температуры поверхности с пространственным разрешением $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$. Значения T_s в этом продукте представляют собой результат месячного осреднения соответствующих ежедневных данных из продуктов MOD11C1.

Данные об эвапотранспирации – суммарном потоке влаги, поступающем в атмосферу в результате испарения с поверхности и транспирации растительности, были получены из продукта MOD16A2. В модели расчёты выполнены на основе метода Пенмана – Монтейта (Monteith, 1965), который учитывает турбулентный перенос и поверхностное

сопротивление на основе метеопараметров: температура, влажность, скорость ветра, радиация, поток тепла в почву, дефицит давления водяного пара.

2.4. Методика исследования

Для изучения структуры и динамики энергообмена природных зон применялись качественные и количественные методы, включающие сравнительно-географический анализ, картографический пространственный анализ, а также геоинформационные методы обработки данных. Анализировались изменения статистических характеристик (среднее значение, стандартное отклонение, коэффициенты вариации, дисперсия и др.). Оценка изменений и трендов выполнялась с расчётом их статистической значимости по критерию Стьюдента (уровень значимости 5%). Дополнительно для количественной характеристики неопределённости оценок построены доверительные интервалы с доверительной вероятностью 90%. Использовались корреляционный, регрессионный и кластерный анализ (Пановский, Брайер, 1972). Для обработки массивов данных и их картографирования применялся пакет анализа MATLAB, для которого были написаны специальные программы.

2.4.1. Расчёт индекса воздействия изменения климата на экосистемы

Для расчёта индекса воздействия изменения климата на природные экосистемы ЕТР и Западной Сибири от арктических до полупустынных ландшафтов (2000–2022 гг.) в главе 3 были использованы следующие климатические характеристики: среднегодовая температура ($T_{\text{год}}$), температура января ($T_{\text{янв}}$) и июля ($T_{\text{июль}}$), сумма активных температур выше $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($\Sigma T > 10\text{ }^{\circ}\text{C}$), годовое количество осадков (ΣP) и коэффициент увлажнения ($K_{\text{увл}}$).

Коэффициент увлажнения представляет собой отношение годовой суммы осадков к годовой испаряемости и служит интегральным показателем

соотношения тепла и влаги в ландшафте. Он определяет степень увлажнения территории и является одним из ключевых факторов формирования типа растительности. В работе использовался коэффициент Иванова – Мезенцева (Иванов, 1954; Мезенцев, 1973), рассчитываемый по формуле:

$$K_{\text{увл}} = P/E, \quad (7)$$

где P – годовое количество осадков, E – годовая испаряемость.

Для расчёта испаряемости (E) применялась параметризация Мезенцева через сумму активных температур:

$$K_{\text{увл}} = \Sigma P / (0.2 \times \Sigma T > 10^{\circ}\text{C} + 306), \quad (8)$$

где ΣP – годовая сумма осадков, $\Sigma T > 10^{\circ}\text{C}$ – сумма температур больше 10° , константа 306 учитывает компонент стока. Значения $K_{\text{увл}} > 1$ соответствуют зоне избыточного увлажнения, $K_{\text{увл}} < 1$ – зоне недостаточного увлажнения, $K_{\text{увл}} \approx 1$ – зоне оптимального увлажнения.

Диапазоны климатических показателей для каждой природной зоны в современный период (2000–2022 гг.) были сопоставлены с базовыми диапазонами, установленными до начала интенсивного потепления (Базилевич и др., 1986). Если более половины анализируемых параметров для данной метеостанции (четыре-шесть из шести) попадали в диапазоны другой природной зоны, то влияние изменения климата на экосистему считалось критическим. В этом случае метеостанцию относили к «новой» природной зоне или подзоне.

2.4.2. Расчёт баланса турбулентного тепло-влагообмена

В работе используется метод оценки баланса турбулентного тепло-влагообмена на основе отношения Боуэна (глава 3). Этот подход позволяет наиболее полно выявить количественные и качественные различия в его

структуре для природных зон, а также установить соотношения между компонентами тепло-влагообмена.

Отношения Боуэна (Bo) выражены отношением потоков явного и скрытого тепла:

$$Bo = SH/LE, \quad (9)$$

где SH – поток явного тепла (Вт/м^2), LE – поток скрытого тепла (Вт/м^2), L – удельная теплота парообразования, E – скорость испарения.

На практике отношение Боуэна часто оценивают через разности температуры и влажности воздуха на двух высотах:

$$Bo \approx \gamma(\Delta T/\Delta e), \quad (10)$$

где γ – психрометрическая постоянная ($\sim 0.066 \text{ кПа/}^\circ\text{C}$ при нормальном атмосферном давлении), ΔT – разность температур на двух высотах, Δe – разность парциальных давлений водяного пара на тех же высотах.

Если $Bo > 1$, то в передаче тепла атмосфере преобладает явное тепло, так как бóльшая часть энергии передаётся в явном, а не скрытом виде. Если $Bo < 1$, то ведущую роль играет скрытое тепло, и теплообмен происходит в основном за счёт фазовых переходов. Это приводит не к нагреву, а к увлажнению приземного слоя воздуха.

Значения отношения Боуэна менее единицы (0.4–0.8) характерны для бореальных и более северных ландшафтов при достаточном увлажнении почвы. Значения больше единицы (2–6) наблюдаются в полузасушливых ландшафтах при минимальной влагообеспеченности, а также в условиях субарктической полупустыни (Казанский, Золотокрылин, 2004). Поскольку бóльшая часть сельскохозяйственных земель России расположена в южных бореальных и суббореальных ландшафтах, для них характерна сезонно ограниченная влажность почвы. В этих условиях отношение Боуэна колеблется вблизи порогового значения единицы, что позволяет использовать его в качестве индикатора иссушения или увлажнения сельскохозяйственных

угодий. Рост отношения Боуэна в каком-либо регионе является явным индикатором нарастания аридности, снижения роли испарения и усиления температурных экстремумов. Отношение Боуэна – ключевой параметр в моделях общей циркуляции атмосферы, оно помогает оценить, как разные типы земной поверхности (например, вырубка леса под пашню или осушение болот) влияют на региональный климат, повышая температуру и снижая влажность.

Таким образом, мониторинг пространственно-временных изменений отношения Боуэна – это инструмент для оценки того, как экосистемы реагируют на потепление: усиливают ли они эвапотранспирацию ($Bo < 1$) или деградируют, переходя к радиационному режиму ($Bo > 1$). Этот индикатор позволяет диагностировать глубину перестройки энергетического баланса поверхности. В бореальных экосистемах, где влагообеспеченность длительное время остаётся достаточной, рост температуры может стимулировать увеличение скрытого потока (LH) за счёт удлинения вегетационного периода и активизации фотосинтеза, что поддерживает $Bo > 1$ и свидетельствует о преобладании испарительного расхода энергии. Однако при переходе через определённый температурный порог лимит влажности ограничивает транспирацию, поверхность перегревается, и доля явного тепла возрастает, что фиксируется ростом $Bo > 1$ и указывает на угнетение фитоценозов. В степных же и аридных регионах, где дефицит влаги изначально высок, даже незначительные положительные температурные аномалии способны быстро переключить систему в радиационный режим, что служит ранним сигналом опустынивания и потери продуктивности. В итоге, отношение Боуэна выступает в роли интегрального маркера, позволяющего различать адаптивные и деградационные сценарии развития экосистем в условиях современного изменения климата.

2.4.3. Расчёт горизонтальных градиентов параметров

Расчёт горизонтальных градиентов климатических параметров производился по следующей схеме (рис. 2.2):

$$Gt = \sqrt{Gx^2 + Gy^2}, \quad (11)$$

$$\text{где } Gy = (f_{i,j+1} + f_{i+1,j+1} - f_{i,j} - f_{i+1,j})/2,$$

$$Gx = (f_{i,j+1} + f_{i+1,j+1} - f_{i,j} - f_{i+1,j})/(2 * \cos\varphi),$$

i – индекс ячейки по долготе (увеличивается в восточном направлении), j – индекс ячейки по широте (увеличивается в северном направлении), φ – широта ячейки.

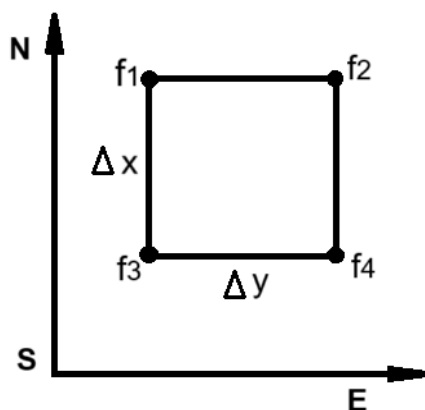


Рис. 2.2. Схема вычисления широтной (x) и меридиональной (y) проекции вектора, N – север, S – юг, E – восток.

В данном случае под градиентом понимается вектор, характеризующий изменение климатических параметров на единицу расстояния. Шаг по долготе и широте зависел от разрешения исходных данных. Так, при рассмотрении географического положения климатологических фронтов по величинам горизонтальных градиентов температуры на изобарической поверхности 1000 гПа (АТ1000) и среднесезонного модуля адвекции тепла шаг составлял 2.5° по широте и долготу. Для расчёта горизонтальных градиентов климатических параметров, а также характеристик подстилающей поверхности шаг составлял 1° широты и долготы (главы 4, 5, 8).

2.4.4. Расчёт поля повторяемости центров циклонов

Исследования поля повторяемости центров циклонов (ЦЦ) в главе 5 производились по данным о геопотенциальной высоте на АТ1000 по данным реанализа Университета Восточной Англии (UEA CRU). В данном случае рассчитывалась частота попадания центра циклонов в ромбовидную область с вершинами в точках $(i-1,j)$, $(i+1,j)$, $(i,j-1)$, $(i,j+1)$, где расстояние между точками по широте и долготе равно 5 градусов (рис. 2.3).

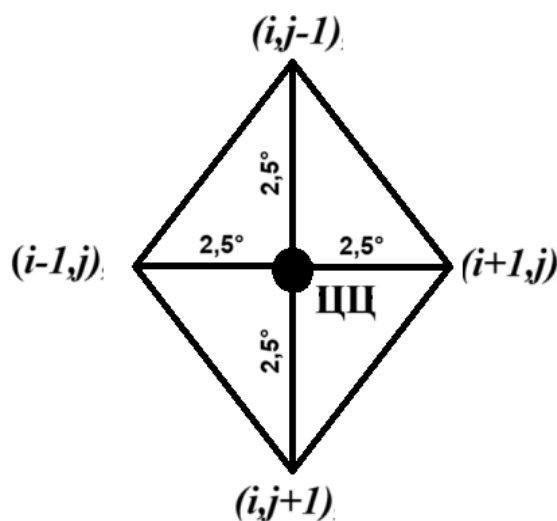


Рис. 2.3. Схема вычисления повторяемости центров циклонов (ЦЦ).

При этом критерием такого попадания является следующее логическое выражение:

$$(h_{i,j} < h_{i-1,j}) \& (h_{i,j} < h_{i+1,j}) \& (h_{i,j} < h_{i,j-1}) \& (h_{i,j} < h_{i,j+1}), \quad (12)$$

где h – геопотенциальная высота на изобарической поверхности 1000 гПа.

Физический смысл критерия заключается в том, что значение геопотенциальной высоты в центральной точке должно быть ниже, чем в четырёх соседних. Длина выборки при определении средней частоты событий равна $4 * m$ (4 – число сроков в сутках, m – число дней в месяце).

2.4.5. Определения положения климатологических фронтов

Географическое положение климатологических фронтов (Арктического и Полярного) в главе 5 рассматривается в соответствии с их классическим определением, где фронт проходит в области наиболее частого положения синоптических фронтов, что соответствует зоне максимальных значений модуля горизонтального градиента температуры у поверхности Земли. Поскольку формирование фронтов связано с барическими образованиями, дополнительным индикатором может служить район с максимальной повторяемостью центров циклонов. Расположение климатологических фронтов также часто коррелирует с положением высотных струйных течений (ведущим потоком) в средней тропосфере – областями повышенных скоростей зонального ветра (Михайлов и др., 2012; Золотокрылин и др., 2014).

Положение фронтов для второй половины XX и начала XXI веков определялось на основе анализа полей приземного давления и повторяемости центров циклонов на изобарической поверхности 1000 гПа (Н1000), а также горизонтальных градиентов температуры на этой же поверхности (АТ1000). В качестве дополнительных характеристик использовались среднесезонный модуль адвекции тепла, характеризующий интенсивность горизонтального переноса, и поле фронтогенеза.

Для количественной оценки был применён следующий алгоритм:

1. На каждом 2.5-градусном меридиональном отрезке для каждого дня определялась широта положения максимального горизонтального градиента температуры.
2. Полученные за весь климатический период случаи суммировались и нормировались на общую длину выборки ($N * M$, где N – число лет, M – число дней в месяце).

3. В результате было получено поле относительной частоты (в %) формирования максимального температурного градиента для каждой ячейки сетки $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$.

Дополнительно рассчитывались стандартные отклонения градиента температуры и повторяемости циклонов по широте и долготе для оценки пространственной изменчивости.

2.4.6. Определение влияния Тв, ТПО и ОЦА на турбулентный тепло-влагообмен

Для оценки влияния ведущих мод общей циркуляции атмосферы, температуры поверхности океана и температуры воздуха на тепло-влагообмен в летний период использовался множественный регрессионный анализ (глава 5). Вклад каждого предиктора оценивался по стандартизованным коэффициентам регрессии β : низким считался вклад при $|\beta| < 1$, умеренным – при $|\beta| = 1$, высоким – при $|\beta| > 1$. Качество модели характеризовалось коэффициентом детерминации R^2 , показывающим долю дисперсии зависимой переменной, объясняемую включёнными предикторами, и множественным коэффициентом корреляции r как мерой тесноты линейной связи между зависимой переменной и набором предикторов.

В регрессионную модель были включены параметры, с большой вероятностью влияющие на тепло-влагообмен на территории Европейской части России и Западной Сибири. Это циркуляционные механизмы, обозначенные индексами: NAO (Северо-Атлантическое колебание), АО (Арктическое колебание), PNA (Тихоокеанско-Североамериканское колебание), SCAND (Скандинавская мода), EA (Восточно-Атлантическая мода) и EAWR (колебание «Восточная Атлантика – Западная Россия»). Также в модель были включены температура поверхности океана (ТПО) и приповерхностная температура воздуха по природным зонам (Тв). Данные температуры воздуха (реанализ ERA5-Land) сравнивались с данными

турбулентных потоков (реанализ ERA5-Land) в каждой точке с разрешением $0.1^\circ \times 0.1^\circ$.

Все независимые переменные были предварительно нормированы (X_{norm}) для приведения к сопоставимому масштабу по формуле:

$$X_{\text{norm}} = (x - x_{\min}) / (x_{\max} - x_{\min}), \quad (13)$$

где x – исходное значение переменной, $x_{\min}$ и $x_{\max}$ – минимальное и максимальное значения в ряду.

Для оценки влияния циркуляционных мод SCAND и EAWR на потоки явного и скрытого тепла для каждой ячейки сеточных данных рассчитывался коэффициент детерминации. Затем для субарктических, бореальных и суббореальных ландшафтов вычислялся процент площади, где отмечено значимое влияние циркуляционной моды на потоки при условии $R^2 > 10\%$.

2.4.7. Оценка деградации растительного покрова на основе спутникового мониторинга

Для объективной идентификации ареалов деградации растительности (природного и антропогенного происхождения) на основе спутниковых данных в главе 7 был использован коэффициент корреляции Пирсона (r) между альбедо подстилающей поверхности и радиационной температурой поверхности. Отрицательная корреляция ($r < 0$) позволяет выделить территории с разреженным или отсутствующим растительным покровом в природных зонах.

Величина коэффициента корреляции служит количественным индикатором степени деградации: $-0.2 > r \geq -0.4$ – слабая деградация; $-0.4 > r \geq -0.6$ – средняя деградация; $r < -0.6$ – сильная деградация (по классификации: Титкова, Золотокрылин, 2022, 2025; Zolotokrylin et al., 2020a).

Исходные спутниковые данные альбедо и радиационной температуры с пространственным разрешением $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ были преобразованы для анализа.

Коэффициент корреляции рассчитывался для скользящих окон размером $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (5×5 пикселей исходных данных), что соответствует оценке по 25 точкам для каждого участка. На основе этих расчётов для каждого года и месяца тёплого сезона (июнь – август для субарктической и бореальной зоны, апрель – сентябрь для суббореальной) в среде MATLAB строились пространственные поля коэффициентов корреляции.

2.5. Оценка погрешности турбулентных потоков явного и скрытого тепла реанализа ERA5-Land на основе данных наблюдений базы FLUXNET2015

В реанализе ERA5-Land потоки явного и скрытого тепла рассчитываются на основе метода Монина – Обухова (Монин, Обухов, 1954). Это основной метод расчёта турбулентных потоков импульса, тепла и влаги в приземном слое атмосферы. Его суть заключается в параметризации сложных турбулентных процессов через ограниченное число физически значимых масштабов. Потоки определяются через градиенты температуры и влажности, скорость ветра и коэффициенты обмена, зависящие от стратификации атмосферы. Все потоки этого реанализа рассчитываются по модели ECWMF (<https://www.ecmwf.int/en/publication/inf-documentation>) в рамках системы HTESSEL, где расчёт явного (H) и скрытого тепла (LE) включает:

$$H = -\rho c_p C_H U (T_s - T_a); \quad (14)$$

$$LE = -L_u \rho C_E U (q_s - q_a), \quad (15)$$

где ρ – плотность воздуха, c_p – удельная теплоёмкость, C_H – коэффициент теплообмена, U – скорость ветра, T_s , T_a – температуры поверхности и воздуха, L_u – удельная теплота испарения, C_E – коэффициент влагообмена, $q_s - q_a$ – удельная влажность.

Источники погрешностей при моделировании и анализе тепло-влагообмена можно разделить на несколько взаимосвязанных групп:

параметризация турбулентности и качество входных данных, а также неопределённость характеристик подстилающей поверхности и пространственное разрешение модели.

Метод Монины – Обухова плохо работает над сложным рельефом, в прибрежных зонах с сильной неоднородностью подстилающей поверхности и применим только в пределах приземного слоя (10–50 м), где потоки можно считать постоянными. Постоянство потоков нарушается при штиле, когда доминирует свободная конвекция, или в сильно устойчивых условиях, когда турбулентность носит прерывистый характер.

Существенное влияние на точность расчётов оказывает качество входных метеорологических данных. Ошибки в полях осадков и радиации напрямую транслируются в рассчитываемые потоки тепла и влаги, поскольку именно эти переменные определяют энергетический и водный баланс подстилающей поверхности. Не менее значимы неопределённости, связанные с заданием характеристик почвы и растительности. Неточное определение типа почвы, параметров растительного покрова и особенно исходной влажности почвы приводит к ошибкам в расчётах испарения и эвапотранспирации, так как эти параметры регулируют доступность влаги для испарения и устьичное сопротивление. Дополнительный вклад вносит пространственное разрешение данных. Например, продукт ERA5-Land имеет ячейку сетки размером 9×9 км, что неизбежно приводит к осреднению разнородных ландшафтов внутри одной ячейки и сглаживанию реальной пространственной изменчивости потоков.

В схеме CHTESSEL параметры растительности в ERA5-Land определяются динамическими (сезонными) и статическими характеристиками. Индекс листовой поверхности (LAI) – главный динамический меняющийся параметр. В ERA5-Land используется климатологический годовой ход LAI, основанный на спутниковых данных (MODIS). Это значит, что от года к году в конкретную дату LAI будет

одинаковым, но он плавно меняется в течение сезона. Доля вегетации напрямую зависит от текущего значения LAI. Чем выше LAI, тем больше площадь «зелёного» слоя, через который идёт транспирация. Сопротивление устьиц меняется ежечасно в зависимости от внешних условий: влажности почвы, дефицита упругости пара, температуры и освещённости. Неизменными остаются типы растительности. Карта доминирующих видов (лес, трава, кустарники) фиксирована. Она не учитывает вырубки или разрастание городов за десятилетия. В ERA5-Land используется фоновое альбедо, которое не меняется от года к году (кроме случаев появления снежного покрова). Максимальная глубина корней фиксирована для каждого типа растительности, что влияет на то, из каких слоёв почвы модель «качает» влагу для скрытого тепла.

Так как ERA5-Land использует среднестатистический (климатологический) цикл вегетации, модель плохо реагирует на аномальные засухи и сильно повышенное увлажнение. Модель не увидит изменение растительности, что значительно влияет на оценку трендов, так как карта типов поверхности статична.

Была проведена количественная оценка погрешностей моделирования тепло-влагообмена. Верификация выполнена с использованием данных базы FLUXNET2015 со свободным доступом, включающей измерения турбулентных потоков тепла и влаги, полученные методом турбулентных пульсаций на исследовательских полигонах по всему миру (Pastorello et al., 2020). Данный метод обеспечивает высокочастотную регистрацию переноса газов воздушными потоками в реальном времени, что позволяет непосредственно рассчитывать турбулентные потоки в приземном слое атмосферы. Динамика этих потоков в значительной степени определяется радиационным балансом территории, физическими свойствами почвы, глубиной залегания грунтовых вод, а также биофизическими характеристиками растительного покрова.

Для оценки точности воспроизведения потоков явного и скрытого тепла реанализом ERA5-Land были использованы суточные данные наземных наблюдений из FLUXNET2015 за период 2011–2018 гг. Поскольку на территориях Европейской части России и Западной Сибири в базе представлены только три полигона (кустарничковая тундра в субарктической зоне Западной Сибири, хвойный лес в бореальной зоне ЕТР и степь в суббореальной зоне Западной Сибири), было принято решение привлечь все доступные данные по Северному полушарию для летних месяцев в субарктических, бореальных и суббореальных ландшафтах. В случаях, когда несколько полигонов располагались в пределах одного узла сетки реанализа ERA5-Land (разрешение $\sim 0.1^\circ$), выбирался участок с наиболее типичной для зоны растительностью. В итоге было отобрано 35 полигонов, расположенных в Северной Америке, Европе и Азии: 11 в субарктической зоне, 10 в бореальной и 14 в суббореальной (рис. 2.4). Расчёт погрешностей по всем полигонам за летние месяцы приведён в Приложении 1.

В таблице 2.2 представлены средние по природным зонам погрешности воспроизведения ERA5-Land турбулентных потоков явного и скрытого тепла за летние месяцы 2011–2018 гг. в процентах. В целом погрешность составляет около 10%, на отдельных полигонах достигая чуть более 20%, что может быть связано со спецификой растительного покрова.

Наименьшие погрешности (7–8%) характерны для суббореальной зоны с её низкорослой растительностью и дефицитом влаги. В бореальной зоне разброс значений несколько выше (7–12%). Наибольшие отклонения, особенно для потоков скрытого тепла (6–13%), отмечаются в субарктических ландшафтах. Такой уровень ошибок можно считать приемлемым для использования реанализа ERA5-Land в оценках характеристик турбулентных потоков явного и скрытого тепла.

В целом, несмотря на высокое качество реанализов типа ERA5-Land, необходимо учитывать, что потоки скрытого тепла (испарение и

транспирация) характеризуются систематически большей погрешностью по сравнению с потоками явного тепла. Это особенно заметно в засушливых регионах, где испарение лимитировано влажностью почвы, и ошибки в её оценке критически сказываются на результате.

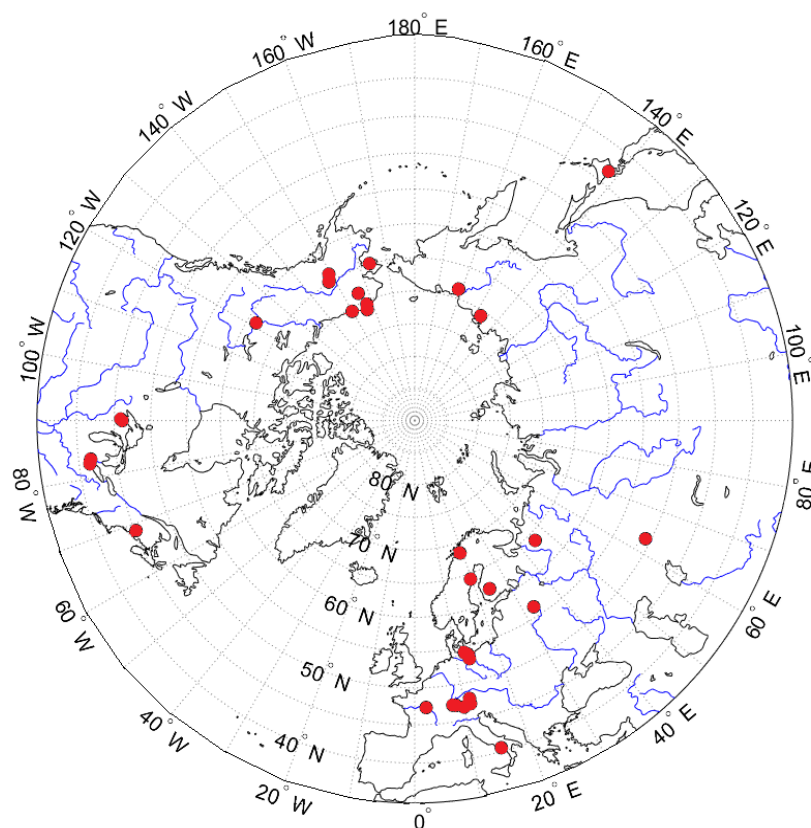


Рис. 2.4. Используемые полигоны наземных наблюдений за потоками явного и скрытого тепла базы FLUXNET2015 для оценки погрешности этих параметров по реанализа ERA5-Land.

Таблица 2.2. Средняя ошибка потоков явного (SH) и скрытого (LH) тепла реанализа ERA5-Land в % за 2011–2018 гг. в летние месяцы по природным зонам относительно данных наблюдений базы FLUXNET2015.

Природная зона	июнь		июль		август	
	SH	LH	SH	LH	SH	LH
субарктика	7	13	7	11	6	11
бореальная	9	7	9	7	12	7
суббореальная	8	9	9	7	7	7

ГЛАВА 3. ДИНАМИКА КЛИМАТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПРИРОДНЫХ ЗОН ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ XX – ПЕРВОЙ ЧЕТВЕРТИ XXI ВЕКА

3.1. Введение

Климатические особенности природных зон формируются под влиянием стационарных, долговременно действующих факторов: географической широты (количество солнечной энергии), удалённости от океана (континентальность и осадки) и рельефа. Их сочетание формирует уникальный режим температуры, влажности и светового дня, который, в свою очередь, определяет ландшафт, почвы, растительный и животный мир.

Изменение этого климатического баланса запускает цепь серьёзных последствий (Лобанов и др., 2022; Мохов и др., 2020; Семенов, Алешина, 2021; Begueria et al., 2014; IPCC, 2021; Hersbach et al., 2015; Sorte et al., 2021), нарушаются устоявшиеся экосистемы. Одни виды теряют среду обитания, другие расширяют ареал, что ведёт к сокращению биоразнообразия и угрожает эндемикам. В засушливых регионах усиливается опустынивание, а в северных – таяние вечной мерзлоты разрушает ландшафты и инфраструктуру. Эти экологические сдвиги влекут за собой социально-экономические проблемы, требуя глобальных мер по адаптации – от охраны природы до перестройки хозяйства.

Период с середины 1980-х годов характеризуется как этап интенсивного глобального потепления (IPCC, 2022; Третий..., 2022; Бардин и др., 2021). Тенденция к росту температуры в России подтверждается изменением климатических норм при переходе от периода 1961–1990 гг. к периоду 1991–2020 гг. Повышение сезонных температурных норм наблюдается с весны до осени на всей территории страны, однако статистически значимым (на уровне 5%) оно является лишь на 20–40% её площади. Летнее потепление отмечается

практически во всех природных зонах, но отличается по интенсивности (Третий..., 2022).

Концепция сдвигов климатического режима, разработанная в рамках теории критических переходов, предполагает, что экосистемы могут существовать в нескольких альтернативных стабильных состояниях. Переходы между этими состояниями могут происходить резко, часто они необратимы при достижении определённых пороговых значений управляющих параметров (Cooper et al., 2020; Sardanyés et al., 2024). В отличие от постепенных, линейных изменений, сдвиги режима характеризуются нелинейной динамикой с положительными петлями обратной связи, которые усиливают отклонения системы от её исходного состояния (Marshall, 2021; Merz et al., 2023). В контексте взаимодействия климата и растительности сдвиги режима могут приводить к внезапным и резким изменениям температуры и осадков, реструктуризации гидрологических циклов, трансформации структуры растительного покрова и изменению взаимосвязей между компонентами экосистемы (Randsalu-Wendrup et al., 2016; Vu et al., 2024; Stroe et al., 2025). Выявление и анализ таких сдвигов необходимы для определения пороговых эффектов изменения климата и разработки целенаправленных мер адаптации в сельском хозяйстве (Sinore, Wang, 2024; Gil-Clavel et al., 2025).

Региональные проявления изменения климатических условий на территории России отличаются большим разнообразием и пространственной дискретностью, что приводит к неоднозначным последствиям для природной среды (Третий..., 2022; IPCC, 2022; Overland et al., 2016). Такая неоднородность обусловлена местными климатическими особенностями, стохастической изменчивостью атмосферной циркуляции (со случайной, вероятностной составляющей изменений, которую невозможно точно предсказать по известным закономерностям), а также нелинейностью отклика экосистем на глобальное потепление (Демченко, Семенов, 2017).

Многие исследователи отмечают неравномерный характер летнего потепления на ЕТР и в Западной Сибири. Для запада и юго-запада ЕТР характерно достаточно интенсивное потепление в летние месяцы, в то время как в центре Западной Сибири значимый рост июльских температур отсутствует (Переведенцев и др., 2021; Попова, 2018; Бардин и др., 2016). Последние десятилетия также характеризуются пространственной неоднородностью изменений режима осадков (Третий..., 2022; Черенкова, 2018). В южных ландшафтах зафиксировано уменьшение испарения и влажности почвы (Глобальный..., 2021; Золотокрылин и др., 2018; Черенкова, 2021). Согласно прогнозам, эти тенденции сохранятся в ближайшем будущем. К концу XXI века по данным CMIP6 ожидается потепление на континентах в диапазоне 0.3–2.0 °C по сценарию SSP1-1.9 и 3.5–7.6 °C по сценарию SSP5-8.5 (Третий..., 2022).

Несмотря на обширные исследования, не до конца остаётся ясным, как именно климатические изменения трансформировали региональный климатический режим природных зон ЕТР и Западной Сибири в первой четверти XXI века. В связи с этим в данной главе решается задача количественной оценки изменений климатических режимов природных зон с середины XX века и оценки уровня их климатической изменчивости в первой четверти XXI века.

3.2. Климатические режимы природных зон равнин России тёплого периода

3.2.1. Взаимосвязь климатических параметров

Связи между температурой, осадками, испарением и влажностью почвы представляют собой сложную систему положительных (усиливающих) и отрицательных (ослабляющих) обратных связей. Понимание их характера позволяет прогнозировать, как изменение одного параметра повлияет на

состояние экосистемы. От влажности почвы и испарения зависят характеристики тепло-влагообмена между поверхностью и атмосферой и, соответственно, температура поверхности (Лавров, 2019; Jung et al., 2010). При этом надо иметь в виду, что влажность почвы в летний период, особенно в субарктической и бореальной зоне, опосредованно связана с весенним снегонакоплением, с запасом воды в снеге, глубиной залегания грунтовых вод, характером весеннего снеготаяния, летними погодными условиями, типом растительности (Лавров, 2025; Seneviratne et al., 2010.). Прямое влияние снегозапасов наиболее ощутимо в мае – июне, когда растения и испарение активно расходуют этот ресурс (Хорошаев, 2023). При этом значительное весеннее увлажнение способствует развитию мощной корневой системы, которая в засуху добывает воду из глубоких почвенных слоёв (Роде, 1965). Таким образом, продолжительность влияния снегозапасов на влажность почвы может варьироваться от 1–2 месяцев в засушливых степных регионах на лёгких почвах до всего летнего сезона в лесных районах с близкими грунтовыми водами и значительным снежным запасом.

Влияние температуры на испарение и влажность почвы (рис. 3.1 а, б). В летний период от Арктики до средней тайги действует классическая зависимость: испарение пропорционально температуре (коэффициент корреляции $+0.6 \dots +0.8$). Средняя тайга, подтаёжная зона, широколиственные леса являются буферной зоной для направленности этой связи. В лесостепи и южнее эта связь становится резко отрицательной (корреляция $-0.6 \dots -0.9$), так как высокие температуры вызывают иссушение почвы и увядание растительности, что лимитирует процесс испарения. Аналогичный зональный переход от положительной к отрицательной связи наблюдается между температурой воздуха и влажностью почвы: корреляция положительна в условиях избыточного увлажнения и отрицательна в зонах с дефицитом влаги.

Влияние осадков на испарение и влажность почвы (рис. 3.1 в, г). Связь осадков и испарения в субарктических и бореальных зонах положительна, но

слаба. В регионах с недостатком летнего увлажнения (от лесостепи до полупустыни) она резко усиливается, и корреляция достигает $+0.5...+0.9$, поскольку испарение напрямую лимитируется количеством поступающей влаги. Зависимость влажности почвы от осадков также положительна и существенно возрастает к югу от подтаёжной зоны.

Таким образом, ключевым фактором для летнего испарения и влажности почвы является температура: в арктических и бореальных зонах её влияние положительно, в суббореальных – отрицательно. В суббореальной зоне максимальное положительное влияние на оба параметра оказывают осадки.

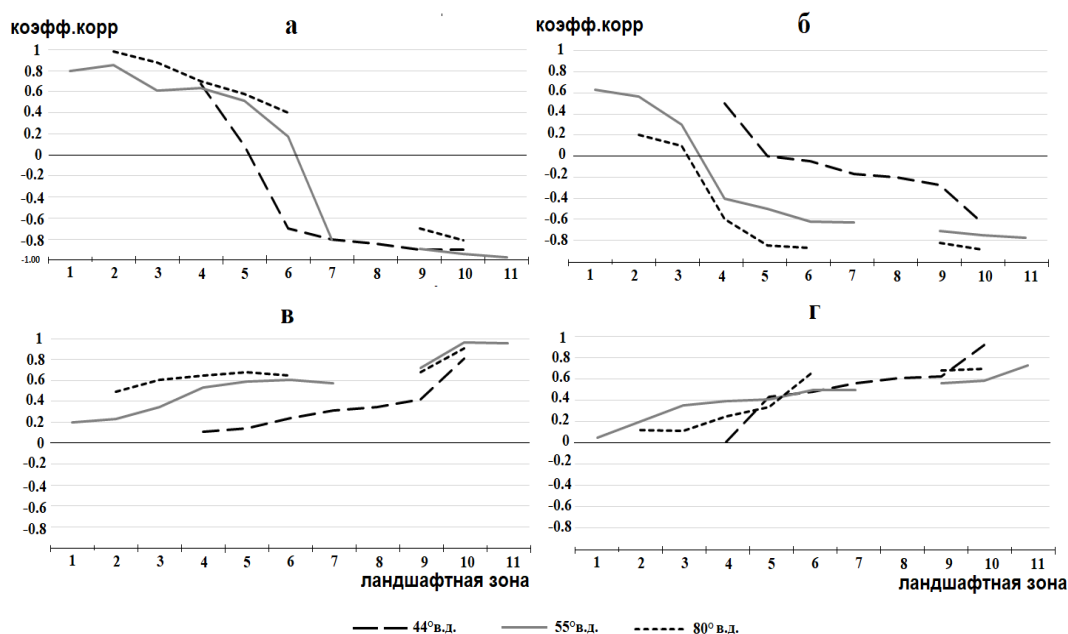


Рис. 3.1. Зависимости коэффициентов линейной корреляции по ландшафтными зонам на долготных разрезах 44° в.д. (центр ЕТР), 55° в.д. (восток ЕТР), 80° в.д. (центр Западной Сибири), июнь – август, 1961–2000 гг. (данные ERA5-Land): а) температура – испарение, б) температура – влажность почвы, в) осадки – испарение, г) осадки – влажность почвы. Ландшафтные зоны: 1 – арктические, 2 – тундровые, 3 – лесотундровые, 4 – северотаёжные, 5 – среднетаёжные, 6 – южнатаёжные, 7 – подтаёжные, 8 – широколиственно-лесные, 9 – лесостепные, 10 – степные типичные и сухостепные, 11 – полупустынные.

3.2.2. Изменения климатических режимов

Рассмотрим изменения *температурного режима* на равнинах России в период 1991–2020 гг. относительно базового климатического периода 1961–1990 гг. За указанный тридцатилетний период повсеместно наблюдался положительный тренд средней летней Тв. Наиболее интенсивное потепление (на 1.5–3 °С) зафиксировано в двух удалённых регионах: на юге ЕТР в пределах широколиственно-лесной, лесостепной, степной и полупустынной зон, а также на северо-востоке Западной Сибири в тундре, лесотундре и восточной части северной тайги (рис. 3.2; приложение 2).

Анализ статистических характеристик температурного режима (Второй..., 2014; Титкова, 2017; IPCC, 2013) показывает, что общее потепление в большинстве случаев не сопровождалось значимыми изменениями стандартного отклонения межсуточных перепадов Тв (рис. 3.3). Иными словами, повышение средних температур происходило при сохранении прежнего уровня внутрисезонной изменчивости. Исключение составляют отдельные станции субарктической зоны (Кольский полуостров, Большеземельская тундра, Ямал, Обская губа), где зафиксировано статистически значимое увеличение стандартного отклонения температуры воздуха. Напротив, в центральной части бореальной зоны преобладало уменьшение стандартного отклонения.

Во всех природных зонах произошло смещение эмпирической функции плотности распределения среднесуточных температур в сторону более высоких значений на 2–5 °С (рис. 3.4), что подтверждает системный характер потепления, затрагивающий не только экстремальные, но и фоновые термические условия. Наряду с этим зафиксировано смещение летнего максимума температур на более ранние сроки (до 10–15 дней). Наиболее показательным следствием климатических изменений является значимое увеличение числа дней с экстремально высокими температурами, особенно выраженное на юго-западе и юге ЕТР (рис. 3.5).

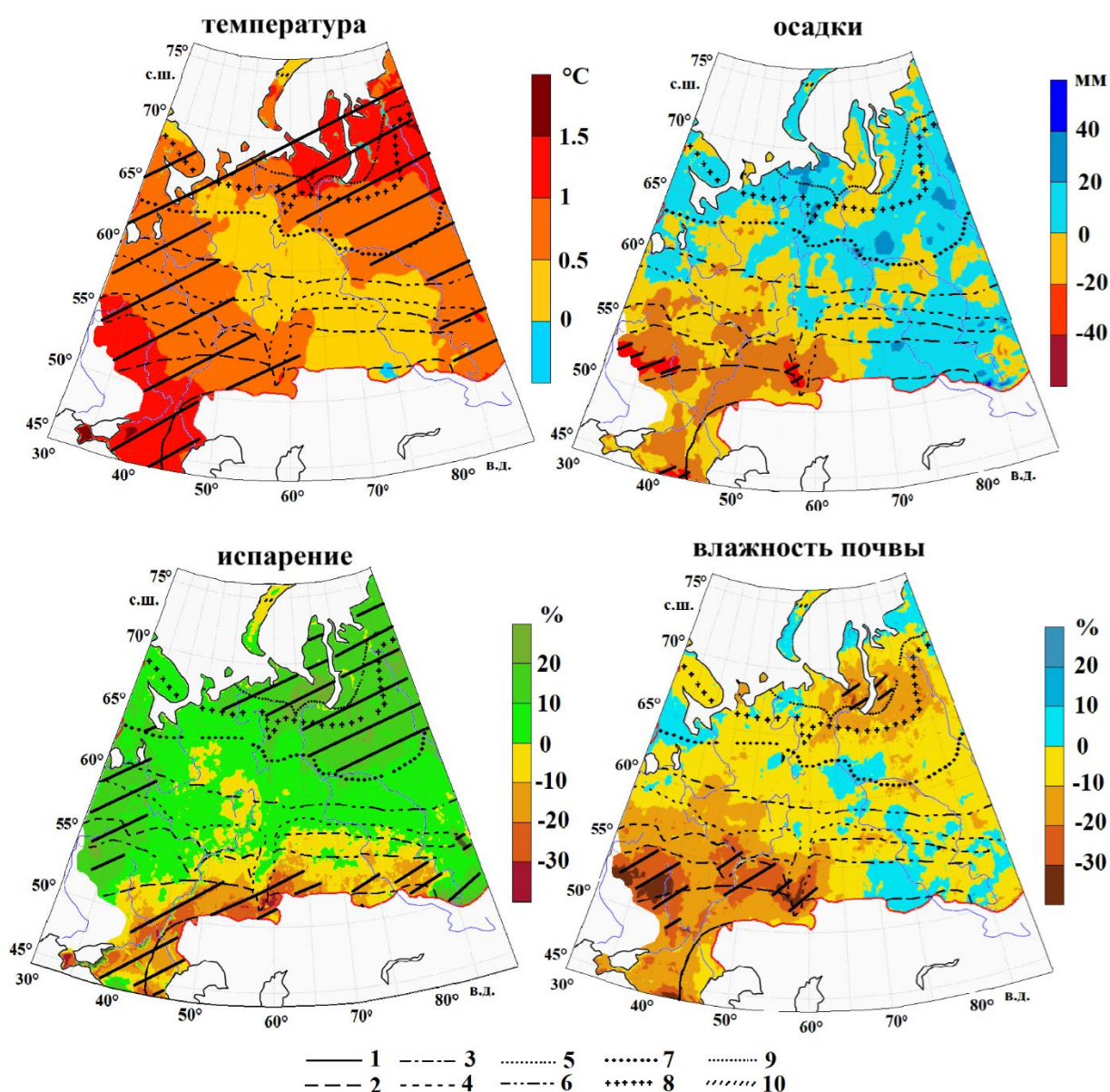


Рис. 3.2. Изменение климатических параметров между летними периодами (1991–2020) – (1961–1990): температуры воздуха (°C/лето), суммы осадков (мм/лето), испарения (%/лето), влажности верхнего слоя почвы 0–7 см (%/лето) (данные ERA5-Land). Значимые изменения выделены штриховкой. Выделены южные границы ландшафтов (Национальный..., 2007): 1 – арктические, 2 – тундровые, 3 – лесотундровые, 4 – северотаёжные, 5 – среднетаёжные, 6 – южнотаёжные, 7 – подтаёжные, 8 – широколиственно-лесные, 9 – лесостепные, 10 – степные типичные и сухостепные.

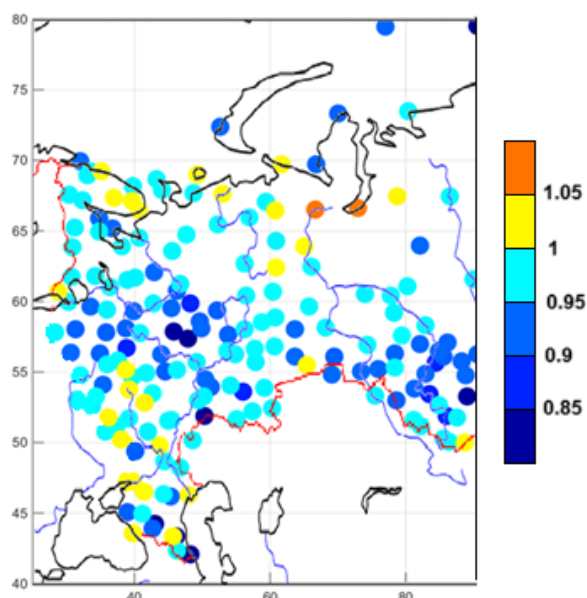


Рис. 3.3. Отношение стандартного отклонения летнего межсуточного перепада температур воздуха за 2000–2015 гг. к периоду 1961–1990 гг. Изменения значимы по критерию Фишера с вероятностью 0.95 при значениях больше 1 (данные ВНИИГМИ-МЦД).

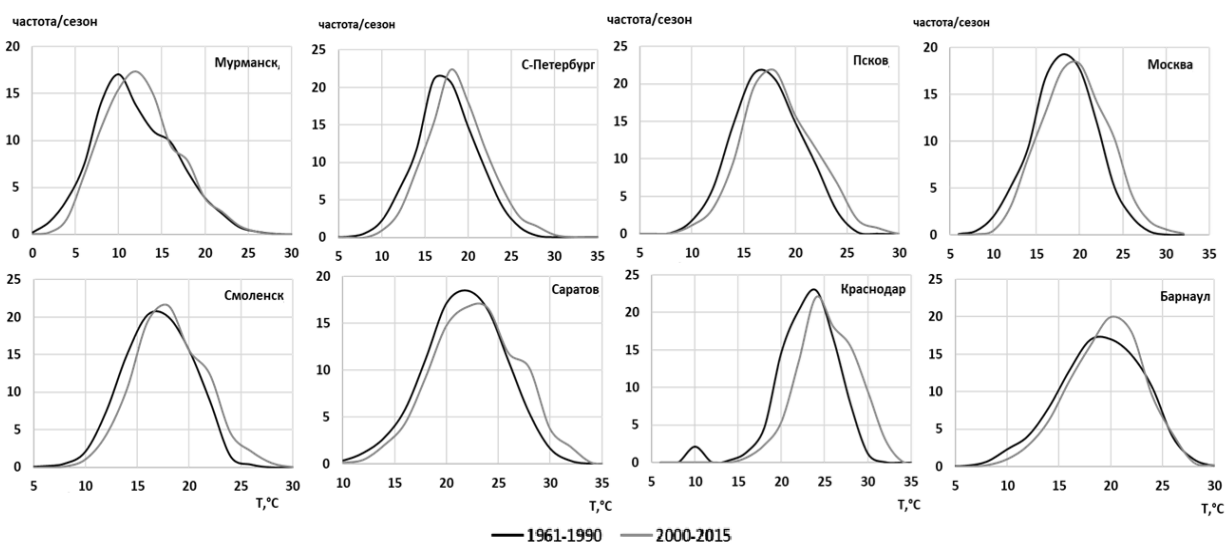


Рис. 3.4. Эмпирическая функция плотности распределения среднесуточной температуры в летний период в природных зонах: субарктической (Мурманск), бореальной (Санкт-Петербург, Псков, Москва, Смоленск, Саратов), суббореальной (Краснодар, Барнаул) в периоды 1961–1990 гг. и 2000–2015 гг. (данные ВНИИГМИ-МЦД).

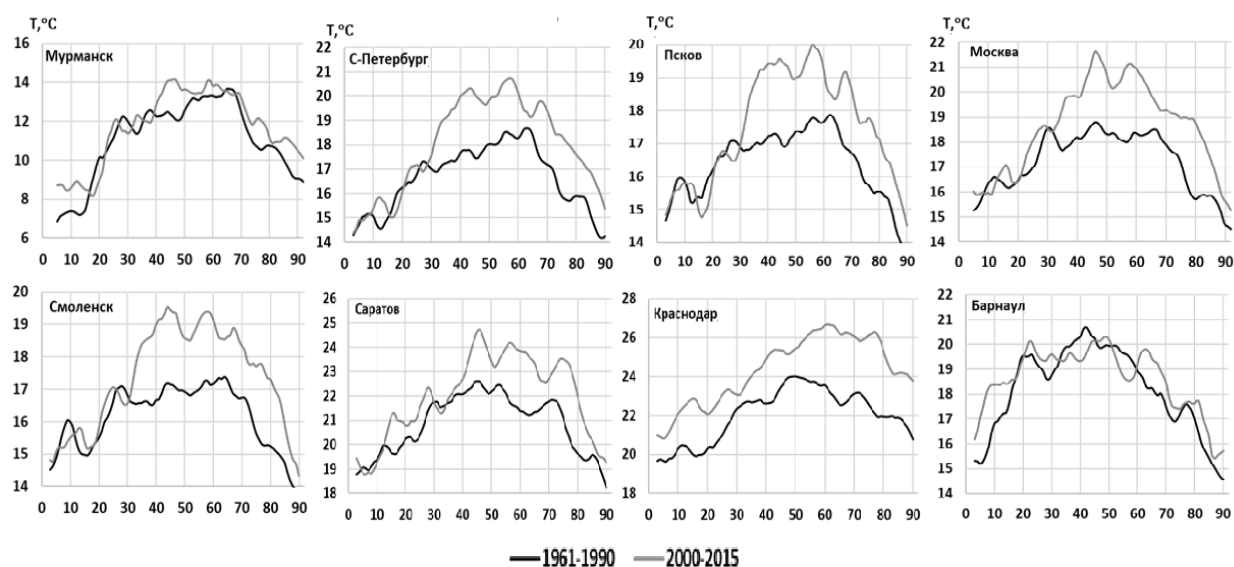


Рис. 3.5. Среднесуточные температуры по дням в летний период в некоторых центрах ЕТР и Западной Сибири в природных зонах: субарктической (Мурманск), бореальной (Санкт-Петербург, Псков, Москва, Смоленск, Саратов), суббореальной (Краснодар, Барнаул) в периоды 1961–1990 гг. и 2000–2015 гг. (данные ВНИИГМИ-МЦД).

Внутрисезонный анализ изменений температуры (рис. 3.6) выявил региональные особенности, отражающие сложную пространственно-временную структуру современного потепления, которая не сводится к простому однонаправленному росту температуры. В субарктической зоне наблюдался наиболее значительный рост температуры в июне (более 3 °С в тундре, лесотундре и северной тайге Западной Сибири и на северо-востоке ЕТР). В бореальной зоне область повышенных температур в июле и августе расширялась и усиливалась в западной части ЕТР вплоть до средней тайги. В суббореальной зоне ЕТР положительный тренд температуры воздуха отмечался во все летние месяцы с максимумом в августе (до 2 °С), что указывает на смещение максимума нагрева к концу сезона. При этом в Западной Сибири отмечалось незначительное июльское понижение температуры (–0,1...–0,3 °С) от северной тайги до степи.

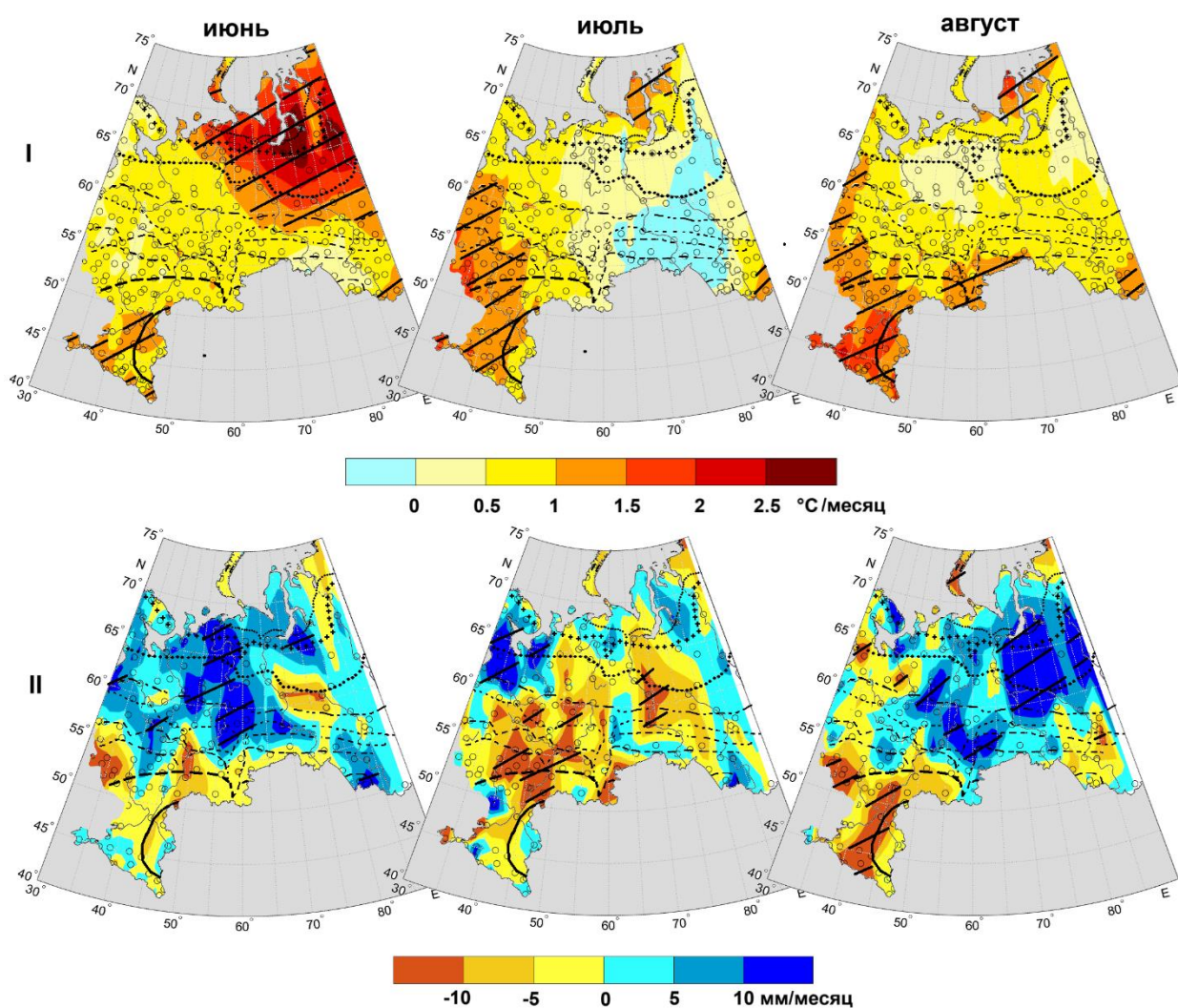


Рис. 3.6. Изменение температуры воздуха °С/месяц (I) и осадков мм/месяц (II) между периодами 1991–2020 гг. и 1961–1990 гг. в летние месяцы (данные ВНИИГМИ-МЦД). Значимые изменения выделены штриховкой. Условные обозначения южных границ природных зон см. рис. 3.2.

Изменилась теплообеспеченность вегетационного периода. В начале XXI века на всей территории субарктических и бореальных ландшафтов зафиксирован рост суммы эффективных температур выше $+5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($\Sigma T > 5\text{ }^{\circ}\text{C}$). Наибольшее увеличение (более $200\text{ }^{\circ}\text{C}$) отмечено в лесотундре и тундре Кольского полуострова и в тайге западнее Северной Двины (ЕТР). В Западной Сибири рост $\Sigma T > 5\text{ }^{\circ}\text{C}$ был несколько меньше: $100\text{--}150\text{ }^{\circ}\text{C}$ в тундре и $150\text{--}200\text{ }^{\circ}\text{C}$ в лесотундре и тайге (табл. 3.1). Превышение исторического диапазона изменчивости этого параметра наблюдалось только в лесотундре ЕТР и

северной тайге Западной Сибири. Параллельно отмечен устойчивый сдвиг на более ранние сроки (на 8–12 дней) начала вегетационного сезона (устойчивый переход температуры через +5 °С), максимально выраженный в лесотундре и северной тайге.

Таблица 3.1. Изменение сумм температур выше +5° в 2000–2010 гг. по сравнению с 1961–1990 гг. на ЕТР и в ЗС (данные ВНИИГМИ-МЦД).

Ландшафтная зона		Сумма температур выше +5 °С				Даты устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха через +5 °С		
		1961–1990			2000–2010	1961–1990	2000–2010	(2000–2010) — (1961–1990), дней
		Минимум	Средняя	Максимум	Средняя			
Тундра	ЕТР	762	982	1161	1153	19.1	11.1	–8
	ЗС	436	766	1049	897	1.07	26.1	–4
Лесотундра	ЕТР	1090	1222	1292	1383	6.06	26.1	–11
	ЗС	968	1127	1278	1282	17.1	9.06	–8
Северная тайга	ЕТР	1188	1493	1846	1669	27.1	18.1	–9
	ЗС	1237	1403	1527	1570	6.06	29.1	–9
Средняя тайга	ЕТР	1655	1890	2085	2102	7.05	3.05	–4
	ЗС	1579	1784	2059	1955	21.5	15.1	–6

Значимые изменения выделены полужирным и цветом: синим – отрицательные, жёлтым – положительные.

Теперь рассмотрим изменение *режима осадков и влагообеспеченности*. Тенденции изменения летних сумм осадков имели выраженную пространственную неоднородность (см. рис. 3.2 б; 3.6 II; приложение 2). В целом наблюдается рост суммарного количества осадков в течение лета на севере ЕТР и Западной Сибири и уменьшение южнее подтаёжной зоны.

Изменение количества осадков в летние месяцы значимо проявляется в уменьшении в центре ЕТР в июле от южнотаёжной зоны до лесостепной и в августе в степной зоне. На востоке ЕТР значительное увеличение сумм

осадков отмечается в июне на севере от тундры до северной тайги и в июле в субарктической зоне. В июле в бореальной и суббореальной зонах в целом количество осадков уменьшается. В Западной Сибири отмечается мозаичное изменение сумм осадков с общей тенденцией сокращения в июле и ростом в августе.

Изменение соотношения тепла и влаги отразилось на производных климатических характеристиках, а именно *испарении* с поверхности и *влажности почвы* (см. рис. 3.2 в, г; см. приложение 2).

В целом за летний период на всей территории ЕТР и Западной Сибири наблюдалась общая закономерность: увеличение испарения от северных ландшафтов до зоны широколиственных лесов и его уменьшение от лесостепной зоны до полупустыни. На ЕТР в таёжных ландшафтах центральной части, где сочетается достаточное увлажнение и рост температуры, в июне и июле зафиксирован рост испарения; в августе зона увеличения испарения здесь сократилась, а к югу от тайги снизились. В степной зоне падение испарения отмечалось на протяжении всех летних месяцев. На востоке ЕТР положительная тенденция испарения в июне наблюдалась от арктических до лесостепных ландшафтов, в июле только до южной тайги, а в августе рост испарения сохранился лишь в Арктике и тундре. Южнее этих зон значения параметра уменьшались. В ЗС на фоне значительного роста температуры и осадков в июне произошло резкое увеличение испарения от тундры до северной тайги. В июле и августе существенных изменений этого параметра в регионе не отмечено.

В целом за летний период потепление в сочетании со снижением влагообеспеченности привело к уменьшению *влажности почв* на большей части территории ЕТР и Западной Сибири. Наиболее выраженное падение влажности почв наблюдалось на юге ЕТР. В центральной части ЕТР снижение влажности почвы отмечалось в течение всего тёплого сезона, а наиболее значительное уменьшение влагосодержания наблюдалось в июле и августе от

южной тайги до лесостепи. На востоке ЕТР в северных ландшафтах, особенно во второй половине лета, зафиксирован незначительный рост влажности почвы. К югу от северной тайги, напротив, преобладало её уменьшение. В Западной Сибири потепление в северных широтах обусловило существенное снижение влагосодержания почвы: в июне от тундры до северной тайги, в августе в южной тайге и лесостепи.

Таким образом, сравнение климатических периодов 1991–2020 гг. и 1961–1990 гг. показывает, что наиболее значительные изменения летнего режима произошли в суббореальной зоне ЕТР, где выраженное потепление и сокращение осадков привели к снижению влажности почвы и испарения, особенно во второй половине лета. В арктических и бореальных ландшафтах Западной Сибири июньское и августовское потепление на фоне увеличения осадков вызвало рост испарения и снижение влажности почвы. Отличительной особенностью Западной Сибири является слабое июльское похолодание на большей части территории, за исключением тундры.

3.2.3. Тренды климатических параметров

В природных зонах севера ЕТР и Западной Сибири в начале XXI века проанализированы тренды ключевых климатических параметров: средних июльских, январских и среднегодовых температур, суммы активных температур выше $+10^{\circ}\text{C}$, а также годовая сумма осадков и коэффициент увлажнения (табл. 3.2).

На ЕТР и в Западной Сибири в целом отмечается рост июльских, январских и среднегодовых температур, а также суммы активных температур выше $+10^{\circ}\text{C}$. В европейской и западносибирской тундре, а также в лесотундре ЕТР повышение температур сопровождается снижением годовой суммы осадков. Это способствует уменьшению избыточного переувлажнения, что благоприятно сказывается на растительности субарктических ландшафтов.

Таблица 3.2. Тренды климатических параметров /10 лет для ландшафтов ЕТР и Западной Сибири за период 2000–2022 гг. (данные ВНИИГМИ-МЦД).

Регион	Ландшафт	$T_{\text{год}},$ °C	$T_{\text{июль}},$ °C	$T_{\text{январь}},$ °C	Сумма $T_{10},$ °C	Сумма осадков, мм	$K_{\text{увл}}$
Арктика	арктические пустыни	0.6	0.7	1.9	5.4	–11	–0.48
Север ЕТР	тундра	0.3	0.6	0.1	7.5	–14	–0.05
	лесотундра	0.5	0.5	0.1	6.8	–30	–0.1
	северная тайга	0.5	0.0	0.2	6.1	24	0.03
Север ЗС	тундра	1.0	1.0	1.7	8.1	–12	–0.01
	лесотундра	1.6	0.7	2.3	7.6	75	0.14
	северная тайга	1.2	0.6	1.3	6.1	1	–0.01
Северо-запад ЕТР	средняя тайга	0.5	–0.5	0.4	1.4	32	0.05
	южная тайга	0.4	–0.8	0.0	1.4	37	0.05
Северо-восток ЕТР	средняя тайга	0.3	–0.3	–0.2	1.9	25	0.03
	южная тайга	–0.3	–0.6	–0.5	–13	–22	–0.01
Юго-запад ЕТР	подтаёжная	0.4	–0.6	0.1	3.0	–22	0.02
	широколиственная	0.3	–0.3	0.0	3.1	–31	–0.04
	лесостепь	0.6	0.0	0.2	13.1	–5	–0.02
Юго-восток ЕТР	подтаёжная	0.0	–0.3	–0.4	–6.7	–18	–0.01
	широколиственная	0.2	0.0	–0.6	4.2	–24	–0.04
	лесостепь	0.5	0.3	–1.1	7.1	–23	–0.06
Север лесной зоны ЗС	средняя тайга	0.5	0.3	0.4	3.5	–17	–0.04
Юг лесной зоны ЗС	южная тайга	0.4	0.2	0.4	0.2	–7	–0.01
	подтаёжная	0.3	0.4	0.1	3.8	–21	–0.04
Юг ЕТР	степь	–1.2	–0.2	–4.1	13.8	–22	–0.04
	полупустыня	0.5	0.5	0.4	14.1	–18	–0.03
Степь ЗС	лесостепь	0.2	0.4	–0.1	2.4	–38	–0.06
	степь	–0.01	0.55	–0.3	1.07	–18.45	–0.02

Значимые тренды выделены полужирным и цветом: синим – отрицательные тренды, жёлтым – положительные.

Ситуация в бореальной зоне неоднородна. Так, в северной тайге повсеместно зафиксированы положительные тренды годовых осадков. В средней и южной тайге ЕТР наблюдается отрицательный тренд июльских

температур, за исключением южной тайги северо-востока ЕТР, где тренды годовых, январских температур, суммы активных температур и осадков положительны. В то же время в южной тайге северо-востока ЕТР тренды всех рассмотренных климатических параметров являются отрицательными.

А вот в лесной зоне Западной Сибири выявлен рост летних, зимних и годовых температур, а также суммы активных температур на фоне отрицательного тренда осадков. Такое сочетание (рост тепла при сокращении увлажнения) ведёт к снижению коэффициента увлажнения в лесной зоне ЗС.

Климатические тренды в южных природных зонах ЕТР и Западной Сибири показывают, что в зоне хвойно-широколиственных и широколиственных лесов юга ЕТР наблюдается незначительное понижение июльских температур, а на юго-востоке ЕТР также снижаются январские температуры. Однако среднегодовая температура и сумма активных температур (выше $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$), за исключением зоны хвойно-широколиственных лесов, демонстрируют положительный тренд. На юго-западе ЕТР от подтаёжной зоны до лесостепи осадки имеют значимый отрицательный тренд.

В лесостепной зоне тренды становятся более выраженными. Выделяются положительные тренды среднегодовой температуры и суммы активных температур. При этом на юго-востоке ЕТР и в ЗС отмечается понижение январских температур. Осадки имеют устойчивый отрицательный тренд, причём его интенсивность возрастает при движении с запада на восток.

В степной зоне юга ЕТР и Западной Сибири динамика однородна. Положительный тренд суммы активных температур сочетается с отрицательными трендами январских температур и осадков.

Наиболее чётко аридизационный тренд проявляется в полупустынных ландшафтах юга ЕТР: рост температур и суммы активных температур сопровождается снижением осадков. Это ведёт к усилению засушливости, сокращению продуктивности экосистем и повышению рисков опустынивания.

В период 1991–2020 гг. на всей территории ЕТР и ЗС наблюдался значительный положительный тренд летних температур. Однако динамика испарения в разных природных зонах оказалась противоположной, что свидетельствует о нелинейном характере отклика ландшафтов на климатические изменения (рис. 3.7, 3.8).

В *бореальной* зоне востока ЕТР тренд испарения положителен, но статистически незначим; несмотря на повышение температуры, фактический рост испарения сдерживается комплексом факторов. Густой растительный покров и развитая лесная подстилка обладают высокой влагоудерживающей способностью и замедляют теплообмен в приземном слое, что препятствует достаточному прогреву поверхности и резкому усилению турбулентного потока влаги. Кроме того, значительная доля поступающей солнечной радиации расходуется не на нагрев и испарение, а на фотосинтез и транспирацию, которая в условиях достаточного увлажнения лимитируется не столько температурой, сколько биологическими потребностями растений. Таким образом, в таёжной зоне температурный сигнал в значительной степени «гасится» биологическими и почвенно-гидрологическими факторами.

Принципиально иная картина наблюдается в *суббореальной* зоне (степной и лесостепной). Здесь выявлена обратная зависимость, где рост летних температур сопровождается снижением испарения. На ЕТР, где потепление наиболее интенсивно, зафиксировано статистически значимое уменьшение испарения. В ЗС, где температурный тренд выражен слабее, снижение испарения также менее заметно и часто не достигает уровня статистической значимости. Такая динамика объясняется особенностями тепло-влагообмена в открытых ландшафтах. В степи солнечная радиация быстро прогревает поверхность, а отсутствие плотного растительного покрова способствует активному турбулентному обмену. Однако при существенном потеплении это приводит к иссушению верхнего горизонта почвы, дефициту доступной влаги. Испарение начинает лимитироваться не энергией, а влагой.

Поверхность пересыхает, альbedo возрастает, и значительная часть тепла расходуется на нагрев приземного воздуха, а не на фазовые переходы воды. Формируется положительная обратная связь, что в условиях степных и полупустынных ландшафтов усиливает аридизацию и повышает риски засух.

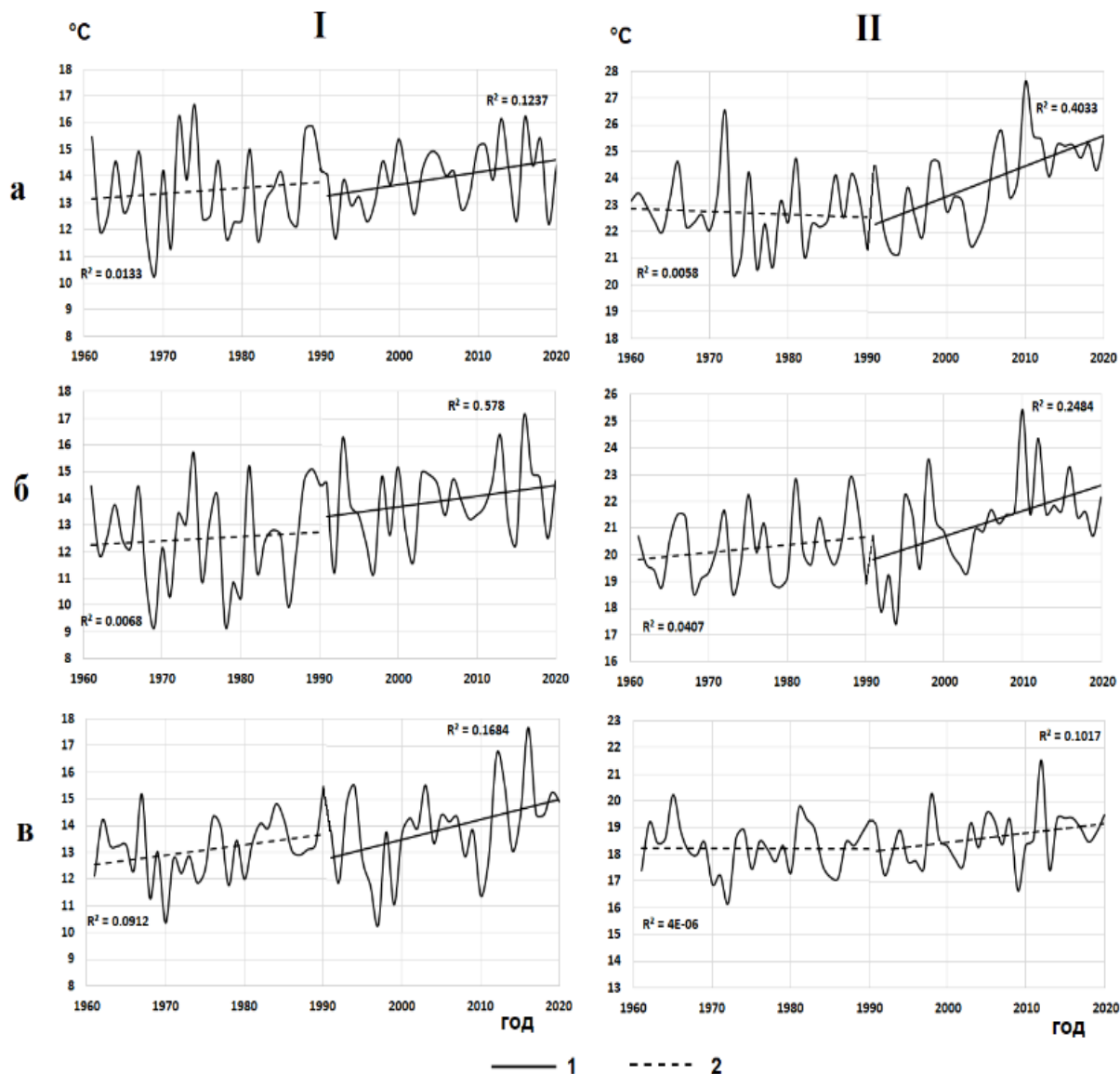


Рис. 3.7. Изменение и тренды *температуры* в северотаёжной (I) и степной (II) зонах, лето, на меридианах: а) 45° в.д. (центральная часть ЕТР), б) 55° в.д. (восток ЕТР), в) 80° в.д. (Западная Сибирь). 1 – значимый линейный тренд, 2 – незначимый линейный тренд (данные ERA5-Land).

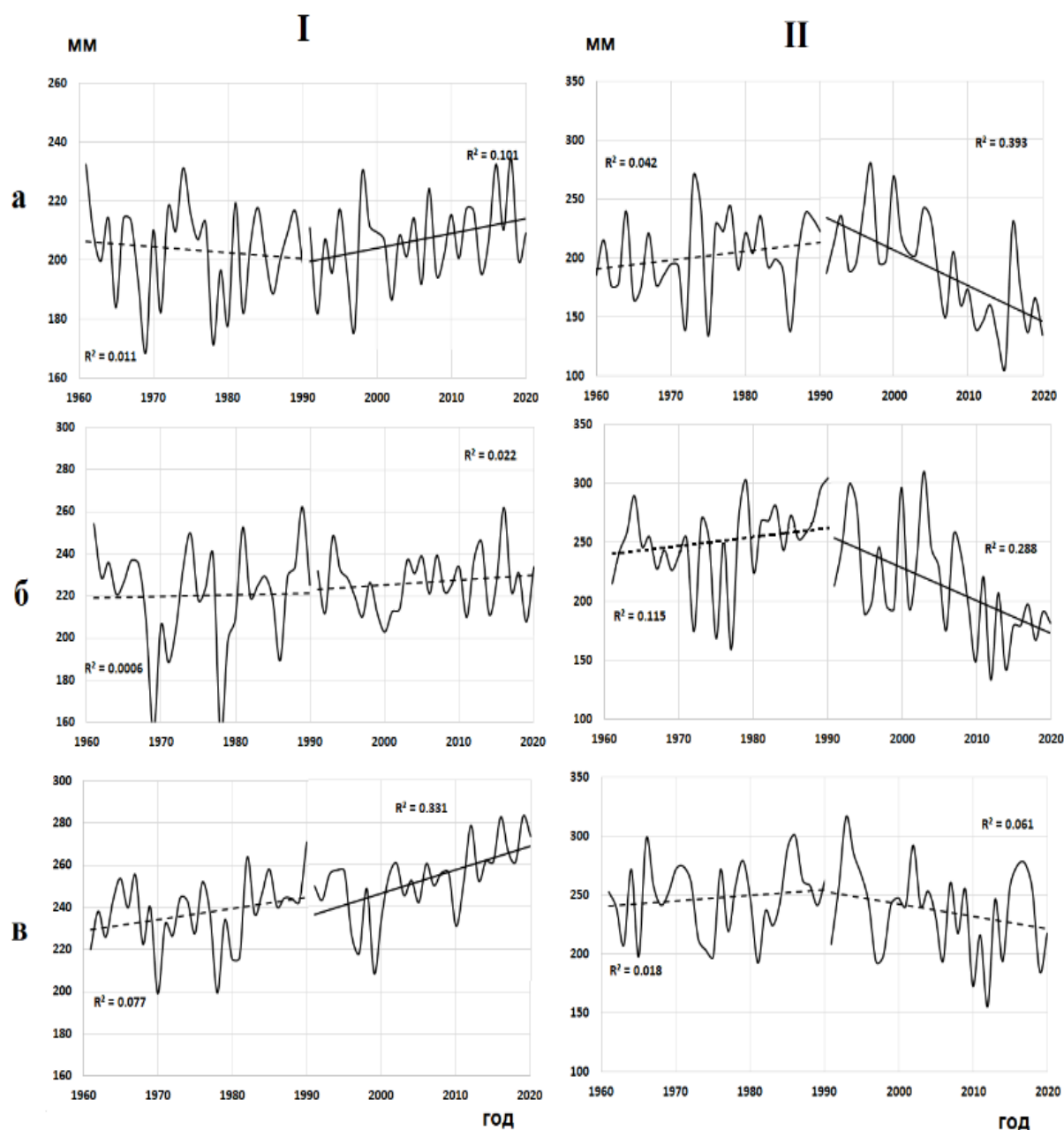


Рис. 3.8. Изменение и тренды *испарения* в северотаёжной (I) и степной (II) зонах, лето, на меридианах: а) 45° в.д. (центральная часть ЕТР), б) 55° в.д. (восток ЕТР), в) 80° в.д. (Западная Сибирь). 1 – значимый линейный тренд, 2 – незначимый линейный тренд (по данным ERA5-Land).

Таким образом, выявленная зональная асимметрия реакций испарения на потепление в зависимости от природной зоны подтверждает ключевую роль почвенно-растительных условий и доступности влаги в формировании отклика экосистем.

3.3. Климатические особенности субарктической и суббореальной зоны ЕТР и Западной Сибири в условиях глобального потепления

Ключевые климатические параметры субарктической и суббореальной зон особенно важны, поскольку их растительность, несмотря на относительно маломощный покров с активным теплообменом, более чувствительна к климатическим флуктуациям и реагирует на них быстрее, чем растительность бореальной зоны.

3.3.1. Субарктическая зона: положение изотермы +10 °C

Растительность северных территорий, в сочетании с относительно низкими летними температурами испытывающая избыточное увлажнение (коэффициент увлажнения больше 1), проявляет особую чувствительность к температурному режиму. Именно температура определяет начало, интенсивность и продолжительность вегетационного периода в этих широтах.

Наблюдаемое в последние десятилетия потепление в высоких широтах оказывает прямое воздействие на арктические и субарктические ландшафты. Это выражается, в частности, в увеличении площади растительного покрова и распространении кустарников (Jia et al., 2003; Myers-Smith et al., 2015; Salmon et al., 2019). Скорость роста среднегодовой температуры воздуха в Арктической зоне России почти вдвое превышает среднемировые темпы (Arctic..., 2019). Многочисленные исследования посвящены различным аспектам и причинам этого процесса (Алексеев и др., 2017а, 2017б; Клещенко, 2012; Полонский, 2008; Семенов, Черенкова, 2018; Шерстюков, 2012).

Обобщая результаты этих работ, можно заключить, что потепление в Арктике (особенно в её европейском секторе) обусловлено комплексом региональных факторов, действующих однонаправленно и усиливающих друг друга. Эти факторы тесно связаны с изменениями в океанических и атмосферных процессах. Одним из ключевых механизмов арктического

усиления считается снижение альбедо в летний период из-за сокращения площади морского льда и снежного покрова (Pithan, Mauritsen, 2014), что, в свою очередь, ведёт к росту концентрации водяного пара и облачности в арктической атмосфере (Dufour et al., 2016; Kim et al., 2016).

Наблюдаемые в начале XXI века изменения в зонах тундры и лесотундры, такие как повышение теплообеспеченности и более раннее наступление вегетационного периода, особенно на ЕТР и в Западной Сибири, служат практическим подтверждением действия этих механизмов (Титкова, Виноградова, 2015, 2024; Vinogradova et al., 2021).

Для субарктической природной зоны рассмотрим положение и смещение изотермы $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ в условиях наблюдаемого роста температуры. Согласно физико-географическому подходу, южная граница тундры проходит примерно по изотерме июля $+10^{\circ}$, а положение северной границы леса совпадает с июльской изотермой $+11\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Мартынов и др., 2008). Положение изотермы $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ определяет количество тепла, необходимого для развития растений в вегетационный период (Вильфанд и др., 2016), а также интенсивность углеродного и водного обмена (Fatichi et al., 2016; Olchev et al., 2013).

Максимальное потепление в Арктической зоне России в период 1991–2020 гг. наблюдалось в начале лета. Оно было региональным и затронуло в основном высокие широты Западной Сибири. Июньские тренды роста температуры в Западной Сибири вызвали сдвиг изолинии $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ к северу в пределах $2\text{--}3.5^{\circ}$ широты к границе стандартного отклонения периода 1961–1990 гг. (рис. 3.9 а). В 1961–1990 гг. положение изолинии $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ соответствовало северу северотаёжной зоны, а в 1991–2018 гг. – уже зоне лесотундры.

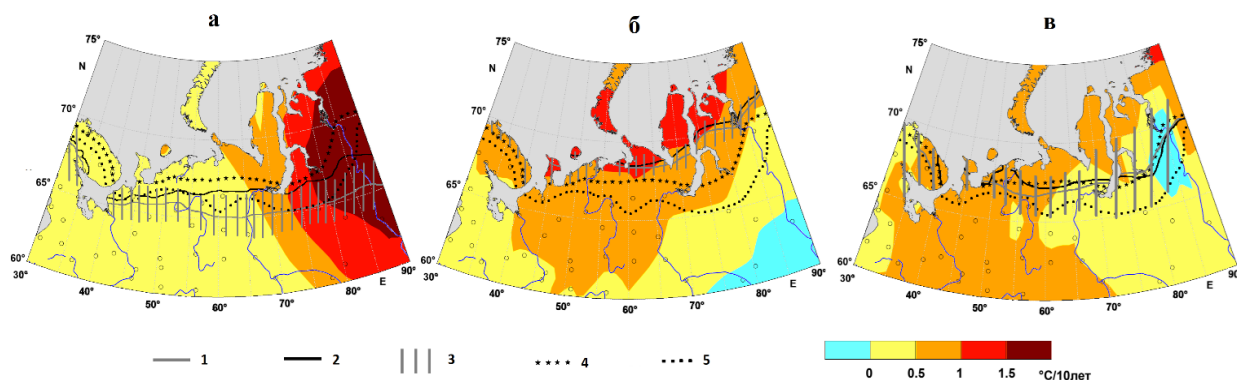


Рис. 3.9. Тренд температуры 1991–2020 гг. (цвет) и положение изотермы $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ в 1961–1990 гг. (1), 1991–2018 гг. (2), стандартное отклонение положения изотермы $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ за 1961–1990 гг. (3): а) июнь, б) июль, в) август (данные ВНИИГМИ-МЦД). Показана южная граница: тундры (4), лесотундры (5). Кружками отмечены анализируемые метеостанции.

Июльское потепление было слабее, с положительными трендами до $+1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 3.9 б). Положение июльской изотермы $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ в период 1991–2020 гг. идентично положению изотермы в период 1961–1990 гг., и, несмотря на потепление в последние десятилетия, она оставалась в пределах границ тундры.

Тренды августовской температуры в 1991–2020 гг. были разнонаправленными (рис. 3.9 в). Изменения положения изотермы $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ лежат в диапазоне изменчивости базового климатического периода 1961–1990 гг. Смещение изотермы относительно границ ландшафтных зон не наблюдалось, оно соответствует зоне лесотундр.

Таким образом, смещение ключевой изотермы $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ в 1991–2020 гг. к северу в начале вегетации (июнь) в субарктике ЕТР и Западной Сибири приводит к расширению территории с активной вегетацией и, как следствие, к изменению климатического режима субарктической зоны.

3.3.2. Суббореальная зона: испарение и влажность почвы

3.3.2.1. Связь эвапотранспирации с климатическими флуктуациями

Потепление климата оказывает существенное влияние на водный баланс, изменяя режимы испарения, транспирации растений и влажности почв, что особенно актуально для суббореальной зоны (Wang et al., 2018). Испарение влаги с поверхности растительности и почвы формирует водопотребление экосистем, определяет динамику накопления биомассы и служит ключевой характеристикой роста и развития растений (Полуэктов, 2006). Рост температуры и количества осадков обуславливает увеличение испаряемости в среднем на 2–4% в год (Лавров, 2019). На фоне быстрого повышения температур усиление испарения приводит к снижению влажности почвы, что повышает риск засух, иссушения территории и усиления аридности климата (Доклад..., 2021). Таким образом, анализ пространственного распределения трендов суммарного испарения (эвапотранспирации) и влажности почвы критически важен для прогнозирования устойчивого землепользования в суббореальной зоне.

На рисунке 3.10 представлены коэффициенты корреляции между эвапотранспирацией и температурой, осадками, а также скоростью ветра в суббореальных ландшафтах ЕТР. Степень влияния каждого климатического параметра на эвапотранспирацию (E_v) изменяется на протяжении вегетационного периода. Значения коэффициентов корреляции могут варьироваться из-за кратковременных связей между параметрами, что отмечается и в других исследованиях (Лавров, 2019).

В начале вегетационного сезона (апрель – май) динамика E_v определяется в основном положительной связью с температурой (коэффициент корреляции 0.92–0.94). Связь с осадками и ветром минимальна, поскольку влажность почвы максимальна. В середине сезона (июнь – июль) возрастает роль осадков (коэффициент корреляции 0.62–0.69) и ветровых

условий. Увеличение скорости ветра способствует росту испаряемости и иссушению почвы. С июня связь E_v с температурой становится отрицательной (коэффициент корреляции -0.21), особенно к концу вегетационного сезона в зонах сухого субгумидного и семиаридного климата из-за нарастающего дефицита влаги (коэффициент корреляции до -0.9). В августе на E_v влияет сочетание всех рассматриваемых параметров. Усиление ветра приводит к иссушению почвы, что отрицательно сказывается на E_v (коэффициент корреляции -0.61). В сентябре E_v положительно коррелирует с осадками (коэффициент корреляции 0.88) и отрицательно – с температурой (коэффициент корреляции -0.89). Так, в зависимости от фазы вегетационного сезона влияние того или иного климатического параметра на E_v может усиливаться или ослабевать под воздействием других факторов.

Анализ 10-летних скользящих средних E_v на юге ЕТР за 42-летний период (апрель – сентябрь) показал разнонаправленную динамику E_v и влажности почвы по месяцам. В апреле отмечается постепенное увеличение E_v , связанное с устойчивым положительным трендом температуры. Значительный рост E_v в 1980–1990-е годы обусловлен увеличением количества осадков, а резкое повышение после 2010 года – усилением средней скорости ветра. В мае на фоне общего положительного тренда E_v наибольший прирост в 1980-х годах сопровождался ростом осадков. С начала XXI века основное влияние на увеличение E_v оказывает рост температуры.

Июнь характеризуется интенсивным ростом E_v в 1980-х годах с абсолютным максимумом в 1991 году, когда увеличение осадков совпало с ускорением потепления. В XXI веке, несмотря на рост средней температуры, общая динамика E_v отрицательна из-за уменьшения количества осадков и снижения средней скорости ветра. В июле положительная динамика E_v в конце XX века в значительной степени связана с ростом осадков. С начала XXI века на фоне усиления потепления на юге ЕТР во все месяцы тёплого периода отмечается уменьшение E_v под влиянием сокращения количества осадков.

В августе и сентябре рост E_v до начала 1990-х годов сопровождался увеличением осадков. Затем на фоне дальнейшего роста температуры тренд E_v стал отрицательным из-за иссушения почвенного покрова и увядания растительности. Таким образом, направленность изменений эвапотранспирации тесно связана с характером климатических флуктуаций.

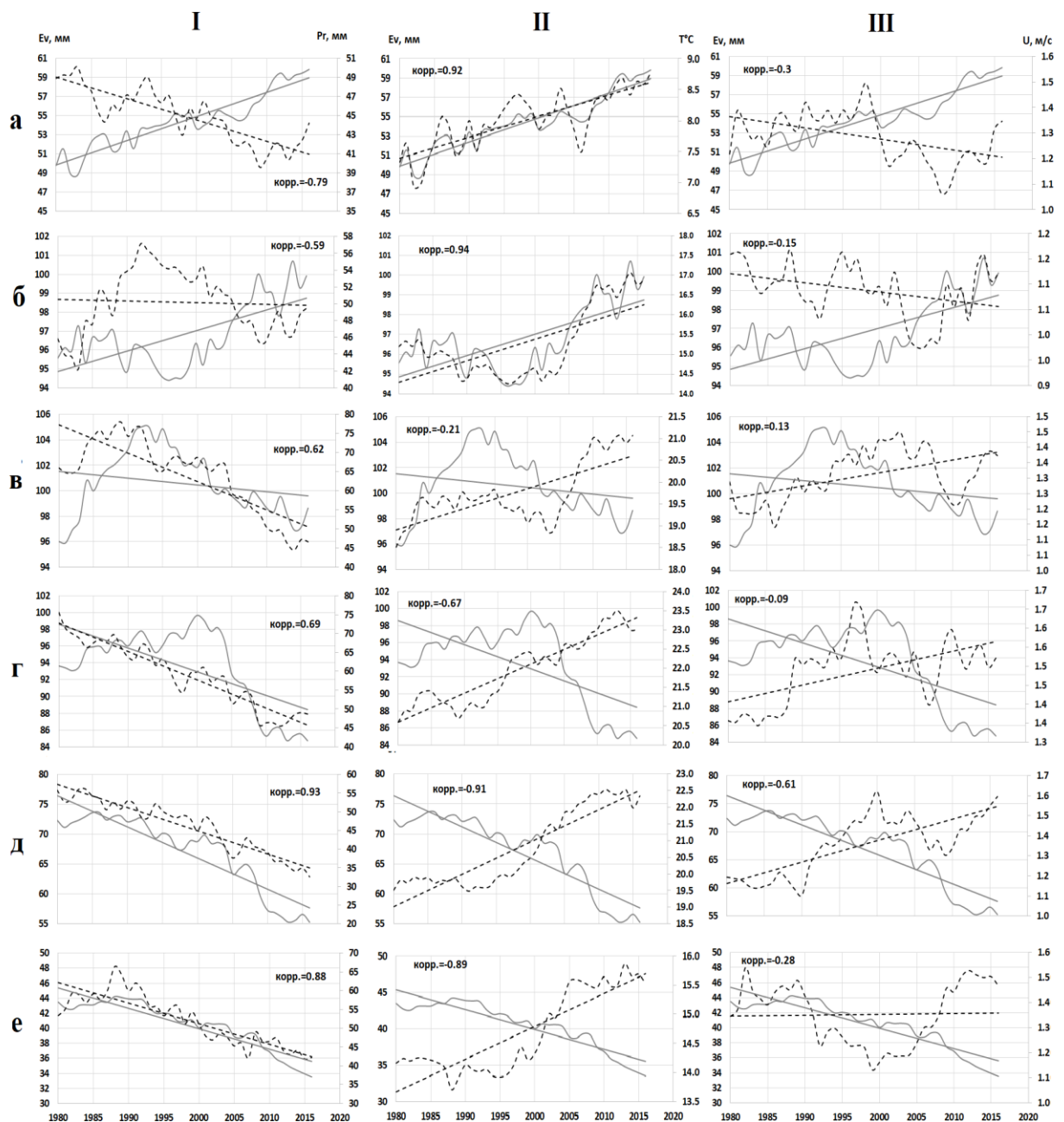


Рис. 3.10. Изменения 10-летних скользящих средних и тренд E_v (сплошная линия) в суббореальной зоне ЕТР. Пунктиром обозначены: I) осадки P_r , II) температура T , III) скорость ветра U : а) апрель, б) май, в) июнь, г) июль, д) август, е) сентябрь (данные ERA5-Land).

3.3.2.2. Сезонная динамика эвапотранспирации и влажности почвы в суббореальной зоне

Рассмотрим характерные черты взаимосвязи эвапотранспирации и влажности почвы в суббореальной зоне в течение вегетационного сезона. Почвенная влага удерживается в результате противодействия двух процессов: силы тяжести с одной стороны и испарения с транспирацией – с другой. Эвапотранспирация и глубинное просачивание влаги за пределы корнеобитаемого слоя являются основными факторами истощения её запасов (Роде, 1965). Таким образом, E_v представляет собой один из ключевых климатических параметров, тесно связанных с режимом почвенной влаги.

По данным реанализа ERA5-Land, величина E_v на юге ЕТР за вегетационный период (апрель – сентябрь) в 1980–2021 гг. составляла: 460–510 мм в лесостепи, 420–500 мм в степной зоне, 380–470 мм в сухой степи и 290–360 мм в полупустыне. Эти значения во всех природных зонах на 50–80 мм превышают показатели, полученные по данным наземных наблюдений в 1960–1980 гг. (Голубева и др., 2003). На рисунке 3.11а представлен сезонный ход эвапотранспирации и влагосодержания верхнего слоя почвы (0–7 см) для суббореальной зоны ЕТР. В апреле значения E_v в среднем не превышают 55 мм/мес., в то время как влагосодержание почвы достигает сезонного максимума – чуть более 30%. Наибольшая E_v наблюдается в мае – июне, составляя в среднем 95–100 мм/мес. при влажности почвы 25–27%. С середины лета E_v начинает быстро снижаться. При этом влажность верхнего почвенного горизонта в течение всего периода активной вегетации уменьшается в 2.3 раза. К концу сезона (сентябрь) E_v падает до 40–50 мм/мес., а влагосодержание почвы – до 22–23%. Снижение влажности почвы в конце лета становится главной причиной уменьшения E_v , несмотря на высокий температурный фон. Этот вывод подтверждается значимым ростом повторяемости сильных летних атмосферных засух на фоне повышения температур на юге ЕТР в последние три десятилетия (Черенкова и др., 2020).

Корреляционная связь между эвапотранспирацией и влажностью верхнего слоя почвы существенно меняется в течение тёплого периода (рис. 3.11 б). В апреле в лесостепной и степной зонах эта зависимость отрицательна, поскольку максимальное влагосодержание почвы сочетается с ещё неразвитой растительностью и минимальным испарением с недостаточно прогретой поверхности. Начиная с мая, по мере развития растительности и прогрева почвы связь между параметрами усиливается. Для сухостепных и полупустынных ландшафтов в мае она уже положительна и становится статистически значимой для полупустынной зоны. В июне зависимость изменений E_v от влажности почвы становится значимо положительной и в степной зоне. С июля и до конца вегетационного сезона корреляция между эвапотранспирацией и влажностью почвы является значимо положительной на всей территории юга ЕТР.

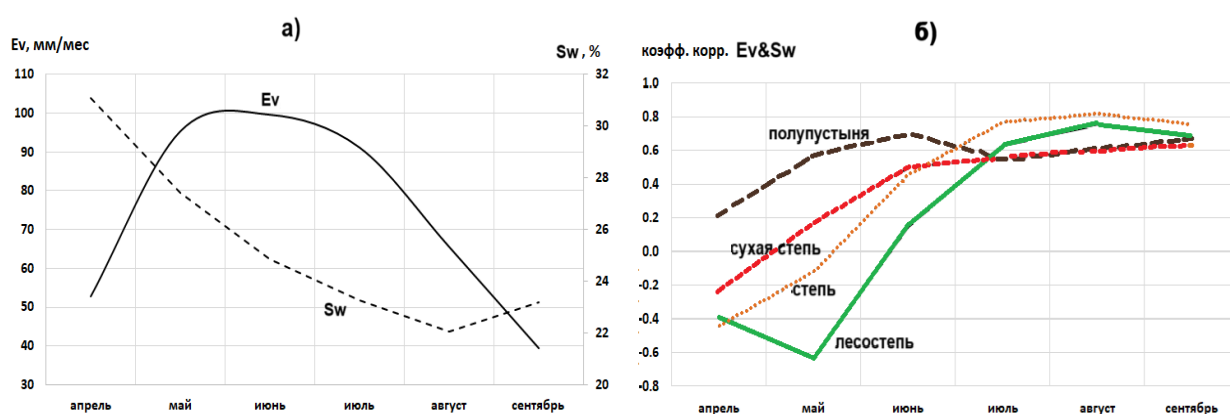


Рис. 3.11. Изменения в течение вегетационного сезона в суббореальной зоне ЕТР: а) эвапотранспирации E_v , мм/мес. и влажности почвы в верхнем горизонте S_w 0–7 см в % за 1980–2021 гг., б) коэффициента корреляции между эвапотранспирацией и влажностью почвы (данные ERA5-Land).

3.3.2.3. Изменение эвапотранспирации и влажности почвы между климатическими периодами

Сравнение показателей эвапотранспирации за периоды 1991–2020 гг. и 1961–1990 гг. выявило значительное иссушение сухостепных ландшафтов в верхнем горизонте почв (0–7 см). Наибольшее влияние на снижение влажности верхнего и среднего почвенных горизонтов оказал рост средней температуры воздуха (см. рис. 3.2 а., 3.6 I). Процессы иссушения почв наблюдаются в степных, лесостепных и широколиственно-лесных зонах, в то время как южнее, в полупустынных ландшафтах, изменения влагосодержания почвы статистически незначимы (рис. 3.12).

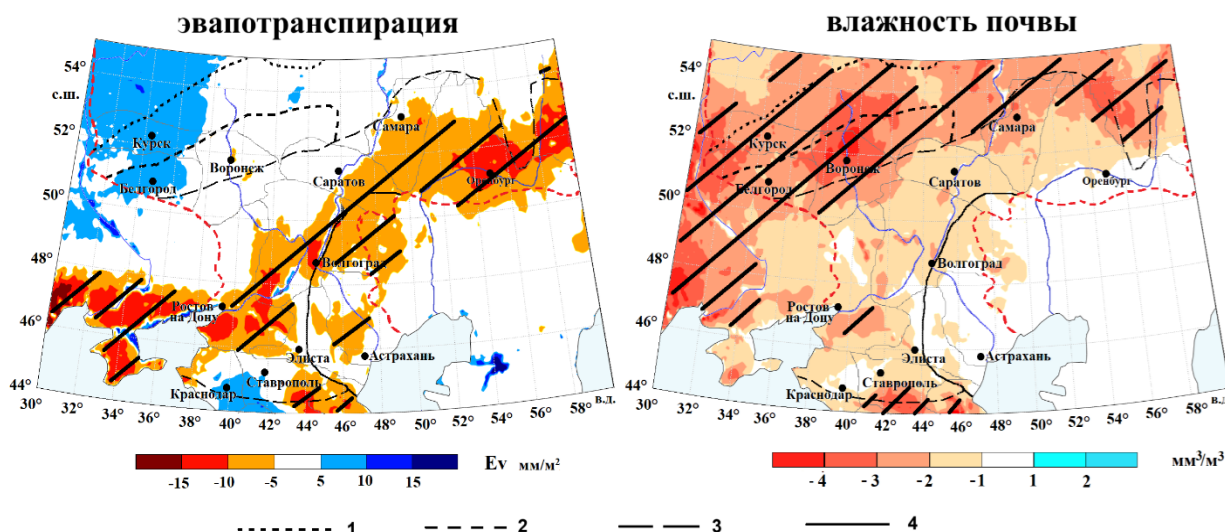


Рис. 3.12. Значимое изменение между периодами 1961–1990 гг. и 1991–2020 гг. в июле: эвапотранспирации, $\text{мм}/\text{м}^2$, и влажности почвы (горизонт 0–7 см), $\text{мм}^3/\text{м}^3$ (данные ERA5-Land). Штриховкой выделены значимые изменения. Показаны южные границы ландшафтных зон: 1 – подтаёжные, 2 – широколиственно-лесные, 3 – лесостепные, 4 – степные типичные и сухостепные.

3.3.2.4. Тренды эвапотранспирации и влажности почвы

Тренды эвапотранспирации в течение вегетационного сезона за период 1980–2021 гг. были разнонаправленными (рис. 3.13). А вот тренды влажности верхнего слоя почвы преимущественно отрицательные, с наибольшими потерями влаги в лесостепной зоне (рис. 3.14). При этом в полупустынной зоне изменения влажности почвы в течение всего тёплого периода были минимальны (0.5%) и статистически незначимы.

В апреле наблюдался значимый рост эвапотранспирации (до 4–6 мм/10 лет) с максимумом в лесостепных и северных степных ландшафтах, что сопровождалось отрицательными трендами влажности почвы в среднем на 2.5–3%/10 лет. В степных и полупустынных ландшафтах рост эвапотранспирации (до 2 мм/10 лет) и снижение влажности почвы (0.5–2%/10 лет) были наименьшими.

В мае тренды E_v становятся отрицательными на всей территории полупустынных и сухостепных ландшафтов (до –2 мм/10 лет) при снижении S_w примерно на 1%/10 лет. В июне снижение E_v отмечалось уже в полупустынной, сухостепной и степной зонах на фоне слабых отрицательных трендов влажности почвы. В лесостепной зоне по-прежнему сохранялась положительная тенденция эвапотранспирации при значительном снижении влагосодержания верхнего слоя почвы.

В июле отрицательные тренды испарения усилились и распространились на большую часть суббореальной зоны. В августе тренды E_v оставались отрицательными, достигая минимума (–13 мм/10 лет) в степной зоне, что сопровождалось снижением S_w на 4%/10 лет. К концу вегетационного сезона отрицательные тренды эвапотранспирации и влажности почвы наблюдались во всех рассматриваемых зонах.

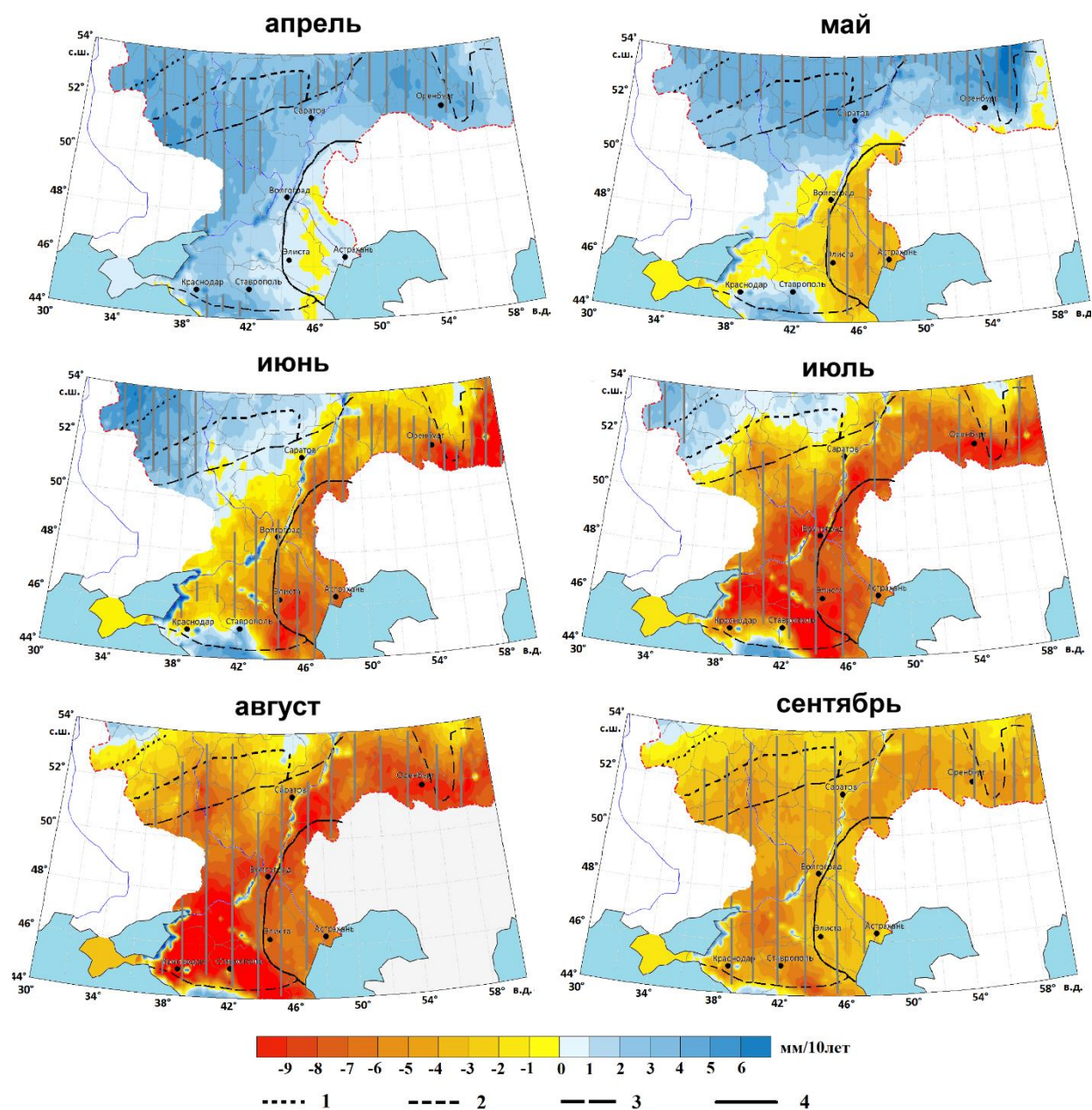


Рис. 3.13. Линейный тренд эвапотранспирации E_v (мм/10 лет), 1980–2021 гг. Тренд значим $> (<)$ 2 мм/10 лет (выделено штриховкой). Южные границы ландшафтов: 1 – подтаёжные, 2 – широколиственно-лесные, 3 – лесостепные, 4 – степные типичные и сухостепные (данные ERA5-Land).

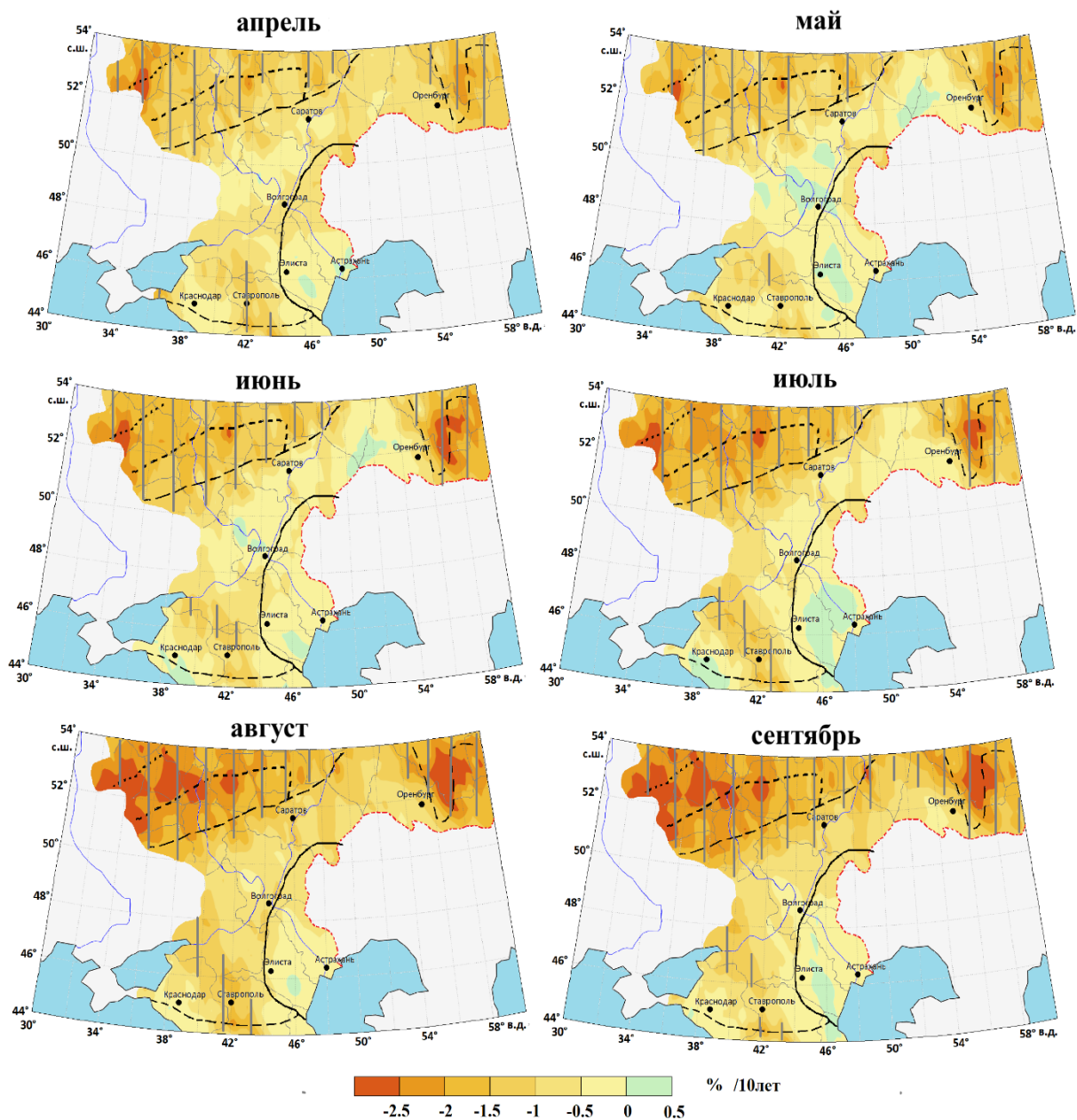


Рис. 3.14. Линейный тренд влажности почвы (%/10 лет) в слое (0–7 см), 1980–2021 гг. в тёплый период. Штриховкой выделены значимые тренды от 1%/10 лет (данные ERA5-Land). Обозначение южных границ ландшафтов см. рис. 3.13.

Таким образом, в период 1980–2021 гг. на большей части территории в начале вегетационного периода отмечались положительные тенденции эвапотранспирации с последующим её постепенным снижением, достигающим минимума в августе. Наибольшее падение E_v зафиксировано в степных и сухостепных ландшафтах. Тренды влажности верхнего слоя почвы

были отрицательными, с максимальными потерями почвенной влаги в лесостепной зоне. В полупустыне, где фоновые значения влажности почвы изначально минимальны, её изменения оказались наименее выраженными.

Выявленные тенденции снижения E_v и S_w в течение вегетационного сезона для большинства степных и полупустынных регионов свидетельствуют об ухудшении условий для растительности в начале XXI века. Эти результаты согласуются с модельными оценками будущего климата, согласно которым устойчивая отрицательная тенденция увлажнения сохранится в ближайшей перспективе (Золотокрылин и др., 2014).

3.4. Трансформация климатических параметров природных зон ЕТР и Западной Сибири в первой четверти XXI века

Климат служит фундаментом и индикатором состояния природных экосистем, находясь в тесной взаимосвязи с биотой (Рябчиков, 1972). Он остаётся первичным фактором, чьи параметры и динамика в значительной степени определяют тип растительности в условиях минимального антропогенного воздействия (Базилевич и др., 1986). Изменения климатических характеристик в результате глобального потепления могут вести к трансформации самих природных зон. Согласно модельным прогнозам, уже к середине XXI века климатические условия для многих ландшафтов могут перестать соответствовать господствующему типу растительности (Жильцова, Анисимов, 2015; Третий..., 2022).

В работе Базилевича и др. (1986) приведены фоновые диапазоны климатических параметров для ландшафтов, зафиксированные до начала интенсивного потепления. В таблице 3.3 представлены средние климатические показатели равнинных природных зон ЕТР и Западной Сибири, зафиксированные до начала интенсивного потепления и в первой четверти XXI века (2000–2022 гг.), а также их стандартное отклонение.

В условиях современного потепления климатические изменения проявляются крайне неравномерно по природным зонам и макрорегионам. Рассмотрим изменения климатического режима природных зон.

Температура июля

В тундре июльские температуры остаются в пределах фонового климатического интервала, что указывает на инерционность термического режима в этом регионе. В лесотундре они превышают ранее установленные значения на 0.2–1.7 °C. В северной тайге ЕТР температуры достигают верхней границы фонового диапазона, тогда как в Западной Сибири превышают её на 0.8 °C. В средней и южной тайге, а также в подтаёжной и широколиственной зонах современные температуры устойчиво располагаются на верхней границе исторического интервала. В лесостепной зоне они пока соответствуют диапазону значений, зафиксированных до начала интенсивного потепления, тогда как в полупустыне на юге России устойчиво превышают верхнюю границу.

Суммы активных температур (выше +10 °C)

В тундре ЕТР величины этого показателя уже соответствуют значениям, характерным для лесотундры, что свидетельствует о расширении возможностей для роста растительности. В лесотундре они достигают уровня, типичного для северной тайги. В средней тайге, а также на юго-западе ЕТР в южной тайге и подтаёжной зоне суммы активных температур превышают фоновые показатели. В лесостепной и степной зонах они соответствуют ранее установленным значениям, тогда как в полупустыне на юге ЕТР значительно превышены, что создаёт предпосылки для усиления аридизации.

Зимние и среднегодовые температуры

Для большинства ландшафтов ЕТР (тундра, лесотундра, тайга, лесостепь, степь) зимние температуры остаются в пределах, зафиксированных до начала интенсивного потепления, а в Западной Сибири они даже несколько

ниже. Устойчивое превышение исторических значений наблюдается лишь для среднегодовых температур в северной тайге (на уровне верхней границы или выше) и в полупустыне на юге ЕТР.

Режим увлажнения

Этот показатель также претерпел изменения. Годовые суммы осадков для северных ландшафтов (тундра, лесотундра, северная тайга) находятся на уровне или ниже границы фонового диапазона. Аналогичная тенденция отмечается в средней и южной тайге, а также в подтаёжной зоне, особенно в Западной Сибири. В лесостепной, степной зонах и зоне широколиственных лесов количество осадков соответствует ранее установленным значениям. В полупустыне оно приближается к нижней границе диапазона, что создаёт дополнительные риски для устойчивости экосистем.

Осадки

Сокращение осадков и рост теплообеспеченности в тундре и лесотундре привели к снижению коэффициента увлажнения до значений, характерных для северной тайги. В большинстве других ландшафтных зон коэффициент увлажнения также сместился к нижней границе фонового диапазона, указывая на усиление сухости. При этом в зонах средней и южной тайги, широколиственных лесов, подтаёжной зоне условия увлажнения остаются близкими к оптимальным, тогда как в лесостепи, степи и полупустыне они оцениваются как недостаточные. Отчётливо прослеживается усиление засушливости в восточном направлении во всех природных зонах.

Таблица 3.3. Средние климатические параметры и их стандартное отклонение природных зон ЕТР и ЗС (I) до начала интенсивного глобального потепления по (Базилевич и др., 1986) и в период 2000–2022 гг. (данные ВНИИГМИ-МЦД).

Регион	Ландшафтная зона	Кол-во станций		Т год, °С		Т январь, °С		Т июль, °С		ΣТ10°, °С		ΣPr, мм		K _{увл}	
		I	2000–2022	I	2000–2022	I	2000–2022	I	2000–2022	I	2000–2022	I	2000–2022	I	2000–2022
Атлантическая Арктика	арктические пустыни		3		–9.7±3.3		–18.7±4.2		3.3±1.3		164±54		217±91		0.7±0.27
Европейский Север	гундра	14	11	–7.6÷0.3	0.1±1.3	–24.4÷–5.8	–9.7±3.1	8.2÷12.1	12.1±2.0	182÷637	657±75	531÷782	433±92	1.4÷1.94	1.0±0.22
	лесотундра	6	5	–2.2÷0	–0.6±1.2	–14.9÷–10.1	–13.3±4.0	10.5÷12.5	13.5±2.1	526÷765	848±68	557÷700	479±80	1.3÷1.7	1.00±0.21
	северная тайга	7	18	–0.7÷0.9	1.1±1.1	–13÷–10.9	–12.2±3.7	11.3÷15.3	15.8±2.0	643÷1228	1271±61	564÷656	561±93	1.1÷1.29	1.01±0.20
Север Западной Сибири	гундра	1	6	–4	–7.3±2.5	–12.8	–21.5±4.8	8.8	10.2±2.5	250	465±81	1342	337±98	4	0.87±0.25
	лесотундра	5	6	–5.9÷–2.7	–5.8±1.7	–20.5÷–16.7	–24.3±5.4	12.3÷13.3	15.0±2.2	580÷843	1010±37	528÷642	481±102	1.24÷1.51	0.95±0.24
	северная тайга	9	8	–3.2÷0.8	–4.0±1.6	–18.2÷–12.4	–24.3±5.6	12.6÷15.6	16.5±2.2	795÷1284	1319±9	570÷707	541±101	1.07÷1.35	0.98±0.20
Северо-запад ЕТР	средняя тайга	11	10	0.9÷3	3.3±0.8	–13.6÷–9.6	–10.5±3.4	15.9÷17	17.9±2.0	1433÷1583	1805±14	670÷799	643±84	1.07÷1.32	0.97±0.16
	южная тайга	23	11	1.9÷4	4.5±0.6	–13÷–8.1	–8.8±3.2	16.3±18.3	18.6±2.0	1629÷2085	2087±26	652÷884	663±92	0.94÷1.28	0.92±0.15
Северо-восток ЕТР	средняя тайга	13	6	–1.6÷2.4	1.7±0.9	–17.6÷–10.8	–13.9±3.3	15.6÷17.7	17.9±2.1	1287÷1693	1704±19	632÷852	664±98	1.01÷1.39	1.03±0.18
	южная тайга	14	3	1.0÷2.4	3.1±1.1	–15.8÷–13	–12.1±3.4	17÷18.7	18.8±1.9	1645÷2050	2035±130	570÷755	609±108	0.79÷1.18	0.85±0.14
Юго-запад ЕТР	подтаёжная	13	7	4.6÷6.5	5.9±0.6	–6.9÷–3.2	–6.9±3.3	16.2÷18.7	19.1±2.0	1801÷2310	2354±30	633÷888		0.94÷1.22	0.88±0.16
	широколиственная	10	15	7.8÷9.4	6.3±0.7	–5.1÷–3.5	–7.6±3.2	16.9÷17.9	20.2±1.9	2870÷3205	2624±31	509÷720	587±110	0.54÷0.7	0.71±0.14
	лесостепь	53	6	3.5÷8.9	7.6±0.7	–13.4÷–3.8	–6.3±3.2	18.1±21.4	21.1±1.8	2145÷3105	2943±131	488÷721	554±107	0.54÷0.95	0.62±0.13
Юго-восток ЕТР	подтаёжная	13	12	2.3÷5.4	3.6±0.9	–14.2÷–7.2	–12.0±3.6	17.0÷18.7	19.3±1.8	1893÷2260	2226±67	563÷766	537±91	0.75÷1.04	0.72±0.13
	широколиственная	53	4	3.2÷7.8	4.4±0.6	–14.4÷–4.2	–11.7±3.6	17.8±19.9	20.0±1.7	1990÷3025	2486±42	482÷829	521±87	0.58÷1.14	0.65±0.13
	лесостепь	9	6	3.2÷10.6	4.0±1.0	–15.5÷–2.8	–12.3±3.6	20.2÷23.8	19.7±1.8	2488÷3611	2438±101	424÷633	517±102	0.44÷0.73	0.67±0.14
Северная часть лесной зоны ЗС	средняя тайга	13	6	–1.2÷–1.4	0.4±1.1	–17.6÷–10.8	–18.4±4.9	15.6±17.6	17.8±1.8	1276÷1737	1803±35	664÷783	601±96	1.01÷1.38	0.92±0.17
Южная часть лесной зоны ЗС	южная тайга	16	5	2÷4.5	0.7±1.0	–11.9÷–7.2	–18.8±5.1	16.2÷18.7	18.1±1.6	1525÷2021	1922±2	650÷827	531±83	0.99÷1.27	0.77±0.13
	подтаёжная	13	11	2.3÷5.4	1.9±0.9	–14.2÷–7.2	–16.4±4.5	17.0÷18.7	18.3±1.6	1893÷2260	2060±38	563÷766	528±91	0.75÷1.04	0.74±0.15
Юг ЕТР	степь	15	28	6.1÷10.6	8.7±0.8	–11.8÷–0.8	–5.7±3.3	22.4÷24.9	22.9±1.7	3109÷3596	3264±612	339÷510	487±103	0.34÷0.56	0.52±0.11
	полупустыня	6	14	8.5÷10.4	11.5±0.8	–7.9÷–3.9	–2.2±2.6	24.4±25.5	25.7±1.5	3473÷3641	3960±141	283÷307	356±84	0.28÷0.29	0.33±0.08
Степная часть ЗС	лесостепь	2	15	0.0÷0.3	2.2±0.9	–16.9÷–16.5	–16.8±4.4	16.1±16.2	18.7±1.5	1570÷1660	2213±21	602÷620	540±91	0.94÷1.0	0.78±0.15
	степь	79	11	3.1÷11.0	2.5±1.0	–15.8÷0.1	–16.9±4.5	21.1÷23.8	19.0±1.2	2585÷3515	2300±19	373÷532	476±89	0.4÷0.57	0.63±0.13

Рассмотренные климатические флуктуации создают предпосылки изменения климатического режима природных равнинных ландшафтов ЕТР и Западной Сибири (рис. 3.15).

В *субарктической зоне* в период 2000–2022 гг. на части метеостанций, расположенных преимущественно в тундровой зоне севера ЕТР и Западной Сибири, климатические условия приближены к параметрам лесотундры. Метеостанции вдоль границы лесотундры и северной тайги демонстрируют условия, характерные для северной тайги, что обусловлено ростом температур. Эти данные согласуются с выводами других исследователей (Arctic Report..., 2019; Myers-Smith, Hik, 2018; Pastick et al., 2019). Одним из ключевых факторов продвижения леса в тундру является деградация многолетнемёрзлых пород, способствующая усилению растительного покрова и смещению биоклиматических границ к северу (Васильев и др., 2020). Отмечается смещение к северу границы предтундровых редколесий, тогда как граница леса продвигается медленнее (Белоновская и др., 2016). Для высокоарктических и тундровых биомов вероятно появление более южных видов вследствие потепления, а рост осадков и высоты снежного покрова могут увеличивать разнообразие кустарников и цветковых растений (Тишков и др., 2019). Таким образом, часть тундровых территорий становится потенциально пригодной для развития лесной растительности (Anisimov et al., 2017; Васильев и др., 2020; Шполянская и др., 2022).

В *бореальной зоне* повышение температуры и осадков привело к тому, что на десятке метеостанций в зоне северной тайги современные климатические режимы приближены к средней тайге. На более чем двух десятках метеостанций в среднетаёжной зоне ЕТР и Западной Сибири климатические режимы приблизились к южнотаёжным. Часть метеостанций южной тайги ЕТР по климатическим характеристикам ближе к подтаёжной зоне и зоне хвойно-широколиственных лесов. В начале XXI века на фоне отрицательных трендов осадков климатические характеристики двух станций

в зоне широколиственных лесов приближаются к лесостепи, а десяти станций – к степи. Эти изменения подтверждаются исследованиями, отмечающими смещение к северу экотона южной тайги вследствие изменения климата и учащения пожаров (Brazhnik et al., 2017), также отмечалось продвижение на восток границы распространения широколиственных пород (Fedorov et al., 2021). Трансформации сопровождаются сокращением площади мерзлотных ландшафтов и развитием лесной растительности (Медведков, 2018; Высоцкая, Медведков, 2022). В последние десятилетия в горных темнохвойных лесах Южной Сибири наблюдается их массовое усыхание, связываемое с изменением климата и аридизацией условий (Бажина и др., 2013; Сайгин и др., 2019; Чебакова и др., 2022; Tchebakova et al., 2022; Kharuk et al., 2017; Воронин и др., 2019). Согласно прогнозам, в более тёплом и сухом климате XXI века сибирские леса сместятся на северо-восток, а на юге расширятся площади лесостепей и степей (Третий..., 2022).

В *суббореальной* зоне продолжающийся рост температуры и уменьшение осадков привели к тому, что по климатическим характеристикам фонового периода более двух десятков метеостанций в лесостепи уже соответствуют степной зоне. На юге и юго-востоке ЕТР отрицательные тренды годовых осадков обусловили соответствие климата у границы степи и сухой степи условиям сухостепной зоны. Климатические показатели части метеостанций в сухой степи соответствуют полупустыне, тогда как для нескольких станций условия более характерны для степи. Данные изменения подтверждаются исследованиями, фиксирующими расширение аридных зон (Жильцова, Анисимов, 2015) и продвижение степной растительности к северу (Шестой национальный..., 2020). Прогнозируется дальнейшее иссушение степей и расширение пустынь, что приведёт к снижению продуктивности экосистем (Третий..., 2022; Visconti et al., 2018).

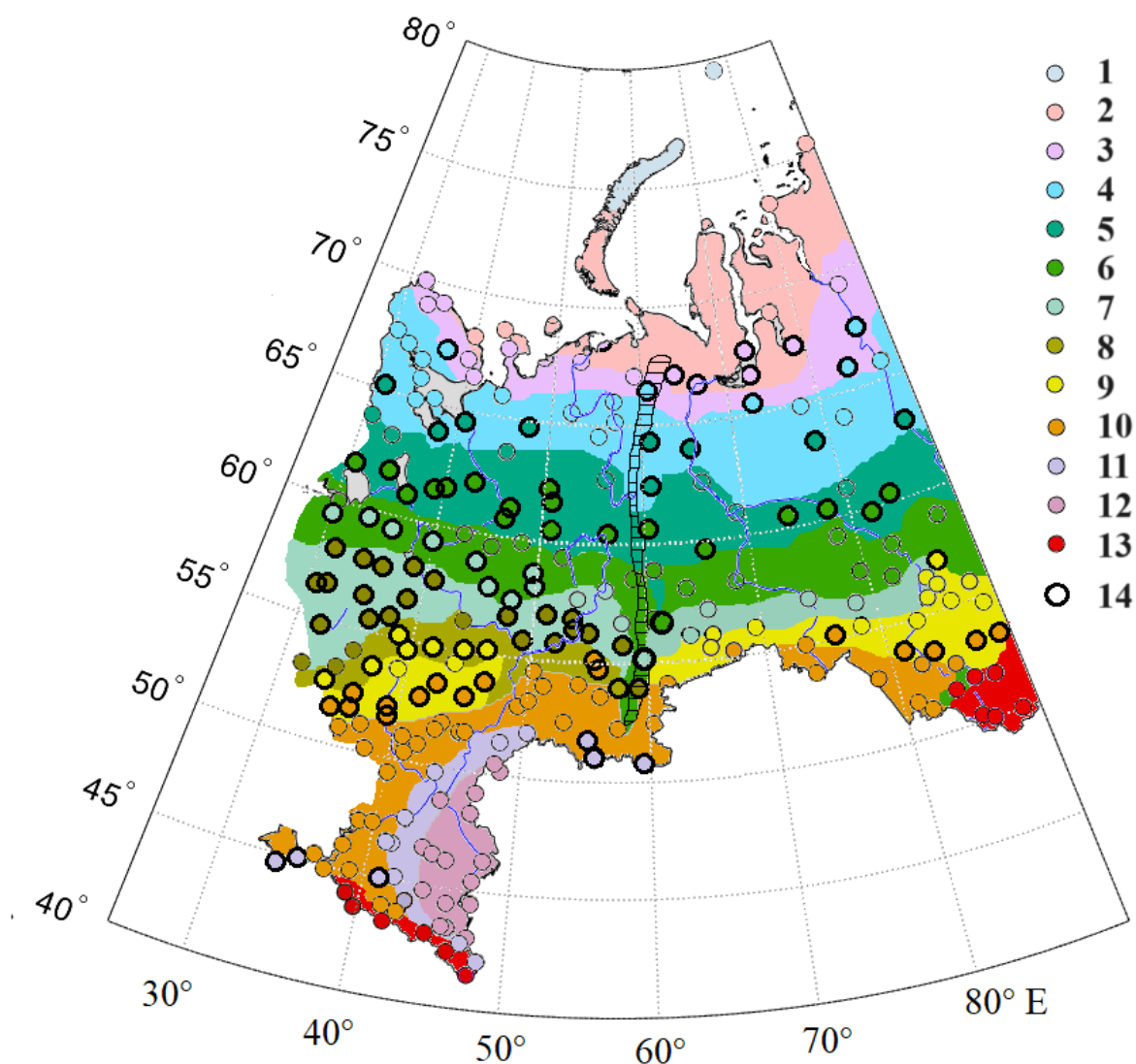


Рис. 3.15. Изменения климатических условий природных зон в тёплый период по метеостанциям. Цвет метеостанции показывает её климатическое соответствие природной зоне в 2000–2020 гг. (данные ВНИИГМИ-МЦД). Условное обозначение: 1 – арктические пустыни, 2 – тундра, 3 – лесотундра, 4 – северная тайга, 5 – средняя тайга, 6 – южная тайга, 7 – подтаёжная зона, 8 – широколиственно-лесная, 9 – лесостепь, 10 – степь, 11 – сухая степь, 12 – полупустыня, 13 – высокогорные ландшафты, 14 – климатические показатели в 2000–2020 гг. не соответствуют природной зоне второй половины XX века. Штриховкой схематично показаны Уральские горы.

3.5. Вывод к главе 3

В главе 3 представлены детальные количественные оценки связей и изменений климатических показателей на территории ЕТР и Западной Сибири. Анализ проводился на уровне отдельных природных зон с комплексной оценкой трансформации климатических условий. Такой подход позволяет понять специфику проявления уровня климатических изменений природных зон равнин России в первой четверти XXI века.

В *субарктической зоне* ЕТР и в Западной Сибири в течение периода 1991–2020 гг. зафиксированы значимые положительные тренды июльских, январских, среднегодовых температур и суммы активных температур, а также отрицательный тренд годовых осадков. Летние осадки существенно не изменились, однако на фоне потепления это привело к сокращению переувлажнения. Максимальный рост температуры отмечался в начале лета на северо-востоке ЕТР и в Западной Сибири, что вызвало смещение изолинии +10 °C из северной части таёжной зоны в лесотундру. В результате климатические характеристики для части субарктических ландшафтов к началу XXI века соответствуют более южным природным зонам.

На большей части *бореальной зоны* ЕТР и Западной Сибири зарегистрирован значимый рост теплообеспеченности, выраженный в увеличении годовых, январских и летних температур (за исключением слабого регионального снижения июльских температур в Западной Сибири). Тренды осадков пространственно неоднородны. Так, в северной тайге они положительны, а в южной – отрицательны, но незначимы. Из-за высокой сомкнутости растительного покрова и замедленного теплообмена даже значительный рост температуры не привёл к существенному увеличению испарения и изменению влажности почв. В целом климатические условия начала XXI века в бореальной зоне сместились в сторону параметров, характерных для более южных ландшафтов.

В суббореальной зоне ЕТР в период 1991–2020 гг. наблюдается выраженное потепление, проявляющееся в росте суммы активных температур, среднегодовых, январских и летних температур. В первой четверти XXI века здесь также отмечается регионально значимое снижение годовых и летних осадков. Наибольшее уменьшение испарения зафиксировано в степных и сухостепных ландшафтах во второй половине тёплого периода. Отрицательные тренды влажности верхнего слоя почвы максимальны в лесостепной зоне и минимальны в полупустыне. В суббореальной зоне Западной Сибири, несмотря на увеличение теплообеспеченности и отсутствие значимых трендов осадков, существенных изменений влажности почвы и испарения не выявлено. Климатические условия части степной зоны в первой четверти XXI века соответствуют более южным ландшафтам, а в сухостепной – полупустыни и степи.

Таким образом, из-за роста температуры и разнонаправленности трендов осадков климатические режимы в южных секторах природных зон (от тундры до сухой степи) в первой четверти XXI века вышли за границы климатической нормы и демонстрируют значения, типичные для более южных ландшафтов, что указывает на климатическую трансформацию природных зон равнин России.

Результаты исследований, представленные в главе 3, отражены в работах: Титкова, Золотокрылин, 2021, 2022, 2023, 2025; Титкова, 2017; Титкова, Виноградова, 2015, 2024; Титкова и др., 2023; Titkova, Zolotokrylin, 2023; Vinogradova, Titkova, Zolotokrylin, 2021; Виноградова, Титкова, Черенкова, 2015; Виноградова, Титкова, 2024; Золотокрылин и др., 2014, 2015, 2016; Золотокрылин, Титкова, 2009, 2010; Черенкова, Титкова, 2009.

ГЛАВА 4. ТУРБУЛЕНТНЫЙ ТЕПЛО-ВЛАГООБМЕН ПРИРОДНЫХ ЗОН И ЕГО ИЗМЕНЕНИЕ

4.1. Введение

Глобальные климатические изменения различной интенсивности трансформируют турбулентный тепло-влагообмен и вызывают многообразную реакцию подстилающей поверхности (Воронин и др., 2019; Бажина и др., 2013; Жильцова, Анисимов, 2015; Золотокрылин, Титкова, 2009; Репина и др., 2024; Репина, 2025; Сайгин и др., 2019; Титкова, Виноградова, 2015; Третий..., 2022; Шаков, 1982; Чебакова и др., 2022; Bouwer, 2019; Brazhnik et al., 2017; Kharuk et al., 2017; Tchebakova et al., 2022; Visconti et al., 2018 и др.).

Тем не менее, исследования структуры распределения тепло-влагообмена в природных зонах и его динамики в тёплый период на региональном уровне остаются недостаточно систематизированными. В настоящее время не хватает количественных оценок различий между компонентами теплового баланса и влагообмена ландшафтов в разных временных масштабах, расположенных как в пределах одной природной зоны, так и в смежных, но географически удалённых регионах.

Решение этой проблемы на региональном уровне с учётом зональных особенностей стало возможным с появлением современных глобальных реанализов, таких как ERA5 (с 1950 г. по настоящее время). Проведённая в данной работе оценка точности реанализа ERA5-Land путём сравнения с данными наземных наблюдений FLUXNET2015 (см. главу 2) показала, что средняя ошибка воспроизведения турбулентных потоков явного и скрытого тепла составляет около 10–12%, что является приемлемым для оценки статистических характеристик энергетических потоков.

Существующие исследования, основанные на данных реанализа NCEP-NCAR, показывают положительные линейные тренды потоков явного и скрытого тепла, связанные с ростом температуры поверхности (Gulev, Belyaev, 2012). Колебания составляющих теплового баланса в наибольшей степени обусловлены общим потеплением, которое составляет $0.46\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ на ЕТР и $0.26\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ в ЗС за летние сезоны 1976–2020 гг. (Третий..., 2022). Кроме того, на турбулентные потоки существенное влияние оказывают изменения общей циркуляции атмосферы, в частности ослабление зонального переноса в Атлантико-Европейском секторе и увеличение повторяемости атмосферных блокирований на востоке ЕТР (Бардин и др., 2019, 2021).

Была поставлена задача установить изменение пространственной структуры турбулентного тепло-влагообмена тёплого периода с выделением и количественным описанием региональных энергоактивных зон равнин России.

4.2. Турбулентные потоки тепла и влаги тёплого периода

4.2.1. Пространственная структура и количественная оценка

Рассмотрим количественные оценки компонентов летнего тепло-влагообмена в природных зонах равнин России.

Передача *явного тепла* от подстилающей поверхности к атмосфере максимальна в суббореальной зоне, особенно в полупустынях ЕТР (более $6\text{ МДж}/\text{м}^2$), и снижается до $4\text{ МДж}/\text{м}^2$ в степных ландшафтах ЕТР и Западной Сибири, что обусловлено высокой суммарной радиацией при разреженном растительном покрове (рис. 4.1 I а, 4.2). При движении к северу в бореальной зоне поток тепла уменьшается в подтаёжных и южнотаёжных ландшафтах, не превышая $3\text{ МДж}/\text{м}^2$. Однако в северотаёжных ландшафтах ЕТР и на границе средней и северной тайги Западной Сибири наблюдается рост потока до $4\text{ МДж}/\text{м}^2$. Этот рост отчасти объясняется климатическими условиями:

положением вторичной ветви летнего Арктического фронта на ЕТР и в Западной Сибири, а также влиянием густого лесного полога (Черенкова и др., 2014; Титкова и др., 2015, Михайлов и др., 2016). Севернее, в северной бореальной и субарктической зонах, наличие многолетней мерзлоты и разреженная растительность ограничивают поглощение тепла почвой, снижая температуру поверхности и передачу тепла атмосфере до 3 МДж/м². Абсолютная изменчивость (среднеквадратическое отклонение) потоков увеличивается с ростом их значений в суббореальной зоне ЕТР (рис. 4.1 I б).

В бореальной зоне распределение абсолютной изменчивости отклоняется от широтного градиента самих потоков, формируя меридиональную область повышенных значений, которая простирается от субарктической до суббореальной зон. В Западной Сибири повышенная абсолютная изменчивость также имеет меридиональную ориентацию. Максимальные значения относительной изменчивости (коэффициента вариации) наблюдаются в лесостепной зоне Западной Сибири. Относительная изменчивость (коэффициент вариации) потоков явного тепла на ЕТР имеет мозаичную структуру с максимумами преимущественно в северной части суббореальной зоны (подтаёжные и широколиственно-лесные ландшафты) (рис. 4.1 I в). В целом совокупность данных по потокам явного тепла можно считать однородной. Коэффициент вариации незначителен (< 10%) на севере и юге ЕТР. Разброс данных более 30% встречается в основном в зоне южной тайги и подтаёжных ландшафтах ЕТР, что связано с их мозаичностью.

Потоки *скрытого тепла* усиливаются при переходе от бореальной к суббореальной зоне на ЕТР и в Западной Сибири, уменьшаясь к северу и югу от неё (рис. 4.1 II а, 4.2). Абсолютная и относительная изменчивость потоков скрытого тепла достигает максимума в суббореальной зоне (сухостепные и полупустынные ландшафты). При этом степень рассеивания данных (коэффициент вариации) для скрытого тепла незначительна и составляет менее 10% (рис. 4.1 II б, в).

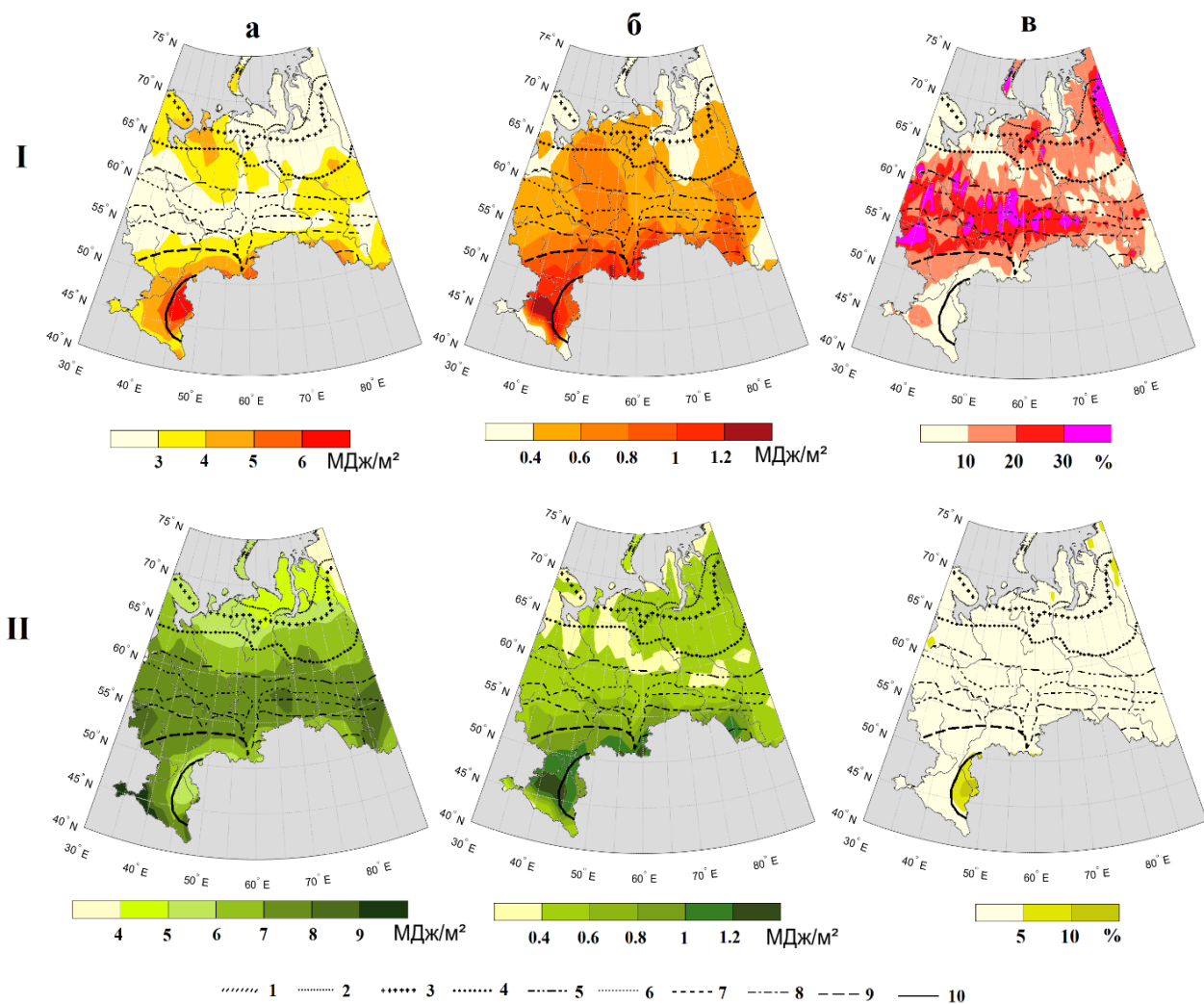


Рис. 4.1. Статистические характеристики турбулентных потоков, июнь – август, 1991–2020 гг.: I) явного тепла, II) скрытого тепла; а) среднее, б) стандартное отклонение, в) коэффициент вариации (данные ERA5-Land). Показаны южные границы природных зон: 1 – арктические; субарктические (2 – тундровые, 3 – лесотундровые); бореальные (4 – северотаёжные, 5 – среднетаёжные, 6 – южнотаёжные, 7 – подтаёжные, 8 – широколиственно-лесные); суббореальные (9 – лесостепные, 10 – степные типичные и сухостепные).

В результате энергетические оценки компонентов летнего теплообмена показали, что в субарктической и бореальной зонах интенсивность турбулентных потоков скрытого тепла в 1.5–2 раза больше, чем потоков явного тепла, в то время как в суббореальной зоне энергетическая составляющая потоков явного тепла выше.

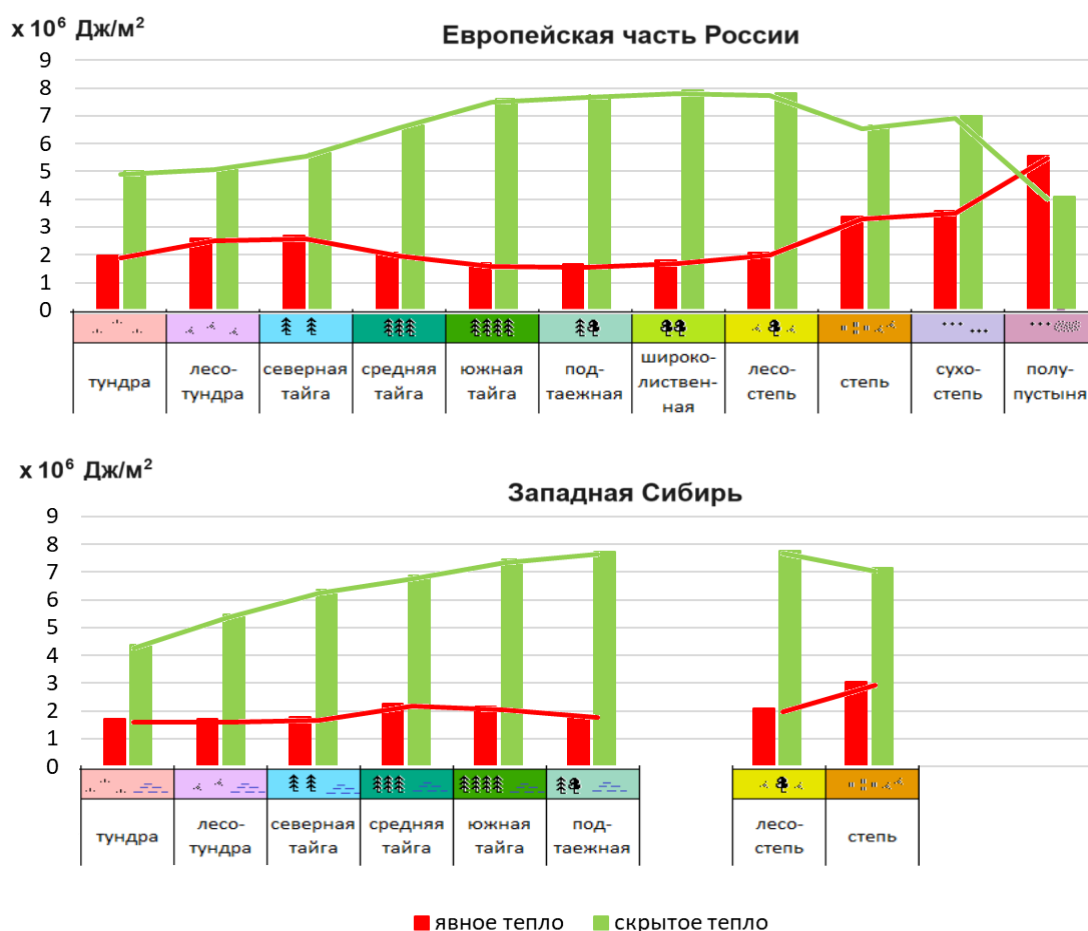


Рис. 4.2. Энергетическая составляющая турбулентного тепло-теплообмена явного (выделено красным) и скрытого тепла (выделено зелёным) по ландшафтным зонам ЕТР и Западной Сибири за июнь – август 1991–2020 гг. (данные ERA5-Land).

4.2.2. Изменение и тренды турбулентного тепло-влагообмена

Рассмотрим изменения турбулентных потоков тепло-влагообмена между климатическими периодами 1991–2020 и 1961–1990 гг. (табл. 4.1). Эти изменения носят дифференцированный характер как по природным зонам, так и по макрорегионам, что отражает неоднородность отклика системы «поверхность – атмосфера» на современное потепление.

В *субарктической зоне* Западной Сибири зафиксирован наиболее выраженный рост восходящих потоков как явного, так и скрытого тепла на 10–12%. Это свидетельствует об усилении теплообмена между подстилающей поверхностью и атмосферой в регионе. На севере ЕТР аналогичные изменения также положительны, но не достигают уровня статистической значимости, что указывает на более сдержанный отклик тепло-влагообмена на климатические изменения. Потоки дивергенции влаги в субарктике практически не изменились, что говорит о сохранении баланса между притоком и оттоком влаги в этом регионе.

В *бореальной зоне* картина существенно различается по макрорегионам. На ЕТР отмечен значительный рост восходящих потоков явного тепла (14%), что согласуется с устойчивым положительным трендом летних температур в таёжной зоне. Одновременно здесь зафиксировано резкое усиление дивергенции влаги на 70%. Это означает, что в бореальной зоне ЕТР значительно возрос вынос влаги из региона. В бореальной зоне Западной Сибири, напротив, рост потоков явного и скрытого тепла статистически не значим, а уменьшение потоков дивергенции влаги также не достигает уровня значимости. Это указывает на относительную инерционность тепло-влагообмена в западносибирской тайге, где особенности почвенно-растительного покрова сглаживают реакцию на потепление.

В *суббореальной зоне* ЕТР увеличение восходящих потоков явного тепла максимально среди всех рассмотренных регионов и составляет 17%. Это

закономерно для степных и полупустынных ландшафтов, где растительный покров не препятствует эффективному теплообмену. Усиление дивергенции влаги здесь менее масштабно, чем в бореальной зоне ЕТР, но остаётся значительным (до 21%), что отражает рост дефицита влаги и усиление выноса водяного пара за пределы региона. В суббореальной зоне Западной Сибири на фоне минимального тренда температуры ($+0.1$ °C за десятилетие) (Третий..., 2022) зафиксировано уменьшение нисходящих потоков дивергенции влаги на 26%. Это означает, что приток влаги в регион сократился.

Таким образом, в период 1991–2020 гг. по сравнению с 1961–1990 гг. наблюдался устойчивый рост восходящих потоков явного тепла во всех природных зонах, что подтверждает общий тренд усиления теплообмена в системе «поверхность – атмосфера» на фоне потепления. Потоки скрытого тепла увеличились в субарктике и бореальной зоне, что связано с ростом доступной энергии и с увеличением продолжительности вегетационного периода, а также с расширением площади активно транспирирующей растительности в высоких широтах, где ранее лимитирующим фактором выступал температурный режим. Однако в суббореальной части ЕТР потоки скрытого тепла уменьшились, где лимитирующим фактором становится дефицит почвенной влаги, обусловленный сокращением эффективных осадков в летний период и ростом испаряемости, что приводит к перераспределению энергетического баланса в пользу явного тепла и усугубляет тепловой стресс экосистем. Контрастные изменения дивергенции влаги указывают на перестройку крупномасштабной циркуляции и перераспределение влаги между макрорегионами. Усиление дивергенции над ЕТР свидетельствует о возрастающем экспорте влаги из этого региона, тогда как её ослабление над югом Западной Сибири – о накоплении влаги или снижении градиентов влажности, что формирует принципиально различные сценарии увлажнения в соседних секторах Евразии.

Таблица 4.1. Изменение турбулентных потоков тепло-влагообмена (%) между климатическими периодами 1991–2020 и 1961–1990 гг. по природным зонам (данные ERA5-Land).

Поток тепло-влагообмена	регион	Европейская часть России			Западная Сибирь		
	природная зона	субарктические	бореальные	суббореальные	субарктические	бореальные	суббореальные
явное тепло	1961–1990	–1.97	–1.55	–3.73	–1.54	–1.8	–2.65
	1991–2020	–2.01	–1.76	–4.36	–1.72	–1.94	–2.83
	Δ	–0.04	0.22	0.63	0.18	–0.14	–0.18
	%	2	14	17	12	8	7
скрытое тепло	1961–1990	–3.53	–7.17	–5.98	–4.22	–7.45	–7.56
	1991–2020	–3.72	–7.34	–5.63	–4.66	–7.56	–7.53
	Δ	–0.19	–0.17	0.35	0.44	–0.11	0.03
	%	5	2	–6	10	2	0
отношение Боуэна	1961–1990	0.56	0.21	0.62	0.365	0.24	0.34
	1991–2020	0.54	0.24	0.77	0.369	0.26	0.37
	Δ	–0.02	0.03	0.15	0.004	0.02	0.03
	%	–3	12	24	1	6	7
дивергенция влаги	1961–1990	–0.93	0.16	1.09	–0.55	0.53	0.65
	1991–2020	–0.96	0.28	1.32	–0.54	0.48	0.48
	Δ	–0.04	0.12	0.23	0.02	–0.05	–0.17
	%	4	70	21	–3	–9	–26

Значимые изменения выделены полужирным и цветом. Синим – отрицательные, жёлтым – положительные.

Тренды потока явного тепла за 1991–2020 гг. на ЕТР и в ЗС в субарктических и бореальных зонах статистически незначимы, со скоростью роста в пределах ± 0.05 МДж/м² за десятилетие ($\pm 1\%$ от среднего) (рис. 4.3 а). Отрицательный тренд характерен для западной части субарктической и бореальной зон ЕТР и ЗС. Напротив, в суббореальной зоне тренды значимо положительны, особенно в сухостепных и полупустынных ландшафтах ЕТР. На фоне общего роста температуры скорость увеличения потока явного тепла здесь достигает 0.2 МДж/м² за 10 лет (4–6% за десятилетие).

Тренды потоков скрытого тепла в большинстве случаев незначимы. Положительные тенденции отмечаются в бореальной и суббореальной зонах, где восходящие потоки увеличиваются со скоростью до 0.1 МДж/м² за 10 лет, около 3% от среднего (рис. 4.3 б). Значимые положительные тренды

нисходящих потоков скрытого тепла наблюдаются в суббореальных ландшафтах востока ЕТР и запада Западной Сибири (> 0.1 МДж/м² за 10 лет, 5% от среднего).

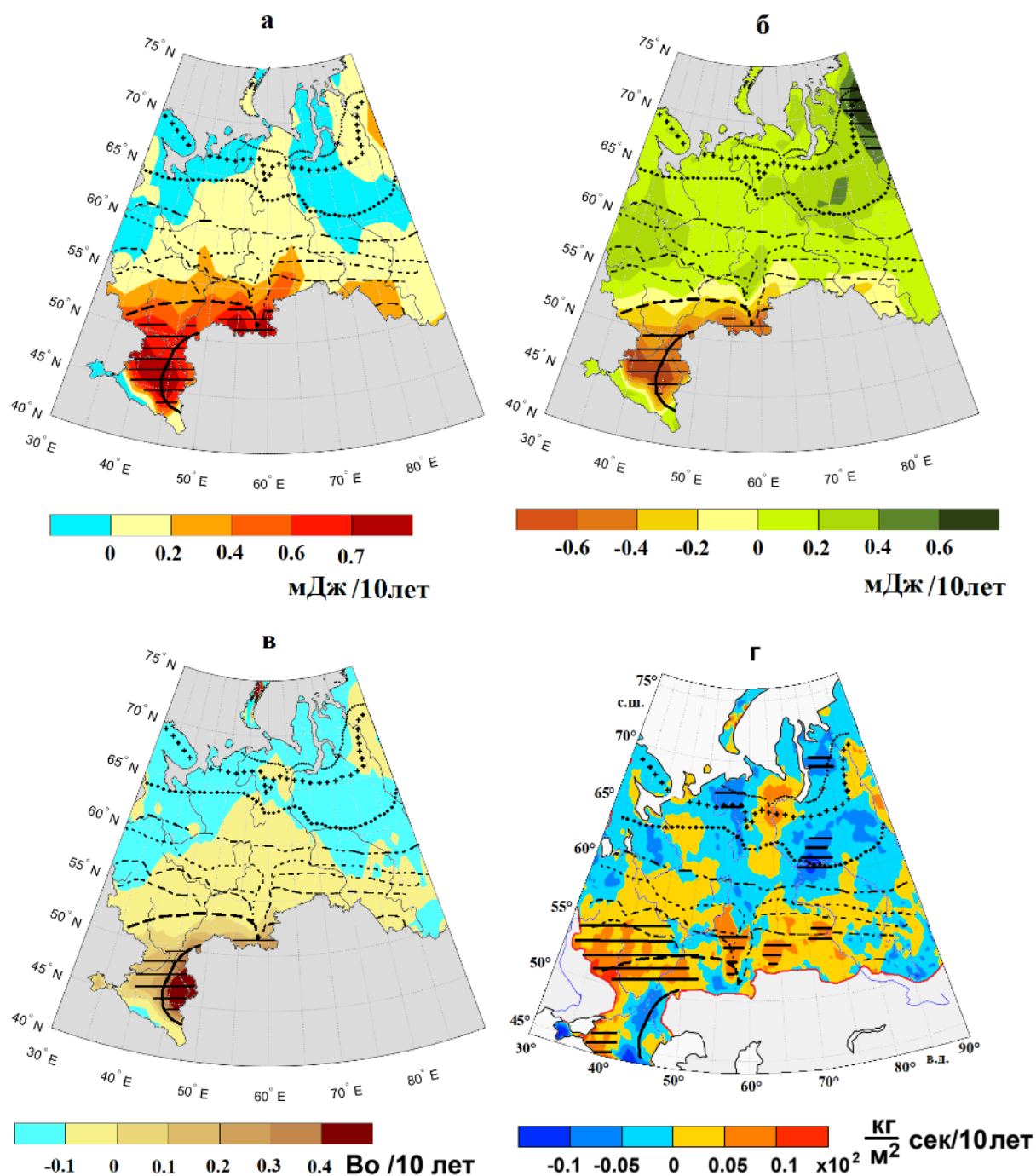


Рис. 4.3. Линейный тренд /10 лет: а) потока явного тепла, б) потока скрытого тепла, в) отношения Боуэна (Bo), г) дивергенции влаги за июнь – август, 1991–2020 гг. (данные ERA5-Land). Значимые тренды показаны штриховкой. Условные обозначения природных зон см. рис. 4.1.

В субарктической и северной бореальной зонах местами отмечены значимые положительные тренды восходящих потоков дивергенции влаги более 0.1×10^{-2} кг/(м²·с) за 10 лет, 5–7% за 10 лет от среднего за 1950–2021 гг. (рис. 4.3 г). На юге, напротив, прослеживается усиление нисходящих потоков влаги на $0.05–0.1 \times 10^{-2}$ кг/(м²·с) за 10 лет, 10% за десятилетие, что является следствием аридизации территории (Золотокрылин и др., 2020).

Таким образом, в период 1991–2020 гг. рост явного тепла является наиболее выраженным и статистически значимым процессом, локализованным в аридных южных регионах. Скрытое тепло демонстрирует слабые положительные тенденции без ярко выраженной зональной привязки. Дивергенция влаги претерпевает наиболее контрастные изменения, формируя усиление выноса влаги в холодных зонах и усиление её поступления (через нисходящие потоки) в засушливых регионах, что подтверждает тренд усиления контрастности гидрологического режима между северными и южными широтами.

4.2.3. Внутрисезонная динамика турбулентного тепло-влагообмена

Рассмотрим изменения турбулентных потоков тепло-влагообмена в течение летнего сезона 2000–2023 гг. (рис. 4.4 а).

В июне и июле восходящие потоки явного тепла минимальны в *субарктике* (до 3 МДж/м²). По мере продвижения к югу с ростом суммарной радиации передача тепла в бореальной зоне возрастает, достигая 6 МДж/м² в северотаёжных ландшафтах, но снижается до 4–5 МДж/м² в южнотаёжных и подтаёжных из-за увеличения плотности лесного полога. Максимальные значения (до 8 МДж/м²) наблюдаются в суббореальной зоне. В августе картина меняется. Наибольшие потоки явного тепла (до 6 МДж/м²) по-прежнему фиксируются на юге, в суббореальной зоне, в то время как на обширных территориях субарктики и бореальной зоны они уменьшаются до 1–2 МДж/м².

Выделяются следующие региональные различия для турбулентных потоков явного тепла (табл. 4.2). Субарктика ЕТР в июне передаёт в атмосферу почти в два раза больше явного тепла, чем Западная Сибирь (3.1 и 1.8 МДж/м² соответственно). На ЕТР поток сокращается в июле (2.6 МДж/м²) и значительно в августе (1.2 МДж/м²). В Западной Сибири, в силу более позднего начала лета, поток явного тепла нарастает к июлю (2.3 МДж/м²) и снижается в августе (1.1 МДж/м²).

Бореальная зона ЕТР и Западной Сибири демонстрируют сходные величины потоков явного тепла во все месяцы с максимумом в июне – июле в северной тайге ЕТР и средней тайге Западной Сибири (2.2–3.6 МДж/м²), снижаясь в два раза к августу (1.2–1.7 МДж/м²).

В *суббореальной зоне* потоки явного тепла на ЕТР превышают значения для Западной Сибири и растут от июня (3.1 МДж/м²) к августу (4 МДж/м²). В Западной Сибири максимум приходится на июль (2.7 МДж/м²), потоки с меньшими значениями наблюдаются в июне и августе (около 2.6 МДж/м²).

Изменчивость потоков явного тепла высока во все месяцы – составляет около трети от средних значений, причём в Западной Сибири изменчивость несколько выше, чем на ЕТР. Совокупность данных потоков явного тепла на ЕТР более однородна (коэффициент вариации ~ 30%), тогда как в Западной Сибири наблюдается большее рассеивание (коэффициент вариации > 30%).

Таким образом, схема передачи явного тепла в течение лета для одних и тех же типов ландшафтов соседних макрорегионах может различаться в зависимости от географического положения, степени континентальности климата и структуры растительности. Это особенно выражено в зонах с разреженным покровом – субарктической и суббореальной.

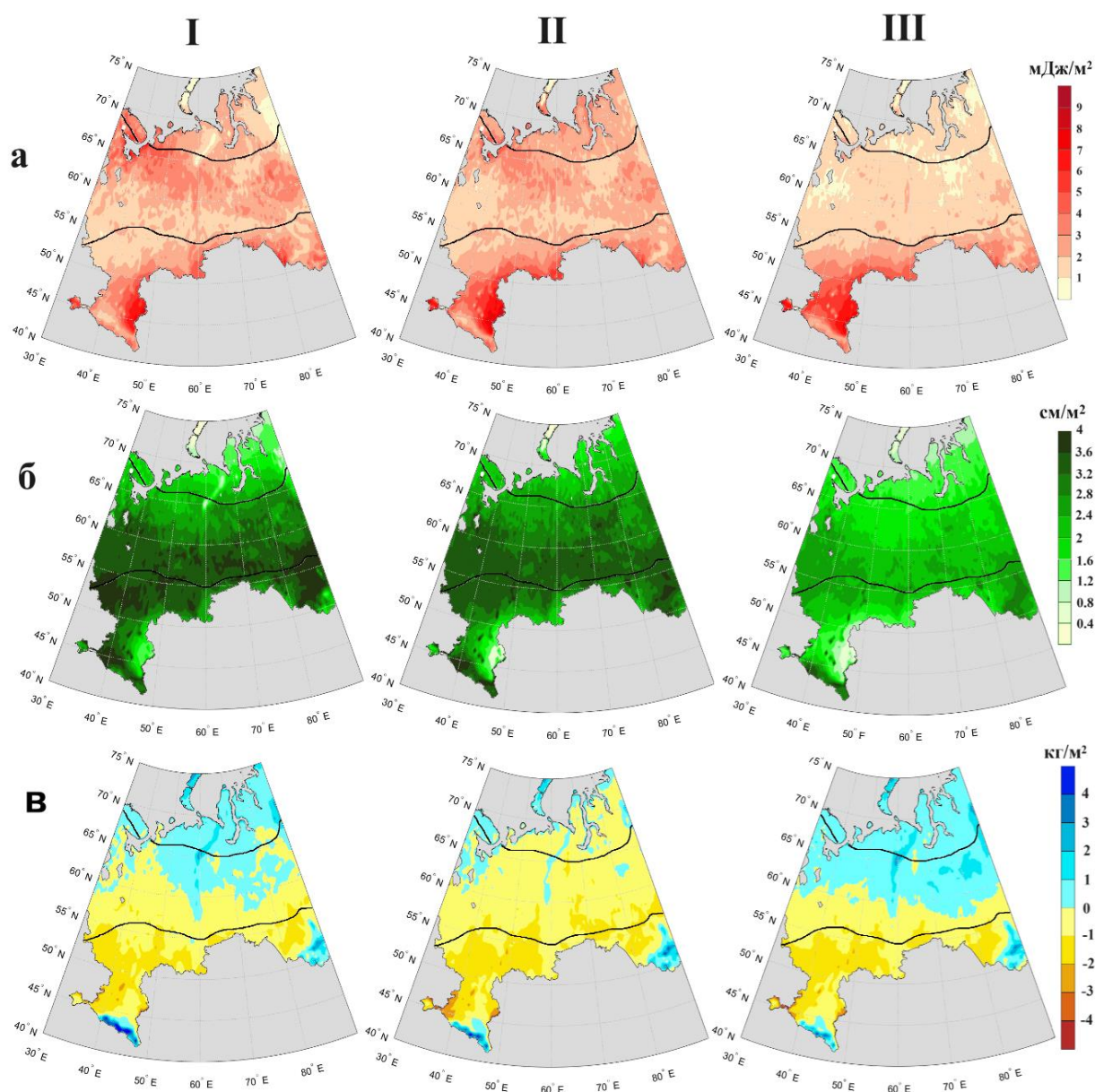


Рис. 4.4. Распределение турбулентных потоков в 2000–2023, I – в июне, II – июле, III – августе: а) явного тепла, б) скрытого тепла, в) дивергенции влаги (данные ERA5-Land). Выделены границы бореальной зоны.

Таблица 4.2. Статистические характеристики турбулентных потоков тепло-
 влагообмена: среднее ($\times 10^6$ Дж/м²) / стандартное отклонение ($\times 10^6$ Дж/м²) /
 коэффициент вариации (%) в летние месяцы по ландшафтным зонам, 2000–
 2023 гг. на ЕТР и в Западной Сибири (данные ERA5-Land).

Энергетический поток		явное тепло $\times 10^6$, Дж/м ²		скрытое тепло $\times 10^6$, Дж/м ²		отношение Боуэна		дивергенция влаги, кг/м ²	
Природная зона / ландшафт		ЕТР	ЗС	ЕТР	ЗС	ЕТР	ЗС	ЕТР	ЗС
июнь									
субарктическая		3.1/0.8/24	1.8/0.9/38	5.4/1/14	5/1.1/14	0.9/0.8/2	0.4/0.8/2	0.3/1/86	0.4/1/87
боре- альная	сев. тайга	3.6/0.7/20	2/0.8/49	6/0.8/15	6.9/1.1/18	0.6/0.9/2	0.3/0.7/3	0.2/0.9/95	0.2/1.2/91
	ср. тайга	2.6/0.7/28	2.8/0.7/25	7.2/0.9/8	7.8/0.9/12	0.7/0.8/2	0.4/0.8/2	0/1/102	0/1.1/110
	юж. тайга	2/0.7/36	2.5/0.7/31	8.5/1/12	8.5/1/12	0.2/0.7/3	0.3/0.7/3	−0.4/1.3/101	−0.3/1.3/105
	подтаёжная	1.8/0.6/37	2/0.7/44	8.7/1.2/13	9/1.2/14	0.2/0.6/3	0.2/0.6/3	−0.7/1.4/102	−0.6/1.2/103
суббореальная		3.1/1.1/31	2.6/1/39	7.8/1.4/19	8.7/1.3/15	0.5/0.5/2	0.3/0.5/2	−1/1/68	−0.9/1.1/87
июль									
субарктическая		2.6/0.8/21	2.3/0.7/31	6/1.1/11	5.9/0.8/10	0.5/0.7/2	0.4/0.9/2	−0.2/1/95	−0.3/1.2/88
боре- альная	сев. тайга	2.9/0.9/48	2.1/0.8/34	6.5/0.9/14	7.4/1/12	0.5/1/4	0.3/0.8/3	−0.2/1.3/121	−0.4/1.4/106
	ср. тайга	2.2/0.9/40	2.5/0.9/38	7.4/1/15	7.6/0.9/12	0.3/1/3	0.4/0.9/4	−0.3/1.5/103	−0.6/1.3/101
	юж. тайга	1.8/0.9/40	2.3/0.8/41	8.3/1.1/13	8.1/1/12	0.2/0.8/4	0.3/0.9/3	−0.6/1.5/115	−0.8/1.2/105
	подтаёжная	1.8/0.8/41	2/0.9/45	8.4/1.2/14	8.3/1.1/13	0.2/0.7/3	0.2/0.9/4	−0.8/1.5/104	−0.9/1.2/102
суббореальная		3.9/1.2/25	2.7/1/34	6.8/1.5/19	7.9/1.2/16	0.8/0.4/2	0.4/0.3/3	−1.1/1/89	−0.9/1.2/81
август									
субарктическая		1.2/0.9/33	1.1/0.4/32	3.9/0.7/17	3.8/0.5/14	0.3/0.7/2	0.3/0.8/3	0.6/0.9/98	0.4/0.9/95
боре- альная	сев. тайга	1.6/0.6/41	1.2/0.5/47	4.5/0.7/15	4.9/0.7/13	0.4/1/3	0.2/0.9/4	0.4/1/120	0.8/1.1/128
	ср. тайга	1.4/0.7/49	1.5/0.7/46	5.4/0.8/14	5.3/0.6/12	0.3/0.9/4	0.3/1.1/4	0.1/1.2/116	0.5/1.2/130
	юж. тайга	1.3/0.8/50	1.7/0.7/49	6/0.8/14	5.8/0.7/12	0.1/0.9/5	0.3/1/4	−0.2/1.3/115	−0.1/1.1/127
	подтаёжная	1.4/0.8/51	1.7/0.8/49	6.1/1/16	6/0.9/15	0.2/0.8/4	0.3/0.9/3	−0.6/1.4/77	−0.5/1.1/90
суббореальная		4/1.1/21	2.6/0.9/23	4.6/1.3/21	5.8/1.1/19	1.2/0.6/1	0.5/0.3/2	−1/0.9/87	−0.9/0.9/29

Наибольшие турбулентные потоки *скрытого тепла*, выделяемого при фазовых переходах, наблюдаются в южной бореальной зоне (южная тайга, подтаёжные ландшафты) из-за максимальной плотности растительного покрова, а также в северной части суббореальной зоны (широколиственные

леса ЕТР, северная степь ЕТР и Западной Сибири) благодаря достаточному увлажнению при относительно густой растительности.

В субарктической зоне при дефиците тепла и суббореальной зоне при дефиците влаги потоки скрытого тепла снижены. Интенсивность выделения тепла фазовыми переходами в течение лета постепенно уменьшается от июня к июлю и резко падает в августе (рис. 4.4 б). Месячные значения потоков скрытого тепла на ЕТР и в Западной Сибири имеют сопоставимый порядок величин.

В субарктической зоне максимум восходящих потоков скрытого тепла наблюдается в середине лета (около 6 МДж/м²), снижаясь до минимума в августе (3.8–3.9 МДж/м²). Наибольшие значения потока характерны для южной тайги и подтаёжных ландшафтов в июне – июле (8–9 МДж/м²). В суббореальной зоне величины потока скрытого тепла ниже на ЕТР и выше в Западной Сибири, постепенно уменьшаются от июня (7.8–8.7 МДж/м²) к августу (4.6–5.8 МДж/м²).

Изменчивость потоков скрытого тепла ниже, чем у явного тепла. Данные достаточно однородны (коэффициент вариации 10–15%). Максимальные значения абсолютной и относительной изменчивости наблюдаются в южной суббореальной зоне, что связано с пространственной неоднородностью увлажнения.

В итоге средние величины теплоты фазовых переходов в одних и тех же ландшафтных зонах (с учётом стандартного отклонения) близки: они максимальны в первую половину лета и снижаются на треть к августу. Колебания величины потоков скрытого тепла меньше, чем у потоков явного тепла.

Изменение доминирующего направления потоков влаги от дивергенции к конвергенции и обратно наиболее выражено в субарктических и бореальных ландшафтах (рис. 4.4 в). Это указывает на высокую динамику влагообмена в

северных широтах, где смена циркуляционных условий резко изменяет баланс между притоком и оттоком влаги.

В июне дивергенция влаги доминирует в субарктике и в зоне северной и средней тайги, что отражает активный вынос влаги из этих регионов в условиях начавшегося прогрева и ещё не полностью развившегося растительного покрова, который ограничивает транспирацию. Напротив, конвергенция наблюдается в южнотаёжных, подтаёжных ландшафтах ($0.3\text{--}0.7\text{ кг/м}^2$) и суббореальных ландшафтах (около 1 кг/м^2), где более тёплая и увлажнённая поверхность способствует активному поступлению влаги.

В июле при максимуме прогрева поверхности направление потоков влаги меняется кардинально. Конвергенция влаги преобладает во всех зонах. Её величина варьирует от $0.2\text{--}0.3\text{ кг/м}^2\cdot\text{с}$ в субарктике до $0.2\text{--}0.9\text{ кг/м}^2\cdot\text{с}$ в бореальных ландшафтах и $0.9\text{--}1.1\text{ кг/м}^2\cdot\text{с}$ в суббореальных. Дивергенция в июле сохраняется лишь в прибрежной полосе северных морей, где влияние холодной поверхности океана подавляет конвекцию, и в горных районах, где орографические эффекты формируют локальные режимы выноса влаги.

В августе происходит обратная перестройка. Дивергенция вновь начинает преобладать в субарктике, в северной и средней тайге. В то же время в южной части бореальных ландшафтов ЕТР и Западной Сибири наблюдается конвергенция влаги при сохранении активного влагообмена.

Абсолютная и относительная изменчивость турбулентного влагообмена значительна во всех природных зонах и может в несколько раз превышать средние значения. Это обусловлено высокой межсуточной и межгодовой вариативностью циркуляционных процессов и существенно осложняет оценку долгосрочных трендов потоков влаги.

4.2.4. Энергетический вклад природных зон в турбулентный тепло-влагообмен

Общая тепловая нагрузка, создаваемая природной зоной, зависит от её площади. Территория субарктической зоны Западной Сибири (около 6200 тыс. км²) примерно в 2.5 раза больше, чем на ЕТР (около 2550 тыс. км²). Площади бореальной зоны на ЕТР и в Западной Сибири сопоставимы и составляют около 6300 и 6700 тыс. км² соответственно. Площадь суббореальной зоны ЕТР (около 3200 тыс. км²) примерно в 2.5 раза больше суббореальной зоны Западной Сибири.

С учётом этих данных можно оценить суммарный энергетический вклад каждой природной зоны в зависимости от летнего месяца (табл. 4.3).

Таблица 4.3. Тепловая нагрузка природных зон ЕТР и Западной Сибири в зависимости от площади природной зоны.

	ЕТР		ЗС	
	явное тепло ×10 ¹⁷ , Вт	скрытое тепло ×10 ¹⁷ , Вт	явное тепло ×10 ¹⁷ , Вт	скрытое тепло ×10 ¹⁷ , Вт
субарктическая зона				
июнь	8.6	13.7	10.9	30.4
июль	7	15.4	14.4	36.2
август	3.1	10	6.7	23
бореальная зона				
июнь	16.1	51.6	14.6	47.7
июль	14.1	51.9	14.1	47.9
август	9.4	37.2	8.9	32.8
суббореальная зона				
июнь	9.3	25.6	9.7	37.3
июль	11.8	22.1	10.1	34
август	12.5	14.8	9.1	25.1

Субарктическая зона Западной Сибири переносит в атмосферу от 6 до 14×10^{17} Вт явного тепла в зависимости от месяца, что в два раза больше, чем на ЕТР, где перенос тепла колеблется от 3 до 8×10^{17} Вт. Выделение тепла лесной зоны ЕТР и Западной Сибири при равной площади заметно отличается только в июне, когда леса ЕТР выделяют больше – 16×10^{17} Вт против 14×10^{17} Вт в Западной Сибири. Потоки тепла в суббореальной зоне ЕТР растут более интенсивно от июня к августу (от 9 до 12×10^{17} Вт), чем в Западной Сибири (от 9 до 10×10^{17} Вт).

Суммарные потоки скрытого тепла примерно вдвое превышают потоки явного тепла. На ЕТР в субарктической зоне выделяется $10\text{--}15 \times 10^{17}$ Вт ежемесячно в летний период. Бореальная зона ЕТР выделяет от 37 до 52×10^{17} Вт, а суббореальная от 14 до 25×10^{17} Вт. Ландшафты Западной Сибири переносят в атмосферу значительно больше энергии, выработанной в результате фазовых переходов, чем ландшафты ЕТР. Субарктика Западной Сибири за каждый летний месяц вырабатывает от 23 до 36×10^{17} Вт скрытого тепла, бореальная зона – от 33 до 48×10^{17} Вт, а суббореальная – от 25 до 37×10^{17} Вт.

Таким образом, с территории каждой природной зоны в результате турбулентного обмена выделяется от нескольких единиц до десятков $\times 10^{17}$ Вт явного тепла и до нескольких десятков $\times 10^{17}$ Вт скрытого тепла.

Анализ процентного распределения тепловой нагрузки по месяцам (в % от летней суммы) позволяет выявить некоторые закономерности (рис. 4.5). На ЕТР максимум выделения явного тепла в бореальной и суббореальной зонах приходится на июнь ($> 40\%$). В Западной Сибири пик в суббореальной зоне смещён на июль (45%). К августу передача явного тепла во всех зонах существенно снижается, составляя менее 25% от общей летней суммы. Исключением является суббореальная зона, где теплопередача распределена относительно равномерно в течение всех летних месяцев.

Плотность потока скрытого тепла максимальна в июне и июле во всех природных зонах (по 35–40% за каждый месяц). К августу его доля, как и для явного тепла, снижается примерно до четверти от общего теплообмена за летний период.

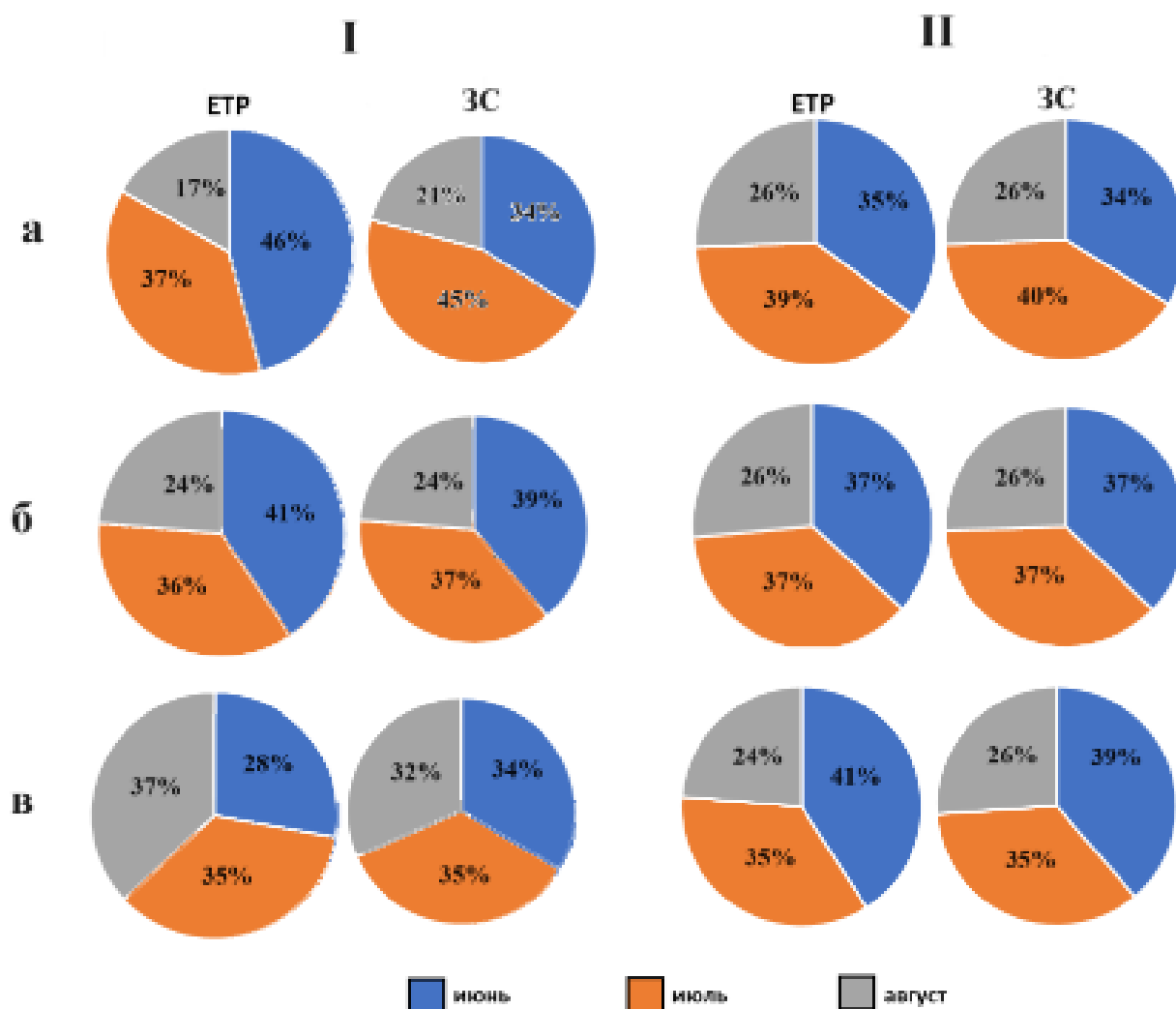


Рис. 4.5. Распределение тепловой нагрузки по месяцам в природных зонах в летние месяцы (в % от летней суммы) явного (I) и скрытого тепла (II): а) субарктическая, б) бореальная, в) суббореальная (данные ERA5-Land).

4.2.5. Многолетняя динамика турбулентного тепло-влагообмена

Для анализа многолетних тенденций турбулентных потоков тепла с площади природных зон за 1950–2024 гг. в летние месяцы использовались полиномы 6-й степени, отражающие общую изменчивость, а также линейные тренды для статистически значимых периодов (табл. 4.4, рис. 4.6).

В северных ландшафтах (субарктика и бореальная зона) выявлен значимый положительный тренд явного тепла в Западной Сибири в июне (+5%/10 лет) и отрицательный в августе как на ЕТР, так и в Западной Сибири (–4%/10 лет). В суббореальной зоне ЕТР за период наблюдений установлен устойчивый положительный тренд со скоростью +5%/10 лет. В других природных зонах ЕТР и Западной Сибири величина потоков явного тепла в летние месяцы изменялась преимущественно в пределах 0–2% за десятилетие, что не формирует устойчивых значимых линейных трендов.

Таблица 4.4. Тренды (%/10 лет) энергетической нагрузки потоков явного и скрытого тепла для природных зон в летние месяцы 1950–2023 гг.

Поток тепла Ландшафт \ Месяц	явное тепло			скрытое тепло		
	июнь	июль	август	июнь	июль	август
ЕТР						
субарктические	0	–1	–4	2	0	0
бореальные	0	2	1	0	0	0
суббореальные	0	1	4	0	0	–1
ЗС						
субарктические	5	0	–4	6	0	0
бореальные	0	0	1	1	0	0
суббореальные	2	0	2	–1	–1	–1

Выделен значимый процент тренда с вероятностью 95% по критерию Стьюдента: синим – отрицательный, жёлтым – положительный.

Максимальный энергетический вклад в потоки скрытого тепла на ЕТР и в Западной Сибири сопоставим и связан с большой площадью и обилием растительности в бореальной зоне (рис. 4.7). Субарктические и суббореальные ландшафты участвуют в скрытом теплообмене на порядок меньше. Значимый рост потока скрытого тепла отмечен только в северной части Западной Сибири в июне (+6% за 10 лет), что, вероятно, является следствием выраженного положительного тренда явного тепла в этом регионе. На остальной территории тренды скрытого тепла в основном статистически незначимы и составляют около 1–2% за десятилетие. Таким образом, об устойчивом увеличении потока скрытого тепла можно говорить лишь для севера Западной Сибири.

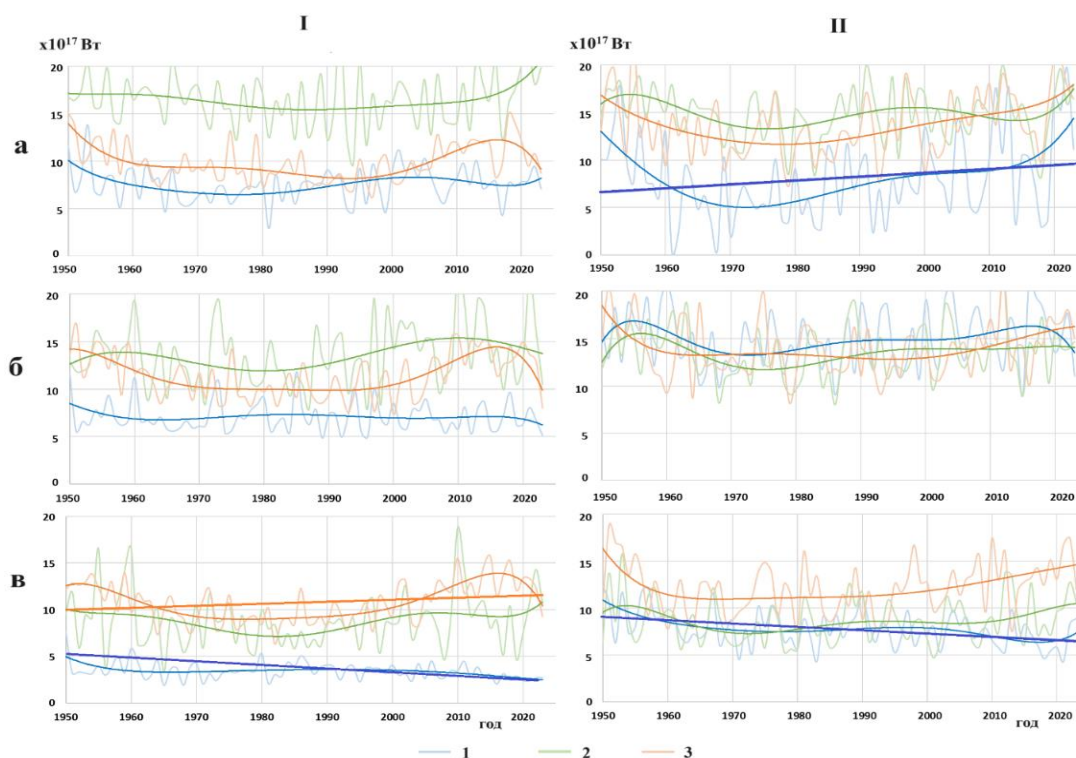


Рис. 4.6. Изменение турбулентных потоков явного тепла по природным зонам европейской части России (I) и Западной Сибири (II): а) июнь, б) июль, в) август. Значимые изменения показаны прямой. Условные обозначения природных зон: 1 – субарктическая, 2 – бореальная, 3 – суббореальная.

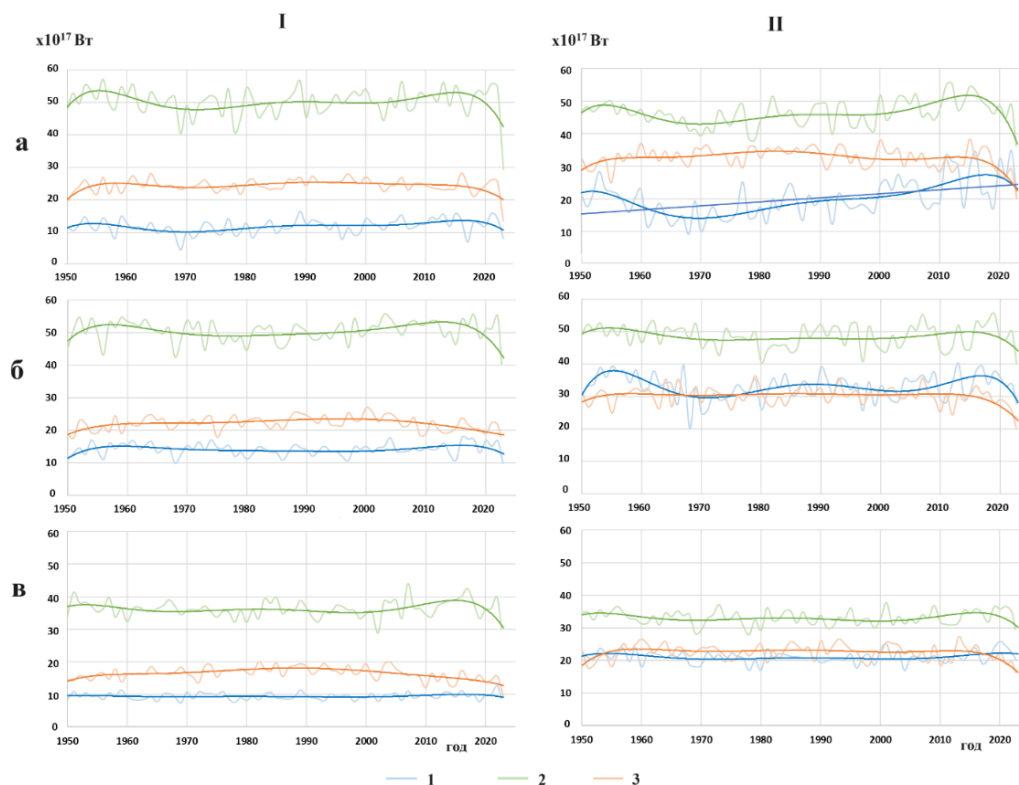


Рис. 4.7. То же, что и на 4.6 для потоков скрытого тепла.

4.3. Баланс тепло-влагообмена на основании отношения Боуэна

4.3.1. Пространственная структура

Баланс тепло-влагообмена оценивался с помощью коэффициента Боуэна (отношения потока явного тепла к скрытому). Пространственное распределение отношения Боуэна (Bo) показано на рис. 4.8. В субарктической, бореальной зонах, на большей части суббореальной коэффициент Боуэна не превышает 0.5. Это соответствует режиму влажного климата с умеренно тёплым летом (Григорьев, Будыко, 1965). Повышение коэффициента в степной зоне указывает на аридизацию климата, характеризующегося как недостаточно влажный с тёплым или очень тёплым летом. Абсолютная и относительная изменчивость коэффициента возрастает как в бореальной, так и в суббореальной зонах.

Выявленные тренды (см. табл. 4.1, рис. 4.3 в) свидетельствуют, что в северной части субарктической зоны вклад скрытого тепла в тепловой баланс увеличивается, тогда как на юге, в суббореальной зоне, возрастает доля явного тепла.

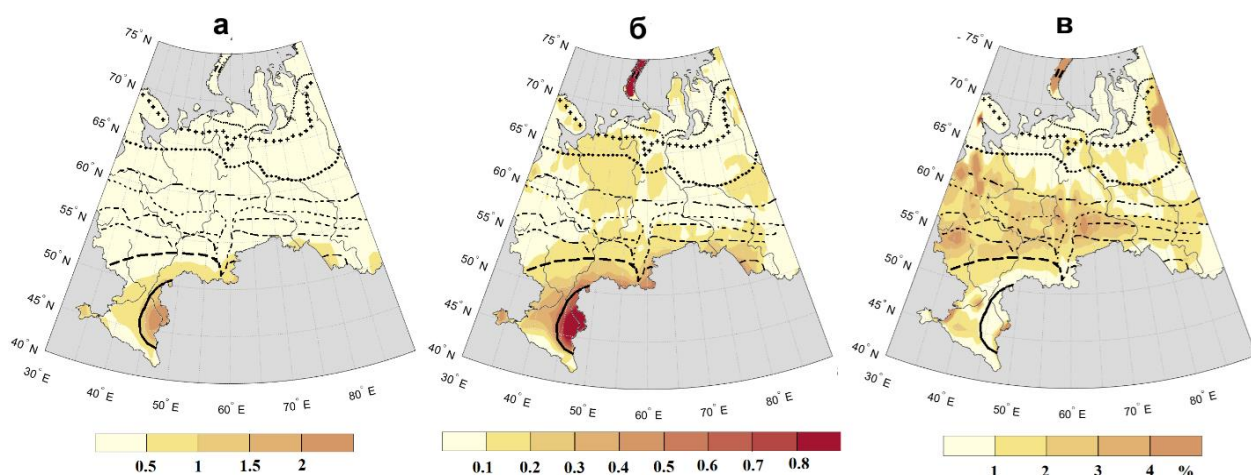


Рис. 4.8. Статистические характеристики баланса тепло-влажнообмена (отношения Боуэна), лето, 1991–2020 гг.: а) среднее, б) стандартное отклонение, в) коэффициент вариации (данные ERA5-Land). Показаны южные границы природных зон (см. рис. 4.1).

Внутрисезонная динамика баланса между явным и скрытым теплом в течение лета представлена на рис. 4.9. В субарктической и бореальной зонах отношение Боуэна остаётся меньше 1 на протяжении всего сезона. В суббореальной зоне, особенно в её южной части, теплообмен с атмосферой в основном обеспечивается потоками явного тепла ($Bo > 1$). Передача тепла от поверхности к атмосфере существенно усиливается от июня к августу, особенно на ЕТР, что способствует возрастанию сухости климата.

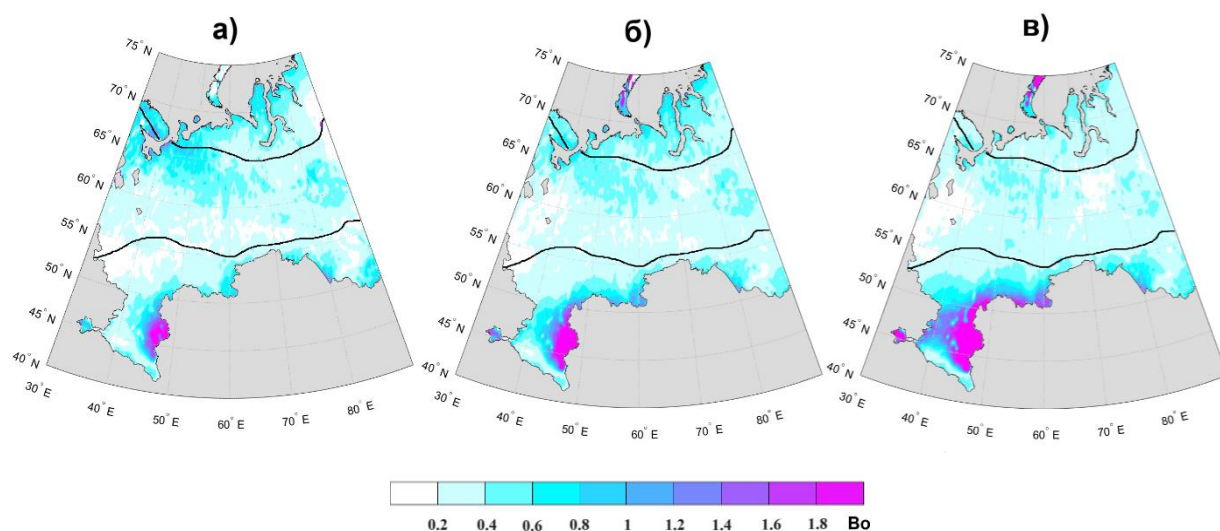


Рис. 4.9. Распределение баланса теплообмена на основании отношения Боуэна в 2000–2023 гг.: а) июнь, б) июль, в) август (данные ERA5-Land).

Региональные различия баланса тепло-влагообмена на ЕТР и в Западной Сибири проявляются в течение всего летнего периода. В июне природные зоны ЕТР характеризуются более высоким Bo , чем соответствующие зоны Западной Сибири (см. табл. 4.1). В июле – августе эта разница сокращается в субарктических и бореальных зонах. Исключением является суббореальная зона Западной Сибири, где Bo уменьшается.

Стандартное отклонение баланса между потоками соизмеримо со значениями самого Bo . Это указывает на значительные межгодовые колебания соотношения тепловых потоков в субарктике и бореальной зоне, особенно на территории Западной Сибири.

4.3.2. Долгопериодная динамика аномалий баланса тепло-влагообмена в суббореальной зоне

Рассмотрим изменение аномалий баланса тепло-влагообмена на основании отношения Боуэна в суббореальной зоне. В табл. 4.5 приведены средние за 1950–2022 гг. месячные значения коэффициента и их стандартные отклонения по части федеральных округов юга России. Отклонение

коэффициента Боуэна от долгосрочной нормы считалось значимым, если оно превышало величину стандартного отклонения.

Таблица 4.5. Отношение Боуэна за 1950–2022 гг. (среднее/стандартное отклонение) по части федеральных округов юга России.

Федеральный округ	май	июнь	июль	август
юг ЦФО	0.2/0.06	0.2/0.08	0.3/0.1	0.4/0.2
юг ПФО	0.2/0.08	0.3/0.1	0.6/0.2	0.6/0.3
ЮФО	0.5/0.2	0.9/0.3	1.5/0.4	1.6/0.6
СКФО	0.3/0.1	0.5/0.2	1/0.3	1.2/0.6
юг УФО	0.4/0.1	0.4/0.1	0.5/0.2	0.5/0.2
юг СФО	0.3/0.1	0.3/0.1	0.4/0.1	0.5/0.2

В среднем с мая по август в степных ландшафтах поток скрытого тепла преобладает над явным. Однако в июле и августе в зоне сухих степей наблюдается обратное соотношение – преобладание явного тепла. Величина стандартного отклонения указывает на значительные межгодовые колебания потоков.

В июне и июле в степной и сухостепной зонах Поволжского, Южного и Северо-Кавказского федеральных округов выявлены три долгосрочных периода изменений тепло-влагообеспеченности, различающихся амплитудой аномалий (рис. 4.10). Максимальные аномалии в этих регионах в несколько раз превосходят стандартное отклонение.

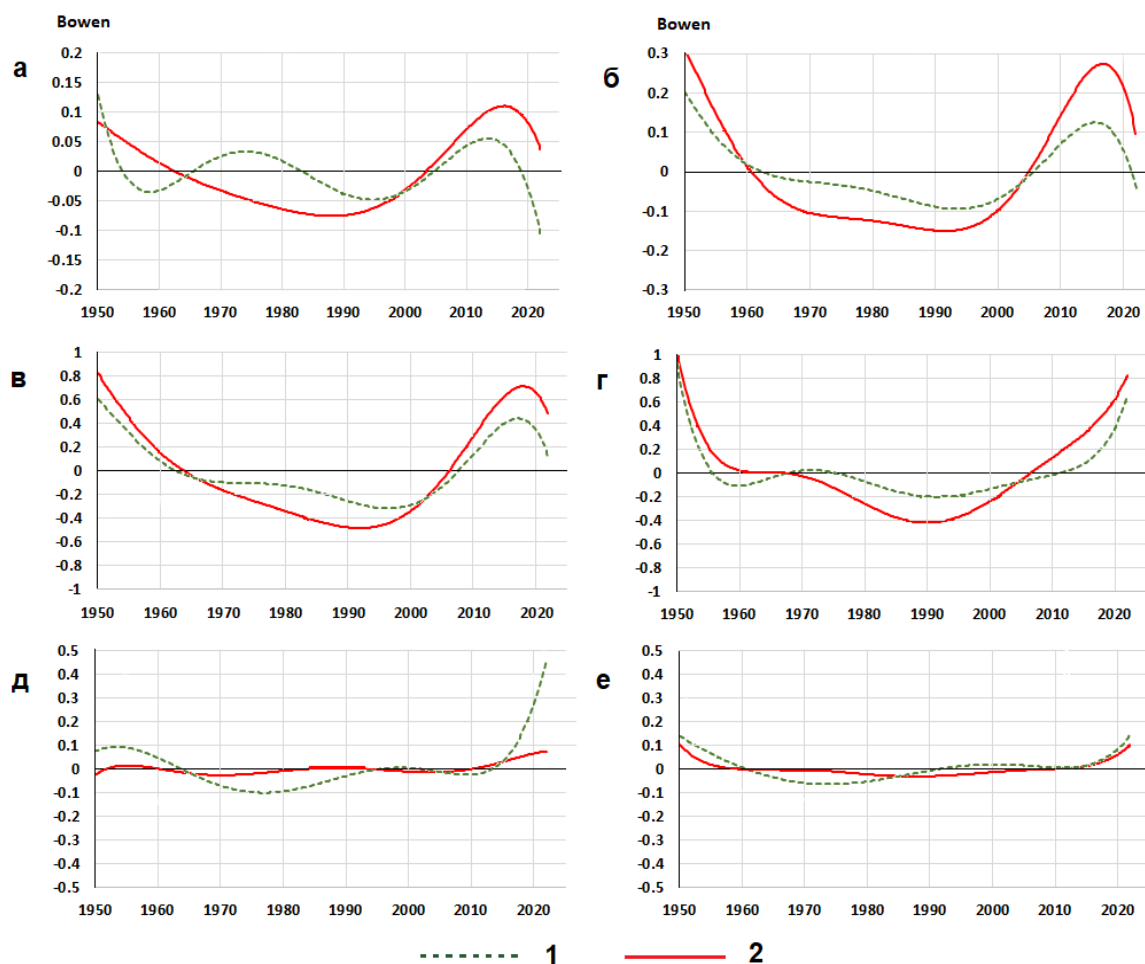


Рис. 4.10. Аномалии отношения Боуэна относительно среднего за 1950–2022 гг., сглаженные полиномом 6-й степени, в июне (1) и июле (2) для федеральных округов РФ: а) юг Центрального, б) Поволжский, в) Южный, г) Северо-Кавказский, д) Уральский, е) юг Сибирского (данные ERA5-Land).

До середины 1960-х годов преобладали положительные аномалии отношения Боуэна (усиление роли явного тепла). С середины 1960-х до начала 2000-х доминировали отрицательные аномалии (увеличение роли потоков скрытого тепла). С середины первого десятилетия XXI века вновь установился режим положительных аномалий. Этот сдвиг соответствует переходу от периода повышенного увлажнения к более аридным условиям (Золотокрылин и др., 2022; Zolotokrylin et al., 2020). Наиболее интенсивные положительные аномалии, наблюдаемые после 2010 года, совпадают с эпизодами сильных атмосферных и почвенных засух на юге ЕТР (Страшная и др., 2020, 2021).

Региональные особенности динамики баланса тепло-влагообмена показывают, что на юге Центрального ФО (лесостепная зона) в июне с 1950 года также выделяются три периода положительных аномалий: начало 1950-х, 1970-е и период с начала 2000-х годов, причём их максимумы превышали стандартное отклонение. В июле динамика аномалий в этом регионе схожа с общей картиной для ЕТР. На юге Уральского и Сибирского ФО динамика другая: колебания аномалий коэффициента Боуэна выражены слабо и, как правило, не превышают стандартного отклонения. Это подтверждает вывод об относительно стабильной тепло-влагообеспеченности в данном регионе.

4.3.3. Баланс теплообмена в суббореальной зоне

Анализ изменений баланса теплообмена с мая по август в ландшафтах суббореальной зоны выполнен с учётом изменений ключевых климатических параметров и индикатора фитомассы – вегетационного индекса NDVI. Коэффициент Боуэна в этой зоне демонстрирует обратную связь с количеством осадков и NDVI и прямую – с температурой воздуха (табл. 4.6). По мере развития растительности от мая к июлю теснота этих зависимостей возрастает, и коэффициент корреляции Bo с T_v достигает 0.5–0.6, с осадками –0.7, а с NDVI –0.8.

В июне рост температуры и сокращение осадков на юге ЕТР привели к значительному (на 20–40%) увеличению отношения Боуэна в степных и сухостепных ландшафтах. На юге Западной Сибири и Алтая на фоне потепления отмечен рост отношения Боуэна около 20% (табл. 4.7, рис. 4.11).

В июле продолжающееся повышение средней T_v и уменьшение осадков на юге ЕТР (Черенкова, 2023) обусловило рост Bo до 60%, охвативший обширные площади лесостепных и степных ландшафтов. В Западной Сибири значимых изменений Bo в июле не зафиксировано, что связано со слабым отрицательным трендом температуры и незначительным ростом осадков (Титкова, Золотокрылин, 2023б).

В конце летнего сезона на юге ЕТР на фоне значительного потепления (до +2 °С) и сокращения осадков (до 60%) (Титкова, Золотокрылин, 2022а), Во максимально вырос на 60–80% от широколиственных лесов до сухих степей. В Курской, Воронежской и некоторых других областях рост достигал 100%, что соответствует максимальному увеличению теплообеспеченности. На юге Западной Сибири при потеплении и незначительных колебаниях осадков рост Во был минимальным, а в степях Алтая он составил 20–40%.

Таблица 4.6. Коэффициенты корреляции между отношением Боуэна (Во) и параметрами (осадки, температура, вегетационный индекс NDVI) за 2000–2022 гг., май – август, в суббореальной зоне ЕТР.

Ландшафтная зона	Во – осадки				Во – температура				Во – NDVI			
	май	июнь	июль	август	май	июнь	июль	август	май	июнь	июль	август
лесостепь ЕТР	0.09	–0.36	–0.56	–0.52	–0.54	0.14	0.49	0.53	0.07	–0.60	–0.73	–0.80
степь ЕТР	–0.19	–0.63	–0.60	–0.42	–0.11	0.4	0.49	0.49	–0.31	–0.71	–0.77	–0.57
сухая степь ЕТР	–0.58	–0.63	–0.66	–0.50	0.44	0.44	0.51	0.62	–0.50	–0.70	–0.65	–0.25
степь ЗС	–0.10	–0.43	–0.60	–0.63	–0.04	0.29	0.4	0.5	–0.50	–0.60	–0.80	–0.70

Выделены коэффициенты корреляции больше 0,6 – желтым, меньше 0,6 – синим

Таблица 4.7. Изменение отношения Боуэна (Во), осадков и температуры между периодами 1991–2020 гг. и 1961–1990 гг., май – август, в суббореальной зоне ЕТР.

Области	Во, %				осадки, %				температура, °С			
	май	июнь	июль	август	май	июнь	июль	август	май	июнь	июль	август
лесостепь ЕТР	4	–4	31	90	8	–7	–2	–17	0.5	0.9	1.5	1.4
степь ЕТР	11	21	42	60	6	–5	–5	–9	0.1	1	1	1.4
сухая степь ЕТР	10	21	36	51	8	–3	–5	–5	0.2	1.1	1	1.5
степь ЗС	–10	28	–1	16	–6	4	1	0	1.1	–0.6	–0.2	0.9

Жёлтым выделены значимые изменения с вероятностью 95% по критерию Стьюдента, отрицательные – синим, положительные – желтым

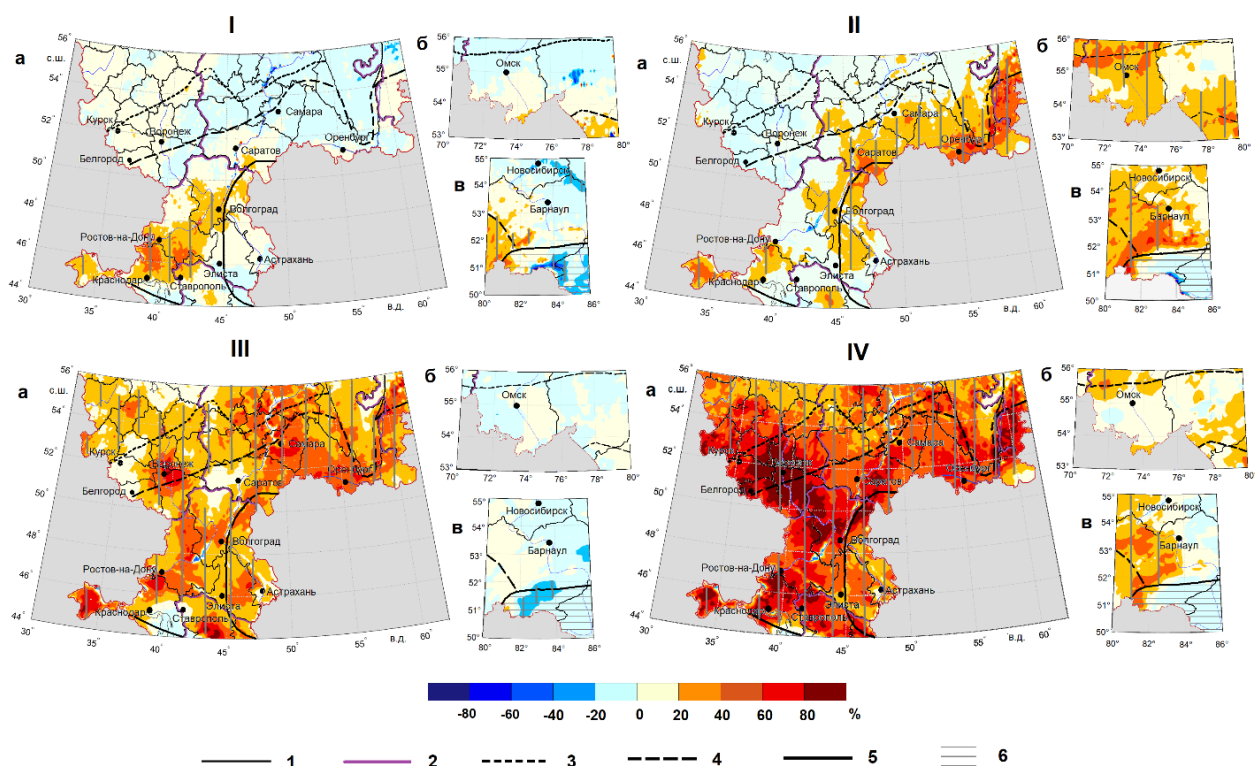


Рис. 4.11. Изменение баланса теплообмена на основании отношения Боуэна между периодами 1991–2020 гг. и 1961–1990 гг. (%): а) на юге ЕТР, б) юге Западной Сибири, в) Алтае: I – май, II – июнь, III – июль, IV – август. Значимые изменения с вероятностью 95% по критерию Стьюдента показаны штриховкой. 1 – границы субъектов РФ, 2 – границы федеральных округов; южные границы ландшафтных зон (Национальный..., 2007): 3 – лесная, 4 – лесостепная, 5 – степная, 6 – горные территории.

Таким образом, непрерывный рост отношения Боуэна с мая по август характерен для сухостепных ландшафтов ЕТР, а с июня по август – для степной зоны. В то же время для Западной Сибири и Алтая характерны менее выраженные колебания баланса, особенно в середине вегетационного сезона, в июле, что подтверждает относительную стабильность тепло-влажнообеспеченности в этом регионе.

4.4. Региональные энергоактивные природные зоны ЕТР и Западной Сибири

4.4.1. Горизонтальная контрастность турбулентного тепло-влагообмена

На равнинах России на основе анализа полей горизонтальных градиентов турбулентных потоков явного и скрытого тепла выделяются две протяжённые зоны повышенной контрастности (рис. 4.12 а, б).

Обширная полоса максимальных градиентов охватывает всю зону средней тайги и примыкающие части северной и южной тайги на ЕТР и в ЗС. Формирование этой зоны контрастности обусловлено широтной зональностью и спецификой растительного покрова. На севере (субарктика, северная тайга) многолетняя мерзлота и разреженная растительность ограничивают поглощение тепла почвой, снижая температуру поверхности и потоки тепла в атмосферу. В средней тайге доминирование хвойных вечнозелёных лесов и рост суммарной радиации усиливают проводимость полога и турбулентный обмен. В южной тайге более разнообразная растительность и густой полог способствуют высокой эвапотранспирации (Wild et al., 2013; Eugster et al., 2000). В результате между этими подзонами формируется выраженный горизонтальный градиент потоков тепла.

Региональная энергоактивность этой зоны обусловлена рядом факторов. Летом здесь проходит вторичная ветвь климатического Арктического фронта, разделяющая субарктический и умеренный воздух (Титкова и др., 2015). Для региона характерна повышенная повторяемость выходов циклонов из Атлантико-Европейского сектора (Бардин и др., 2015), связанная с положением высотной фронтальной зоны на границе воздушных масс (Вязилова, Вязилов, 2020).

Взаимодействие «лес – климат» в этой зоне носит двусторонний характер. Так, климат определяет состояние лесной системы через

температурный режим, осадки и циркуляцию (Мухартова и др., 2015; Bonan et al., 1992; Brovkin et al., 2009). Лесные массивы активно влияют на региональный климат благодаря своим отражательным свойствам (влияние на альбедо поверхности и поглощение тепла), способности удерживать влагу в почве и регулировать испарение, создавая более мягкий и влажный микроклимат (Елисеев, Мохов, 2011; Ольчев и др., 2017; Pitman et al., 2009). Модельные исследования показывают, что обезлесение может существенно изменить приземную температуру, режим осадков и повторяемость экстремальных явлений (Кузьмина и др., 2017; Ольчев и др., 2017). Важную роль играет углеродный цикл лесов, способный как поглощать CO₂ из атмосферы, замедляя потепление, так и высвобождать его при нарушениях (пожары, вредители), ускоряя климатические изменения (Ольчев, 2025; Radler et al., 2010; Mamkin et al., 2016).

Таким образом, среднетаёжные ландшафты бореальной зоны ЕТР и ЗС могут выступать в качестве региональной энергоактивной зоны.

Вторая полоса повышенных горизонтальных градиентов явного тепла проходит в суббореальной зоне: в сухих степях ЕТР и степях ЗС. Её формирование связано с увеличением потока результирующей радиации, ростом дефицита почвенной влаги и сокращением летних осадков в степных ландшафтах (Bonan, 2015; Guo Zhang et al., 2010). Эта зона контрастности сопровождается максимальными градиентами летней температуры воздуха, июльских осадков, вегетационного индекса, эвапотранспирации и влажности почвы (Титкова, Золотокрылин, 2020в, 2022а).

Сухие степи и полупустыни также способны влиять на региональный климат через изменение характеристик (альбедо, радиационная температура, NDVI), что воздействует на температурный режим, осадки, влажность почвы и ветер (Золотокрылин, 2003; Charney, 1977). Дополнительным фактором является увеличение концентрации пылевого аэрозоля на деградированных участках, прямо и косвенно влияющего на радиационный режим атмосферы

(Горчаков, 2024). Следовательно, в суббореальной зоне ЕТР и ЗС также выделяется региональная энергоактивная область.

В результате лесные (среднетаёжные) и полупустынные (сухостепные) ландшафты равнин России могут выступать в роли региональных энергоактивных зон суши. Их ключевым диагностическим признаком являются повышенные горизонтальные градиенты турбулентных потоков явного и скрытого тепла.

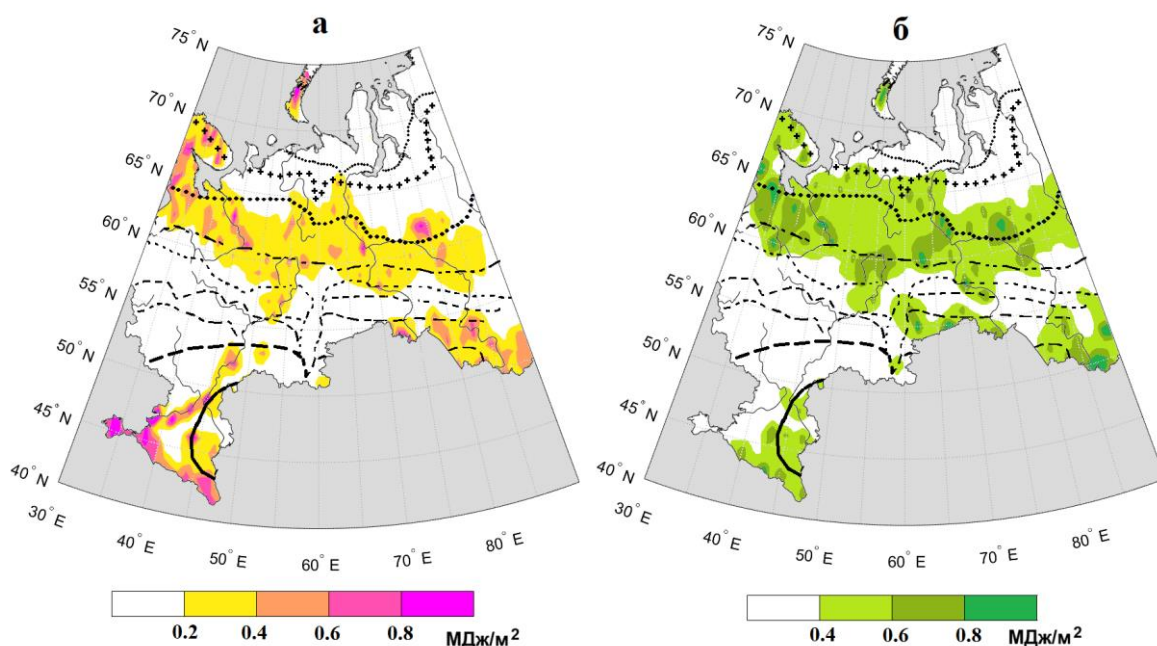


Рис. 4.12. Горизонтальные градиенты летних турбулентных потоков тепло-влагообмена на равнинах России в расчёте на 1° широты/долготы за 1991–2020 гг.: а) явного тепла, б) скрытого тепла (данные ERA5-Land). Условные обозначения границ природных зон см. рис. 4.1.

4.4.2. Динамика контрастности турбулентного тепло-влагообмена

В период 1991–2020 гг. горизонтальная контрастность турбулентного теплообмена преимущественно возросла к северу от зон с её исходными максимумами (рис. 4.13). Наиболее заметный рост контрастности наблюдался

в субарктической зоне Западной Сибири. Это увеличение, выраженное в основном для потоков скрытого тепла при мозаичном усилении явного, связано с общим положительным трендом летней температуры ($+0.4\text{--}0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ за 10 лет) и участвовавшими положительными температурными аномалиями (Третий..., 2022; Титкова, Золотокрылин, 2023).

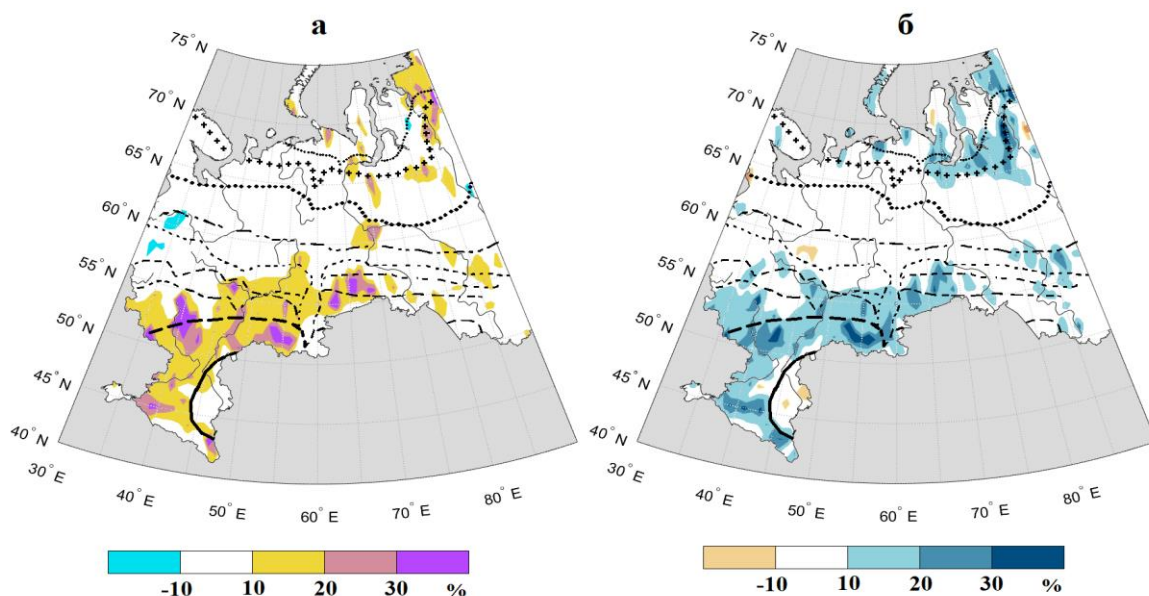


Рис. 4.13. Значимый тренд летних горизонтальных градиентов турбулентных потоков тепло-влагообмена за 1991–2020 гг. (%/10 лет): а) явного тепла, б) скрытого тепла (данные ERA5-Land). Условные обозначения границ природных зон см. рис. 4.1.

Значимый рост трендов турбулентных потоков тепла отмечен в степной и частично лесостепной зонах ЕТР. Здесь усиление температурных градиентов привело к интенсификации турбулентного теплообмена, сопровождающейся снижением влажности почвы, уменьшением эвапотранспирации и прогрессирующим иссушением территории (Титкова, Золотокрылин, 2022). Данный процесс усугубляется увеличением повторяемости атмосферных блокирований на востоке ЕТР и западе Сибири (Бардин, 2019, 2021).

Более детальная межгодовая динамика горизонтальных градиентов представлена на рис. 4.14. Статистически значимые тренды зафиксированы в

лесотундре Западной Сибири, а также в степных и сухостепных ландшафтах. При этом в зоне среднетаёжных ландшафтов ЕТР и Западной Сибири, характеризующейся абсолютными максимумами градиентов тепла и влаги, выраженный тренд изменения этих градиентов отсутствует.

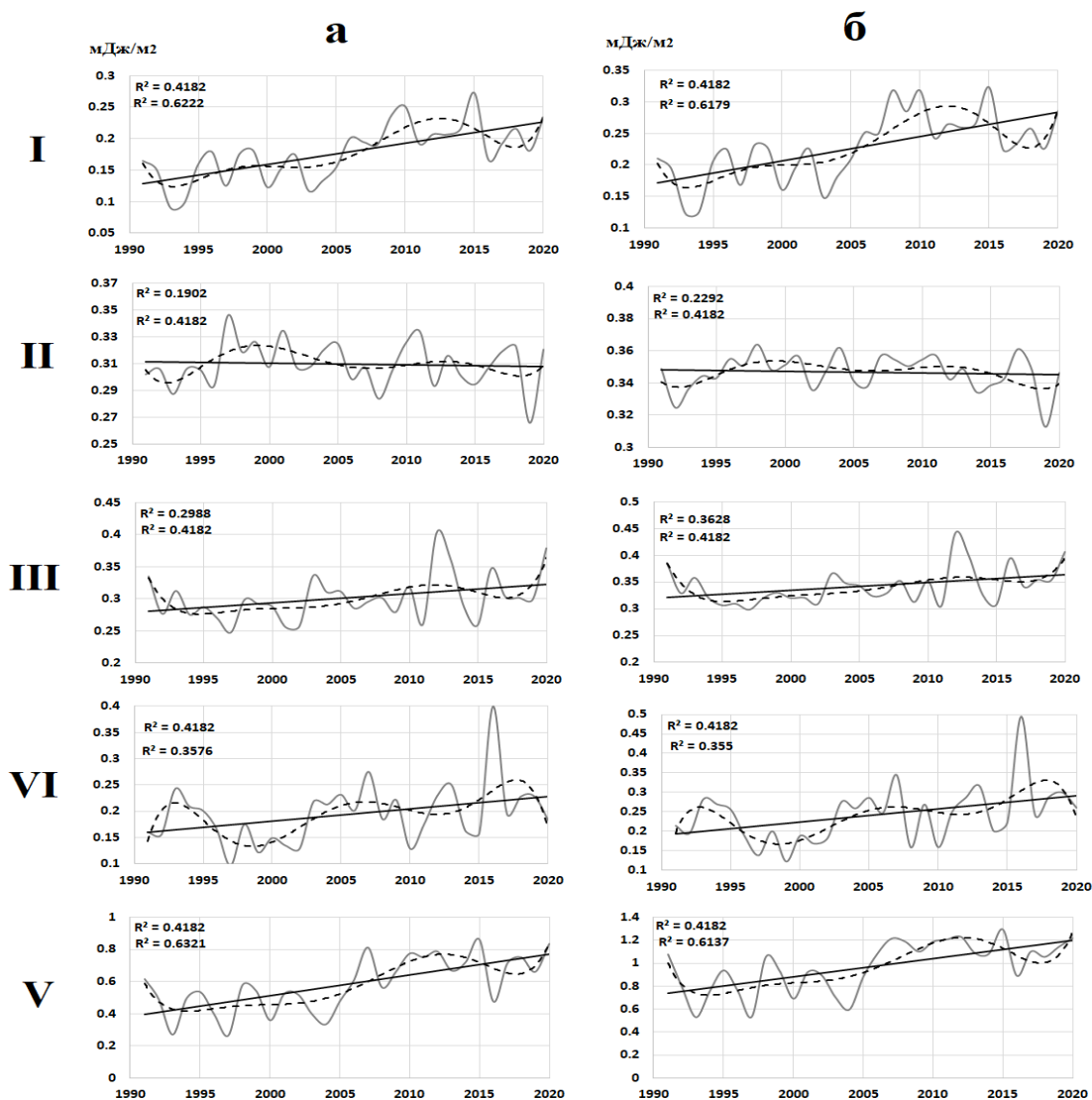


Рис. 4.14. Летние изменения горизонтальных градиентов турбулентных потоков тепло-влагообмена на ЕТР и в ЗС с линейным трендом и полиномом 6-й степени: а) явное тепло, б) скрытое тепло. I – лесотундра ЗС, II – средняя тайга ЕТР, III – средняя тайга ЗС, IV – степь ЕТР, V – сухая степь ЕТР.

4.5. Выводы к главе 4

В главе 4 представлена пространственно-временная структура и баланс летнего тепло-влагообмена природных зон равнин России. Представлены количественные оценки компонентов турбулентного тепло-влагообмена, их изменение и тренды, начиная со второй половины XX века, для двух соседних макрорегионов ЕТР и Западной Сибири. Выделены региональные энергоактивные природные зоны равнин России.

В *субарктической зоне* интенсивность потоков скрытого тепла в 1.5–2 раза выше явного. Максимум потоков наблюдается в июне – июле, к августу интенсивность падает до менее чем 25% от общей летней суммы. За период 1991–2020 гг. по сравнению с 1961–1990 гг. отмечен рост восходящих потоков как явного, так и скрытого тепла. Линейные тренды потоков за 1991–2020 гг. статистически незначимы. Баланс теплообмена (отношение Боуэна) с середины XX века существенно не изменился.

В *бореальной зоне* соотношение интенсивностей скрытого и явного тепла аналогично субарктике. Сезонная динамика потоков повторяет субарктический тип с максимумом в июне – июле и спадом к августу. Наблюдается рост восходящих потоков явного и скрытого тепла в период 1991–2020 гг. относительно 1961–1990 гг. Их тренды за 1991–2020 гг. статистически незначимы, баланс теплообмена устойчив. Среднетаёжные леса ЕТР и Западной Сибири выступают в качестве региональной энергоактивной зоны, оказывая ключевое влияние на тепло-влагообмен и характеризуясь максимальными горизонтальными градиентами потоков. Контрастность теплообмена в начале XXI века возросла в северотаёжной подзоне.

В *суббореальной зоне* энергетический вклад потоков явного тепла превышает вклад скрытого. Потоки явного тепла распределены относительно равномерно в течение лета, тогда как потоки скрытого тепла достигают максимума в июне – июле. В период 1991–2020 гг. по сравнению с 1961–

1990 гг. зафиксирован рост восходящих потоков явного тепла при одновременном снижении потоков скрытого тепла. Линейные тренды за 1991–2020 гг. значимы: положительный для явного тепла и отрицательный для скрытого, что сопровождается тенденцией к усилению дивергенции влаги. Первая четверть XXI века характеризуется положительной аномалией отношения Боуэна относительно среднего за 1950–2022 гг. на ЕТР. На юге Западной Сибири колебания коэффициента слабее, что указывает на большую стабильность тепло-влагообеспеченности по сравнению с ЕТР. Сухие степи и полупустыни выступают второй региональной энергоактивной зоной с максимальной контрастностью турбулентных потоков явного и скрытого тепла. Горизонтальная контрастность теплообмена в первой четверти XXI века увеличилась к северу от зон с исходными максимумами градиентов.

В итоге изменение турбулентного тепло-влагообмена тёплого периода в современный период проявилось статистически значимым усилением потоков явного тепла с максимумом до 17% в суббореальной зоне, значимым ростом потока скрытого тепла в субарктике и бореальной зоне до 10% и его тенденцией к снижению в суббореальной зоне до –6%. Бореальные леса и сухие степи выделяются как региональные зоны высокой пространственной контрастности тепло-влагообмена до 1 МДж на 1° широты и долготы.

Результаты исследований, представленные в главе 4, отражены в работах: Титкова, Золотокрылин, 2023, 2024; Титкова и др., 2023; Titkova, Zolotokrylin, 2023.

ГЛАВА 5. ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ И ТЕРМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА КЛИМАТИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ТЕПЛО-ВЛАГООБМЕН В ПРИРОДНЫХ ЗОНАХ

5.1. Введение

Погода и климат любого региона Земли в значительной степени определяются атмосферной циркуляцией – системой воздушных течений, охватывающих обширные географические районы и связывающих погодные и климатические условия на огромных расстояниях. Благодаря циркуляции атмосферы радиационный режим, процессы тепло- и влагообмена каждой территории испытывают существенное влияние со стороны окружающего пространства (Переведенцев и др., 2011).

Согласно современным исследованиям (Mark et al., 2023), изменение климата усиливает нестабильность атмосферных процессов, что, в свою очередь, ведёт к переоценке роли атмосферных фронтов в формировании ландшафтов. Климатическая изменчивость природных зон, включая обмен явным и скрытым теплом с атмосферой, во многом определяется устойчивостью положения климатологических фронтов, их интенсивностью, а также сменой режимов крупномасштабной циркуляции во внетропических широтах Северного полушария на фоне общего повышения температуры воздуха (Голицын, 2004; Горбатенко и др., 2020; Елисеев и др., 2011 и др.; Третий..., 2022; Шерстюков, Переведенцев, 2019; IPCC, 2022). Фронтальные процессы в летний период непосредственно влияют на вегетационный период и, следовательно, на продуктивность экосистем. Динамика общей циркуляции атмосферы (ОЦА), в свою очередь, воздействует на региональное влагосодержание, радиационный баланс и режимы тепла и влаги.

Результаты анализа изменчивости ОЦА на основе смены преобладающих фаз циркуляционных механизмов, проведённого многими исследователями, показали, что на рубеже 1980-х годов усилилось влияние

центров действия атмосферы Атлантико-Европейского сектора на фоне ослабления Северо-Тихоокеанских центров. Это оказало значительное воздействие на летний термический режим ЕТР (Бардин и др., 2015, 2019, 2020; Семенов и др., 2012; King et al., 2010 и др.). Существенное влияние на формирование погодно-климатических аномалий в XX – начале XXI века также оказала мультидекадная изменчивость температуры поверхности океана (ТПО) Северной Атлантики, характеризующаяся устойчивыми аномалиями (Семенов, Черенкова, 2018).

Климатическая структура субарктической природной зоны наиболее чувствительна к адвекции тепла и повышению температуры (Тепловодообмен..., 2007; Kodama et al., 2000). В бореальной зоне изменчивость баланса тепла и влаги в значительной степени определяется мощностью растительного покрова (Wu et al., 2016). В суббореальной зоне ключевым фактором изменений климатической системы выступает влага, однако температура также играет важную роль, влияя на водный баланс через процессы испарения и транспирации. Следовательно, анализ колебаний баланса тепло- и влагообеспеченности природных зон требует оценки их связей с динамикой общей циркуляции атмосферы.

Таким образом, для понимания климатических изменений тёплого периода в этой части поставлена задача оценить влияние приповерхностной температуры воздуха, температуры поверхности океана, общей циркуляции атмосферы на изменчивость турбулентного тепло-влагообмена тёплого периода в природных зонах равнин России.

5.2. Летнее положение климатологических фронтов на равнинах России

5.2.1. Арктический фронт

Классические работы (Хромов, 1948, 1950) были посвящены картированию и уточнению положения климатологических фронтов в зимний

и летний сезоны. Арктический фронт (АФ) представляет собой главную границу, разделяющую арктический воздух и воздушные массы умеренных широт. Большинство циклонов умеренных широт зарождается именно на АФ, что обусловлено значительными температурными контрастами в его фронтальной зоне (Воробьев, 1991). В тёплый период АФ обычно смещается к северу, однако его смещение в более южные районы может вызывать резкие похолодания и заморозки, особенно в северных регионах ЕТР и Западной Сибири. В период современного потепления, начиная с конца 1980-х годов, отмечается рост интенсивности летних циклонов, связанных с АФ (Вязилова, 2012).

Сравнение классических исследований (Bergeron, 1930; Хромов, 1950) с современными данными показывает, что положение АФ в Атлантико-Европейском секторе в целом остаётся устойчивым. Однако в настоящее время выделяют две его ветви: главную и вторичную (Золотокрылин и др., 2014). Главная ветвь разделяет морские арктические воздушные массы над Северной Атлантикой и трансформированные умеренные воздушные массы над континентом. В процессе трансформации над сушей умеренный воздух охлаждается, приобретая новые, субарктические свойства, отличные как от исходных умеренных, так и от арктических масс. Таким образом, вторичный АФ служит границей между субарктическими и умеренными воздушными массами. Такая расширенная трактовка АФ позволяет комплексно рассматривать циклоническую активность, включая как арктические циклоны, так и циклоны, вторгающиеся в Арктику из средних широт.

Синхронные изменения в повторяемости центров циклонов в морской Арктике (70–90° с.ш.) и субарктике (60–70° с.ш.) указывают на взаимосвязь циклонической активности в этих регионах. Подтверждением этому служит увеличение циклонической активности в Арктике в период потепления на фоне её снижения в средних широтах (Zhang et al., 2004).

Наиболее выражено влияние положения АФ в субарктической природной зоне. Даже незначительные смещения его среднего положения могут приводить к существенным изменениям термического режима и увлажнённости, напрямую воздействуя на продуктивность растительности. В связи с этим изучение реакции природных зон на динамику Арктического фронта представляет особую актуальность.

Проанализируем положение Арктического фронта в тёплый период (рис. 5.1). Методика расчётов положения АФ описана в главе 2.

Летние циклонические процессы на севере России в среднем характеризуются менее интенсивным и более размытым полем пониженного давления по сравнению с зимним периодом. На основе анализа поля градиентов приземной температуры, максимумов повторяемости центров циклонов (ЦЦ) на уровне 1000 гПа, максимальных горизонтальных градиентов температуры на карте АТ1000 гПа, а также максимальных значений среднесезонного модуля адвекции тепла на уровне 1000 гПа над севером России были выделены две ветви Арктического фронта (АФ) (Титкова и др., 2015). Главная ветвь АФ проходит вдоль побережья Скандинавии и Кольского полуострова, выходит на сушу в районе 45-го меридиана, затем через Обскую губу направляется на север Западной Сибири, разделяя арктические и субарктические воздушные массы. Она выражена максимальными градиентами температуры на АТ1000 гПа и максимумами среднесезонного модуля адвекции тепла на уровне 1000 гПа, а также основными максимумами градиентов приземной температуры в этой зоне. При этом для главной ветви нехарактерна повышенная повторяемость центров циклонов.

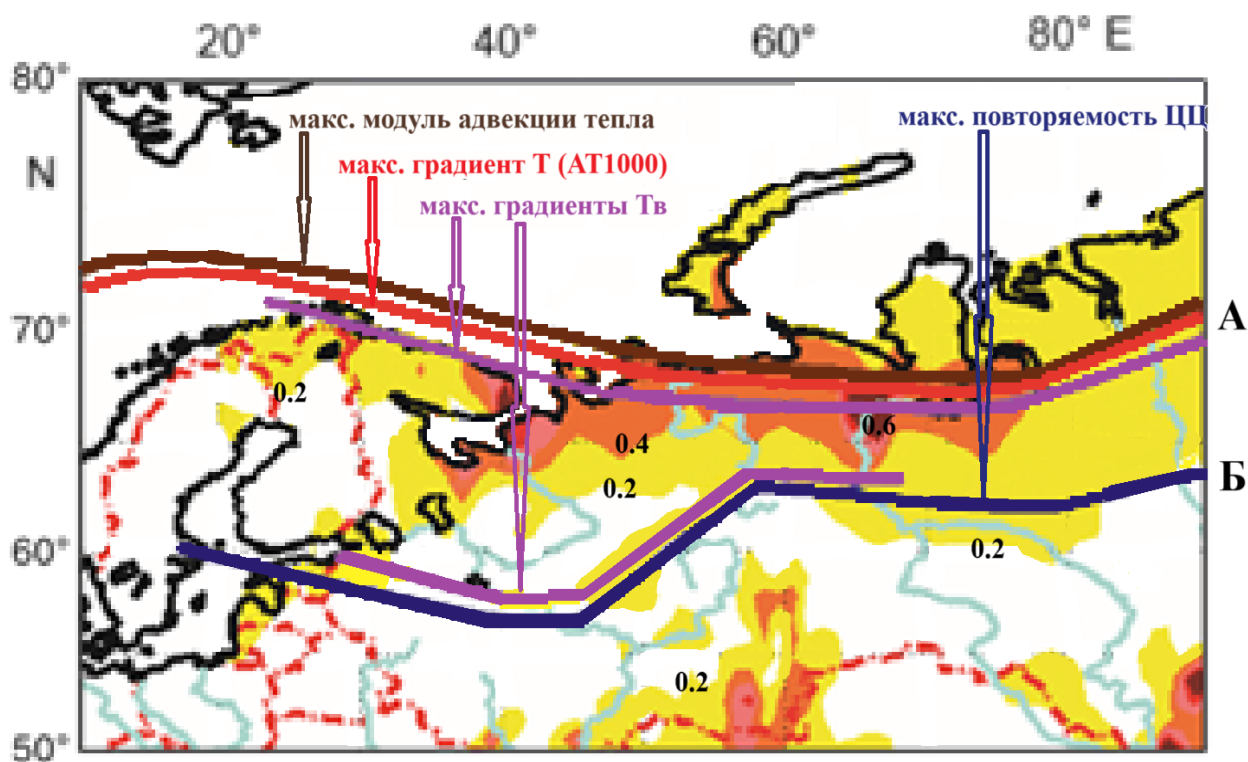


Рис. 5.1. Положение Арктического фронта, лето, 1981–2012 гг.: главная (А) и вторичная (Б) ветвь и поле градиентов приземной температуры (цвет). Линии: максимальной повторяемости центров циклонов (ЦЦ) на Н1000 (гПа), максимальных горизонтальных градиентов температуры воздуха (T_v) на АТ1000 (гПа), максимальных значений среднесезонного модуля адвекции тепла на Н1000 (данные UEA CRU), максимальных градиентов приземной температуры (данные РКМ ГГО).

Вторичная ветвь АФ в летний период формируется за счёт концентрации центров циклонов (как арктического, так и неарктического происхождения) на уровне 1000 гПа над сушей и также выражена полем повышенных градиентов приземной температуры.

Сравнение положения максимумов повторяемости центров циклонов, градиентов температуры на АТ1000 гПа и среднесезонного модуля адвекции тепла на Н1000 гПа за два периода (1951–1980 гг. и 1981–2012 гг.) не выявило статистически значимых пространственных сдвигов, превышающих погрешность определения центров циклонов ($2.5^\circ \times 2.5^\circ$) (рис. 5.2 I, II, III). Все

схематичные линии, отображающие максимальные значения параметров, находятся в пределах их среднеквадратического отклонения.

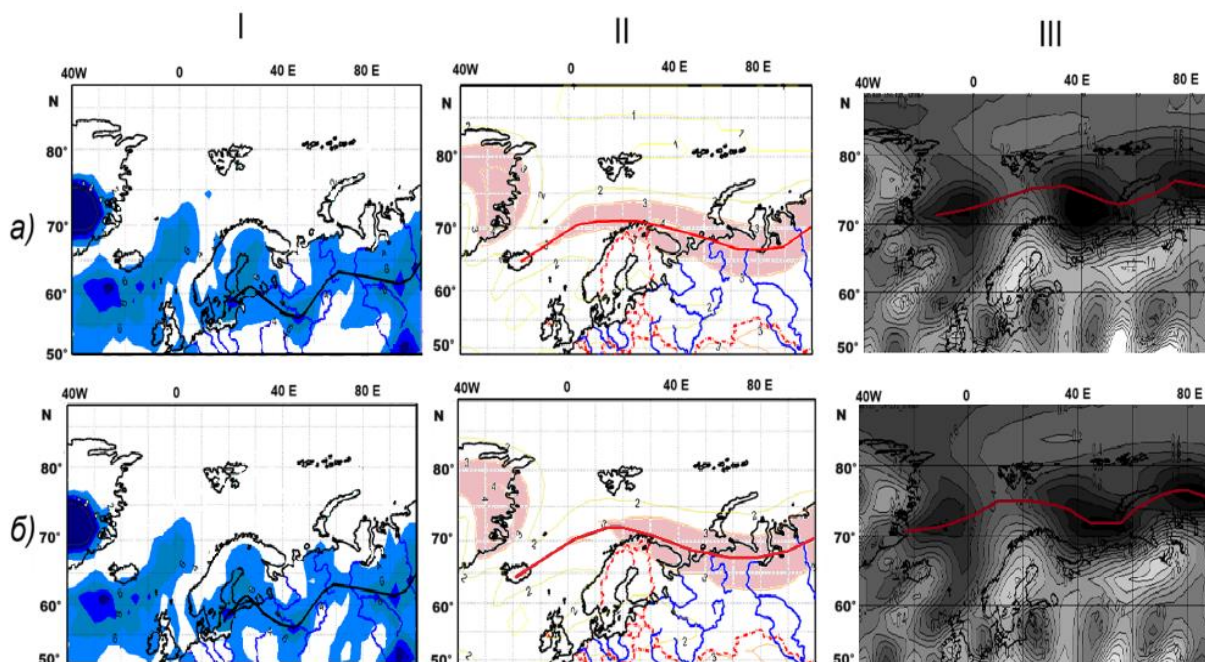


Рис. 5.2. Арктический фронт, июль, за периоды а) 1951–1980 гг. и б) 1981–2010 гг.: I – максимум повторяемости центров циклонов на Н1000 гПа; II – градиент температуры на АТ1000 гПа, III – среднесезонного модуля адвекции тепла на Н1000 гПа. Линиями схематично обозначено центральное положение по параметру (данные UEA CRU).

Таким образом, положение обеих ветвей АФ можно считать квазистационарным. Однако на фоне этой стабильности отмечается увеличение интенсивности фронтальных процессов. Оно выражается в росте числа циклонов (табл. 5.1) и усилении климатических градиентов на высотах. Так, в период 1981–2012 гг. по сравнению с 1951–1980 гг. в районе главной ветви АФ на фоне общего повышения приземного давления (~ 5 мбар) максимальные градиенты температуры на АТ1000 гПа увеличились с 3.5 до 4.0 $^{\circ}\text{C}/\text{мес.}$, а максимумы среднесезонного модуля адвекции тепла на Н1000 гПа выросли с 5.0 до 5.5 $^{\circ}\text{C}/\text{мес.}$

Таблица 5.1. Среднее число центров циклонов за июль в двух широтных зонах (данные UEA CRU).

40° з.д. – 90° в.д.	1951–1980	1981–2010
70–87.5° с.ш	1.85	1.91
60–70° с.ш	4.87	5.01

В районе прохождения главной ветви АФ в тёплый период года наблюдаются максимумы градиентов осадков и температуры, что обусловлено столкновением контрастных воздушных масс – холодного арктического и тёплого умеренного и связанной с ним активизацией циклогенеза. Именно здесь зона атмосферной фронтальной активности создаёт наиболее резкие пространственные переходы как в термическом режиме, так и в режиме увлажнения. В июле, с 1951 по 1980 годы, максимальные градиенты осадков на ЕТР отмечались в пределах 64–67° с.ш., а в Западной Сибири – между 66–68° с.ш, что отражало широтное положение полярного фронта в условиях климатической нормы середины XX века. В последующий период (1981–2010 гг.) на европейском севере область максимальных градиентов осадков сместилась к северу примерно на 1°, тогда как в Западной Сибири их положение практически не изменилось (рис. 5.3 а, б). Это смещение не превышает точности разрешения исходных данных, однако его направленность может указывать на разную реакцию секторов Евразии на перестройку крупномасштабной циркуляции.

Распределение горизонтальных градиентов температуры воздуха в целом повторяет картину градиентов осадков, что подтверждает тесную связь между фронтальной активностью и пространственными контрастами термических полей. Максимальные значения как на ЕТР, так и в Западной Сибири располагались на широтах 66–68° с.ш. в 1951–1980 гг. В период 1981–2010 гг. в Западной Сибири область максимальных градиентов температуры сместилась к югу на 1° и уменьшилась по величине (рис. 5.3 в, г).

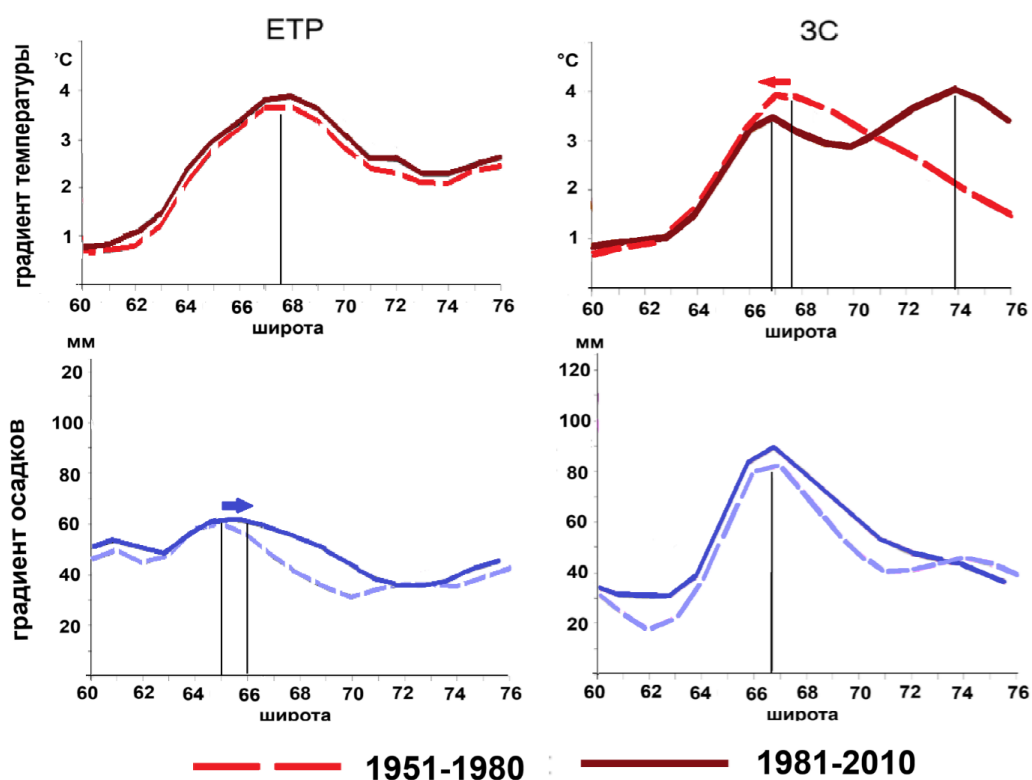


Рис. 5.3. Горизонтальные градиенты температуры воздуха и осадков на севере ЕТР и Западной Сибири, июль, 1951–1980 (пунктир), 1981–2010 гг. (сплошная линия) (UEA CRU).

Кроме того, в зоне влияния главной ветви АФ на суше ЕТР отмечается увеличение суммы активных температур на 50–100 °С, а на Урале и в Западной Сибири – на 100–150 °С (рис. 5.4). Здесь наблюдается быстрая смена ландшафтов: от тундрово-кустарничковой моховой растительности в северной тундре до лесотундрового редколесья, что отражает высокую чувствительность растительных сообществ к термическим градиентам и изменениям в режиме увлажнения. Именно в этой переходной зоне даже небольшой прирост тепла способен перевести экосистему из одного состояния в другое: кустарничковые тундры при увеличении суммы активных температур начинают замещаться кустарниковыми сообществами, а затем и разреженными древостоями (Тишков и др., 2019).

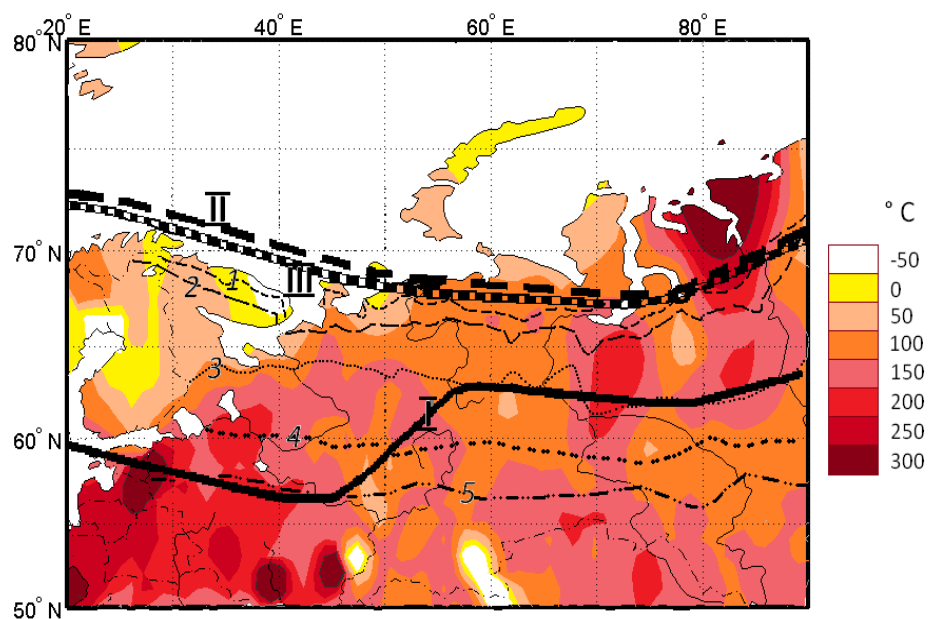


Рис. 5.4. Изменение суммы температур $> 10\text{ }^{\circ}\text{C}$ между периодами 1981–2010 гг. и 1951–1980 гг. (данные ВНИИГМИ-МЦД) и положение АФ (1951–2012) в тёплый период (данные UEA CRU). Линиями схематично обозначены: (I) максимальная повторяемость центров циклонов на Н1000 гПа, (II) максимальные значения градиентов температуры АТ1000 гПа, (III) максимальные значения среднесезонного модуля адвекции тепла Н1000 гПа. Обозначены южные границы: (1) тундры, (2) лесотундры, (3) северной тайги, (4) средней тайги, (5) южной тайги.

Вторичная ветвь АФ в летний период проходит южнее Финского залива, через Великий Новгород и Ярославль до Нижнего Новгорода, после чего поворачивает к северу к истокам Печоры. В западной части ЕТР она проходит по зоне южнотаёжных лесов, а ближе к Уралу в зоне среднетаёжных лесов. В Западной Сибири максимум повторяемости центров циклонов расположен между $62\text{--}64^{\circ}$ с.ш., в области перехода от среднетаёжных к северотаёжным лесам (см. рис. 5.1).

В районе влияния вторичной ветви АФ на ЕТР отмечено увеличение средних градиентов осадков на 10 мм/10 лет, тогда как в Западной Сибири подобных изменений не наблюдается. Усиления градиентов температуры

воздуха на вторичной ветви АФ в летний период не выявлено ни на ЕТР, ни в Западной Сибири (см. рис. 5.3). При этом в зоне её влияния на ЕТР зафиксирован рост активных температур на 150–200 °С, а в Западной Сибири (60–65° с.ш.) увеличение составляет 100–150 °С (см. рис. 5.4).

Таким образом, летом выделяются две ветви АФ, которые сохраняли квазистационарное положение в условиях современного потепления во второй половине XX – начале XXI века. При этом на Арктическом фронте наблюдается увеличение интенсивности фронтальных процессов.

Согласно сценарному прогнозу региональной климатической модели Главной геофизической обсерватории (РКМ ГГО), летом в зоне обеих ветвей АФ прогнозируется дальнейшее увеличение интенсивности климатических градиентов и фронтальных процессов. В европейском секторе это будет обусловлено ростом градиентов температуры над водной поверхностью. В области расположения вторичной ветви АФ изменения градиентов температуры также ожидаются к середине XXI века (Черенкова и др., 2014).

5.2.2. Полярный фронт

Теория Полярного фронта (ПФ) была разработана в начале XX века норвежским физиком В. Бьёркнесом (Bjerknes, 1922). Этот фронт, разделяющий умеренные и тропические воздушные массы, характеризуется интенсивной циклонической деятельностью. Бьёркнес предложил модель формирования циклонов в переходной зоне между тропическими и полярными воздушными массами, согласно которой температурные контрасты в этой зоне служат источником потенциальной энергии, преобразующейся в кинетическую энергию развивающихся циклонов.

Летний ПФ над ЕТР был впервые описан А.И. Асканазием в 1930-х годах (Асканазий, 1934). Исследования показали, что зона повышенных

градиентов над ЕТР формируется при обострении над материком окклюдий атлантической ветви Полярного фронта. Позднее положение ПФ в июле было уточнено С.П. Хромовым (1950). Анализ циклонической деятельности над Западной Сибирью выявил наличие второй, азиатской ветви Полярного фронта (Справочник..., 2005).

В ландшафтных зонах смешанных и широколиственных лесов, а также в зоне лесостепи Полярный фронт обеспечивает достаточное увлажнение для поддержания высокой продуктивности экосистем, но также может быть причиной экстремальных явлений, таких как ливни и град. В суббореальной зоне увлажняющая роль ПФ оказывает значительное влияние на формирование типов растительности и урожайность сельскохозяйственных культур, так как фронтальная деятельность модулирует режим выпадения осадков. Положение и интенсивность ПФ во многом определяют границы между более гумидными и засушливыми вариантами ландшафтов, а также риск возникновения засух или, напротив, переувлажнения.

Проанализируем положение ПФ в летний сезон над равнинами России. Полоса повышенных горизонтальных градиентов температуры на уровне 1000 гПа, рассчитанная по данным реанализа UEA CRU за 1948–2010 гг., позволяет локализовать зону его прохождения. На ЕТР максимумы градиентов температуры в летние месяцы приурочены к широтам 42–45° с.ш. в западной части и 50–53° с.ш. – в восточной (табл. 5.2). В Западной Сибири зона повышенных градиентов отмечается в диапазоне 53–55° с.ш., что соответствует переходу от лесостепи к степной зоне.

Применение методики выделения климатологического ПФ по повторяемости центров циклонов даёт схожие результаты, хотя и с большим широтным разбросом (табл. 5.3). Области с максимальной повторяемостью центров циклонов на ЕТР соответствуют широтам 42–45° с.ш., а в Западной Сибири – 52–56° с.ш., охватывая территории на ЕТР от зоны широколиственных лесов до степей.

Таким образом, в летний период основная зона максимальных градиентов температуры на уровне 1000 гПа локализуется преимущественно в полосе 51–52° с.ш. на ЕТР и 51–54° с.ш. в ЗС. При этом максимальная повторяемость центров циклонов в среднем отмечается примерно на один градус южнее полосы с наибольшими температурными контрастами.

Таблица 5.2. Районы с максимальными градиентами температуры на Н1000 гПа за 1948–2010 гг. в летний период южнее 55° с.ш. (UEA CRU).

месяц	ЕТР		ЗС	
	Широта, °	Долгота, °	Широта, °	Долгота, °
июнь	43–44	21–27	53–55	65–75
	51–53	48–52		
июль	42–45	20–27	53–55	65–74
	50–52	48–55		
август	43–45	20–25	54–55	62–74
	51–53	45–53		
лето	42–45	20–27	53–55	62–75
	50–53	45–55		

Таблица 5.3. Районы с максимальной повторяемостью центров циклонов за 1948–2010 гг. на Н1000 гПа в летний период южнее 55° с.ш. (UEA CRU).

месяц	ЕТР		ЗС	
	Широта, °	Долгота, °	Широта, °	Долгота, °
июнь	46–49	32–38	53–56	57–62
июль	45–50	35–38	52–55	57–62
август	45–50	34–40	53–56	58–62
лето	45–50	32–40	52–56	57–62

В результате климатологический ПФ над равнинами России можно представить как зону, состоящую из нескольких широтных максимумов градиентов температуры и повторяемости циклонов на ЕТР и в ЗС (рис. 5.5). Эти максимумы могут расширяться или сужаться в течение летнего сезона, но

устойчиво проявляются в разные климатические периоды. В целом их положение согласуется с классической схемой (Хромов, 1950). Зона влияния летнего ПФ простирается от широколиственных лесов до степей.

Проанализируем изменения интенсивности фронтальных процессов на ПФ. На рисунке 5.6 представлены широтные распределения градиента температуры воздуха и повторяемости центров циклонов для климатических периодов 1948–1960, 1961–1990, 1991–2010 гг. на ЕТР и в Западной Сибири.

Максимальные градиенты температуры на ЕТР во всех трёх периодах локализуются в полосе 51° – 53° с.ш. Однако в период 1991–2010 гг. отмечается тенденция к смещению зоны максимальных градиентов к северу приблизительно на 2° по сравнению с периодом 1948–1960 гг. Локальные изменения величин максимальных градиентов могут достигать 80% от их межгодовой изменчивости. В ЗС область максимального градиента температуры располагается между 51° и 54° с.ш. (рис. 5.6 б), значимых временных изменений её положения или интенсивности не выявлено.

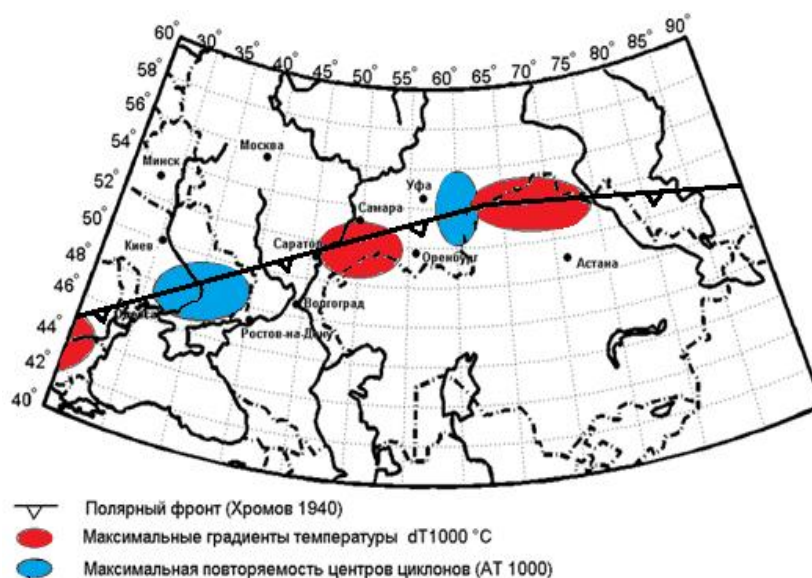


Рис. 5.5. Схема положения Полярного фронта в летний период по максимальным градиентам температуры и максимальной повторяемости центров циклонов на ЕТР и в Западной Сибири (данные UEA CRU).

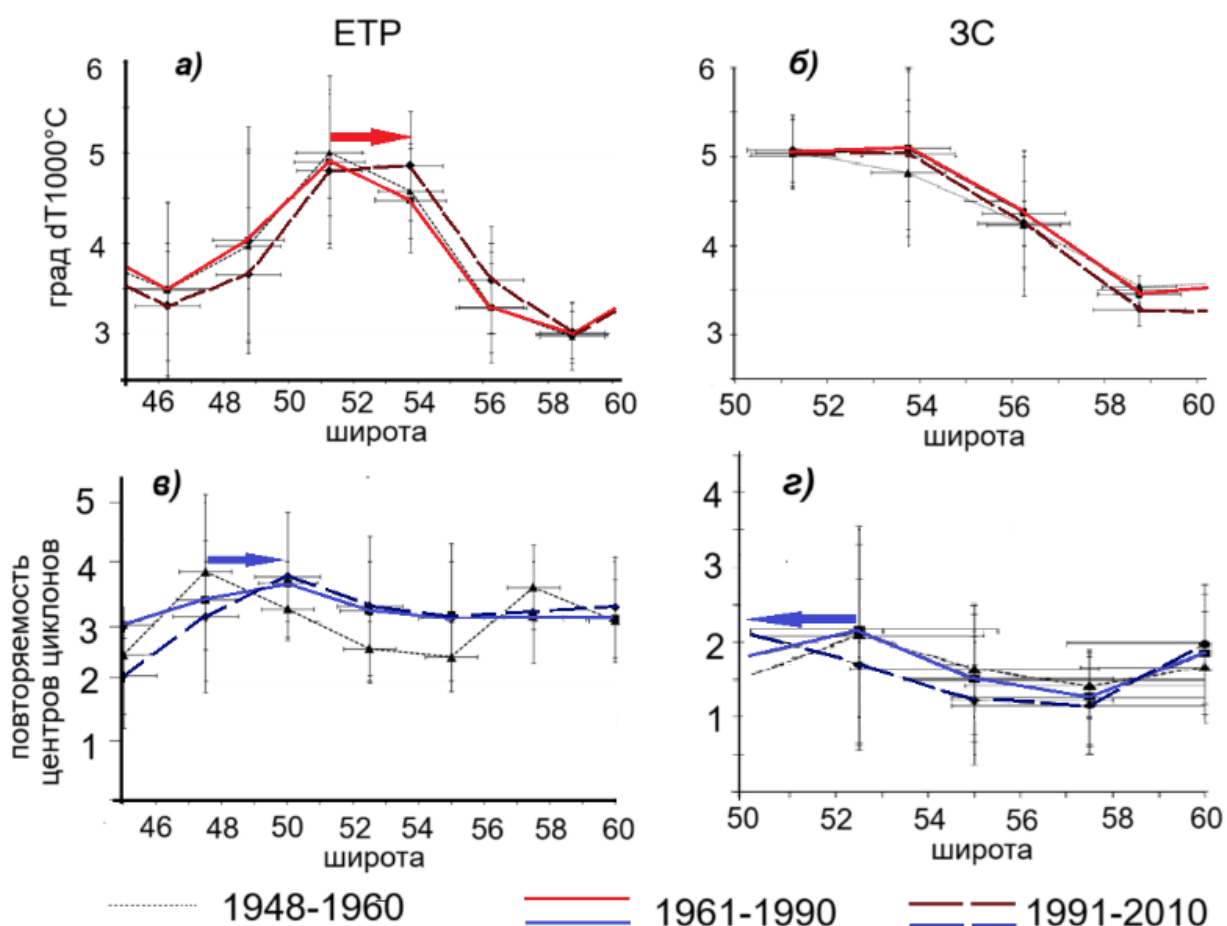


Рис. 5.6. Широтное изменение градиента температуры (а, б) и повторяемость центров циклонов (в, г) за лето на ЕТР (а, в) и в Западной Сибири (б, г) со стандартным отклонением (данные UEA CRU).

Повторяемость центров циклонов демонстрирует более выраженные пространственно-временные изменения. На ЕТР в период 1991–2010 гг. максимум циклонической активности сместился на 2–3° к северу относительно базового периода 1948–1960 гг. (рис. 5.6 в). Стандартное отклонение повторяемости циклонов здесь составляет 50–75% от её межгодовой изменчивости. В Западной Сибири наблюдается противоположная тенденция: максимум активности сместился к югу на 2–3° по широте (рис. 5.6 г), причём стандартное отклонение достигает 80–100% от межгодовой изменчивости.

В результате анализ временных рядов центров циклонов на летнем Полярном фронте не выявил статистически значимых линейных трендов в их повторяемости. Однако были зафиксированы скачкообразные изменения: увеличение активности в 1970-х годах и её снижение в 1990-х, что согласуется с данными других исследований (Оценочный..., 2008).

Согласно модельным расчётам, к середине XXI века положение Полярного фронта в летний сезон над ЕТР и Западной Сибирью не претерпит существенных изменений, поскольку прогнозируемые изменения градиентов приземной температуры ожидаются незначительными (Черенкова, Школьник, 2011). Таким образом, несмотря на ожидаемое повышение температуры воздуха, барическая и фронтологическая структура в регионе останется относительно стабильной.

5.3. Вклад температуры воздуха, температуры поверхности океана, общей циркуляции атмосферы в изменчивость тепло-влагообмена

Общая циркуляция атмосферы играет ключевую роль в формировании процессов тепло- и влагообмена на территории ЕТР и Западной Сибири через перенос воздушных масс, адвекцию тепла и влаги, а также формирование атмосферных фронтов и циклонической деятельности. Для ЕТР характерен более интенсивный влагооборот, частая смена воздушных масс при западном переносе и высокая циклоническая активность. В Западной Сибири климат отличается большей континентальностью, усиленным влиянием арктических воздушных масс, а также значительным воздействием обширных заболоченных низменностей на формирование локального тепло-влагообмена.

Была оценена степень влияния ведущих мод атмосферной циркуляции Атлантико-Европейского сектора и Северо-Тихоокеанского центра, температуры поверхности океана (ТПО) в северной части Атлантики, а также приповерхностной температуры воздуха (T_v) в природных зонах на колебание летних вертикальных потоков тепла и влаги. Анализ проведён на основе

регрессионного и корреляционного методов, описанных в главе 2 (табл. 5.4, рис. 5.7).

Совместное влияние трёх групп факторов (изменений крупномасштабных циркуляционных мод, температуры поверхности океана и приповерхностной температуры воздуха) на изменчивость турбулентных потоков явного и скрытого тепла была оценена по коэффициенту детерминации (R^2). Диапазон значений R^2 варьирует от 0.4 до 0.9, что указывает на степень совместного контроля изменчивости потоков со стороны указанных факторов: от умеренной (40% объяснённой дисперсии) до очень высокой (90%) (табл. 5.4).

В то же время для территории ЕТР и Западной Сибири полученные корреляционные связи между потоками и предикторами оказались в целом менее информативными. Выявлено, что турбулентные потоки слабо связаны с циркуляционными индексами ведущих мод ОЦА, а также с ТПО. Максимальные значения коэффициента корреляции достигают лишь 0.4 для Скандинавской моды (SCAND) и колебания «Западная Атлантика – Восточная Россия» (EAWR) (рис. 5.7). Такая величина корреляции соответствует слабой или умеренной связи и объясняет не более 16% общей дисперсии.

Принципиально иная картина наблюдается при анализе зависимости турбулентных потоков непосредственно от приповерхностной температуры воздуха. В этом случае коэффициенты корреляции достигают значений, являющихся статистически значимыми ($p < 0.05$ или выше). Это означает, что именно T_v служит наиболее информативным и прямым предиктором изменчивости турбулентных потоков тепла и влаги на равнинах России, в то время как влияние циркуляционных механизмов и ТПО проявляется слабо и опосредованно через их воздействие на саму T_v .

Таблица 5.4. Результаты регрессионного анализа индексов циркуляции NAO (Северо-Атлантическое колебание), АО (Арктическое колебание), PNA (Тихоокеанско-Североамериканское колебание), SCAND (Скандинавская мода) и EAWR (колебание «Восточная Атлантика – Западная Россия»), температуры поверхности океана (ТПО), температуры воздуха (Тв) и турбулентных потоков явного тепла (SH), скрытого тепла (LH), дивергенции влаги (MD) по природным зонам ЕТР и Западной Сибири в летний период. Выделены параметры с β -коэффициентами > 1 .

Район	Природная зона	Турбулентный поток	NAO	АО	PNA	SCAND	EAWR	ТПО	Тв	Коэфф. корр.	Коэфф. детерминации
			β								
ЕТР	Субарктика	SH	0.1	1.5	0.5	1.1	0.8	0.7	0.9	0.55	0.66
		LH	0.7	1.0	0.4	0.4	0.3	0.6	2.7	0.90	0.81
		MD	0.9	0.5	0.3	1.1	1.3	0.2	0.6	0.68	0.65
	Бореальная	SH	0.7	1.3	0.9	1.8	0.5	0.4	1.8	0.68	0.46
		LH	0.1	0.4	0.1	0.8	1.1	0.4	1.6	0.75	0.56
		MD	0.7	0.0	0.9	2.7	1.4	0.5	2.6	0.75	0.56
	Субборе- альная	SH	1	3.7	0.9	1.8	2.6	0.6	5	0.76	0.57
		LH	1	4.8	1	1.2	2.9	1.1	3.6	0.62	0.59
		MD	0.2	1.1	0.2	0.9	0.2	1	1.3	0.68	0.46
ЗС	Субарктика	SH	0.1	1.4	0.2	1.9	1.1	1	1.4	0.66	0.53
		LH	0.6	0.2	0.8	1.2	1.1	0.2	3.2	0.94	0.89
		MD	0.7	3.1	0.6	1.6	0.2	0.6	1.4	0.54	0.49
	Бореальная	SH	0.8	1.3	0.8	1.9	0.7	0.4	1.8	0.67	0.44
		LH	0.1	1.1	0.3	0.1	0.2	0.1	1.9	0.74	0.56
		MD	0.2	0.2	0.9	1.7	0.5	0.2	2.4	0.60	0.36
	Субборе- альная	SH	0.2	2.4	1	2.8	0.5	1.1	6.1	0.79	0.63
		LH	0.1	1.4	0.2	2.6	0.3	1.8	4.6	0.70	0.50
		MD	0.8	2	0.6	0.5	0.3	0.3	2.6	0.63	0.40

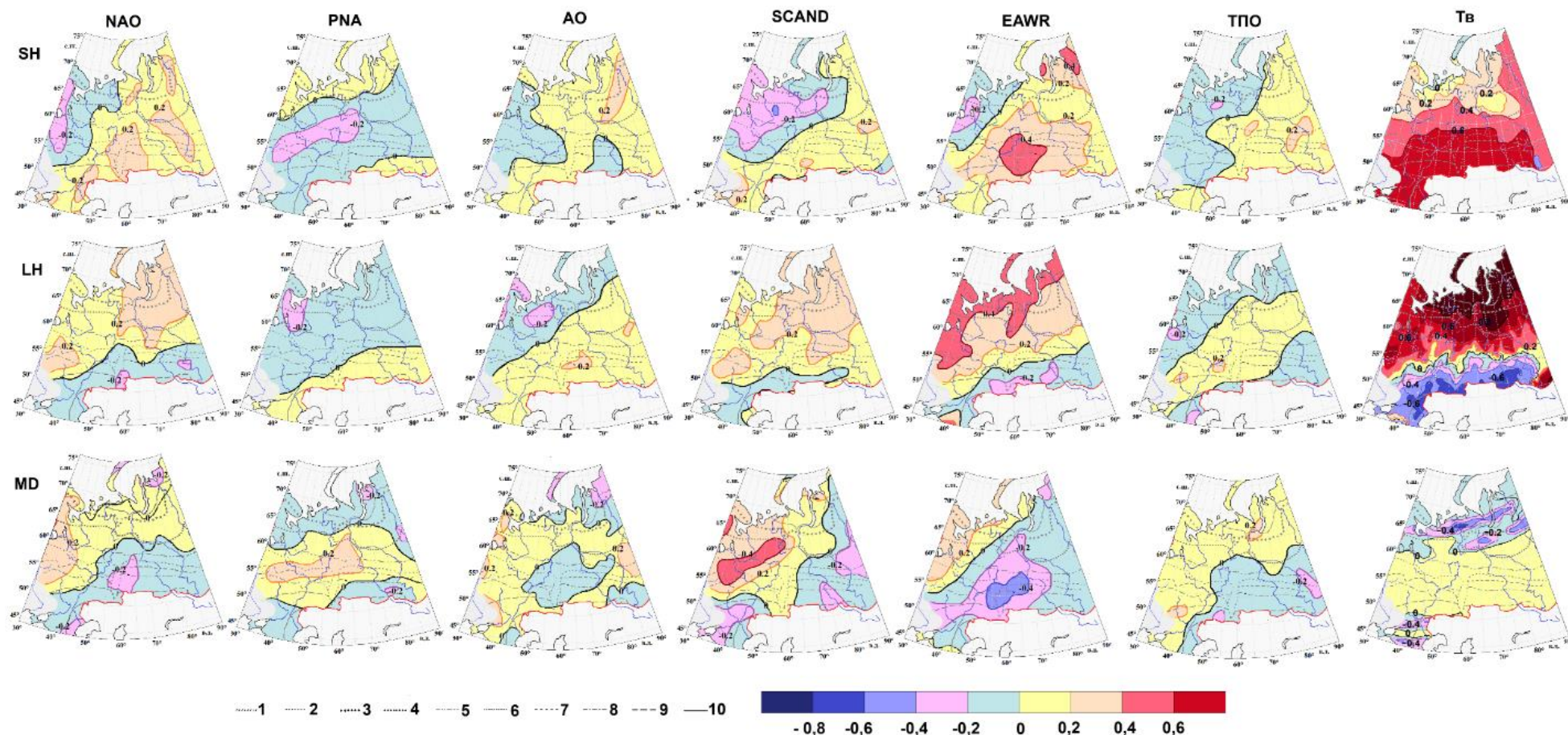


Рис. 5.7. Поля корреляции турбулентных потоков явного тепла (SH), скрытого тепла (LH), дивергенции влаги (MD) (данные ERA5, ERA5-Land) с циркуляционными модами: NAO, AO, PNA, SCAND и EAWR (данные NOAA), температуры поверхности океана (ТПО) (данные центра Гадлея), температуры воздуха (Тв) (данные ERA5-Land) по природным зонам ЕТР и Западной Сибири в летний период. Обозначены южные границы ландшафтных зон (Национальный..., 2007): 1 – арктические; субарктические (2 – тундровые, 3 – лесотундровые); бореальные (4 – северотаёжные, 5 – среднетаёжные, 6 – южнатаёжные, 7 – подтаёжные, 8 – широколиственно-лесные); суббореальные (9 – лесостепные, 10 – степные типичные и сухостепные).

5.3.1. Субарктическая зона

В условиях субарктики турбулентные потоки тепла и влаги демонстрируют исключительно сильную зависимость от макроциркуляционных и термических факторов. Комбинированное воздействие фаз атмосферных колебаний (АО, SCAND, EAWR), аномалий ТПО и региональной приземной Тв является определяющим для их пространственно-временной изменчивости. Мощность этого влияния подтверждается рекордно высокими для рассматриваемых ландшафтов значениями коэффициента детерминации R^2 , которые достигают 0.89 (табл. 3.4). Таким образом, вклад этих трёх групп предикторов в суммарную дисперсию потоков является преобладающим, что делает субарктическую систему «индикатором» крупномасштабных климатических процессов.

Арктическое колебание (АО) оказывает значимое воздействие на потоки явного и скрытого тепла на ЕТР и на дивергенцию влаги в Западной Сибири, о чём свидетельствуют β -коэффициенты > 1 . Это объясняется следующими механизмами. В положительную фазу АО летом повышенное атмосферное давление в средних широтах смещает траектории циклонов к более высоким широтам. Это увеличивает количество осадков на Арктическом фронте и приводит к поступлению в субарктику относительно прохладного и влажного воздуха, усиливая потоки влаги. В отрицательную фазу АО доминирование повышенного давления в полярных районах и пониженного в средних широтах учащает волны холода, что негативно сказывается на потоках явного тепла в субарктике (рис. 5.8). Согласно данным (Гечайте и др., 2016), перестройка атмосферной циркуляции при смене фазы АО влияет на температурное поле субарктики с запаздыванием в 2–6 суток.

Скандинавская мода (SCAND) характеризуется основным центром положительной аномалии давления над Скандинавией, которому сопутствует депрессия над Западной Европой, Восточной Россией и Западной Монголией

(рис. 5.9 а). В положительной фазе SCAND ослабевает зональный перенос и усиливаются меридиональные процессы, что способствует вторжению арктического воздуха на ЕТР, в Западную и Центральную Сибирь (Попова, 2018). Данная мода демонстрирует сильную связь с турбулентными потоками тепло-влагообмена (β -коэффициенты > 1). Летом это приводит к снижению потоков явного и скрытого тепла, а также дивергенции влаги. В отрицательной фазе SCAND (при ослаблении Скандинавского антициклона) преобладает зональный западный перенос, а положительные температурные аномалии вызывают увеличение потоков явного тепла и дивергенции влаги на ЕТР и рост всех рассматриваемых потоков в Западной Сибири. Примечательно, что в Западной Сибири увеличение потоков скрытого тепла в летний период способствует усилению испарения, что также связано с высокой заболоченностью субарктических регионов.

Колебание «Восточная Атлантика – Западная Россия» (EAWR) также существенно влияет на потоки дивергенции влаги на ЕТР и скрытого тепла в Западной Сибири. Эта мода с центрами действия над Восточной Атлантикой и ЕТР воздействует на циркуляцию в Евразии в течение всего года. Положительной фазе EAWR соответствует область пониженного давления на востоке ЕТР и западе Сибири (рис. 5.9 б). Как отмечено в работах (Семенов, Черенкова, 2018; Черенкова, 2018; Черенкова и др., 2020), преобладание этой фазы летом характеризуется депрессией над ЕТР и западом Сибири с учащением циклонической циркуляции, что приводит к отрицательным температурным аномалиям на большей части запада России. При этом создаются более благоприятные условия для выпадения осадков в центре ЕТР, в то время как на севере осадки оказываются ниже нормы. В итоге в субарктической части ЕТР формируются отрицательные аномалии температуры и положительные аномалии осадков, что вызывает рост потоков дивергенции влаги. Отрицательная фаза EAWR, соответствующая области повышенного давления на востоке ЕТР, характеризуется увеличением частоты блокирующих антициклонов на севере ЕТР и в Западной Сибири (Бардин и

др., 2019). Это приводит к положительным температурным аномалиям и увеличению потоков явного и скрытого тепла в Западной Сибири при условии избыточного увлажнения.

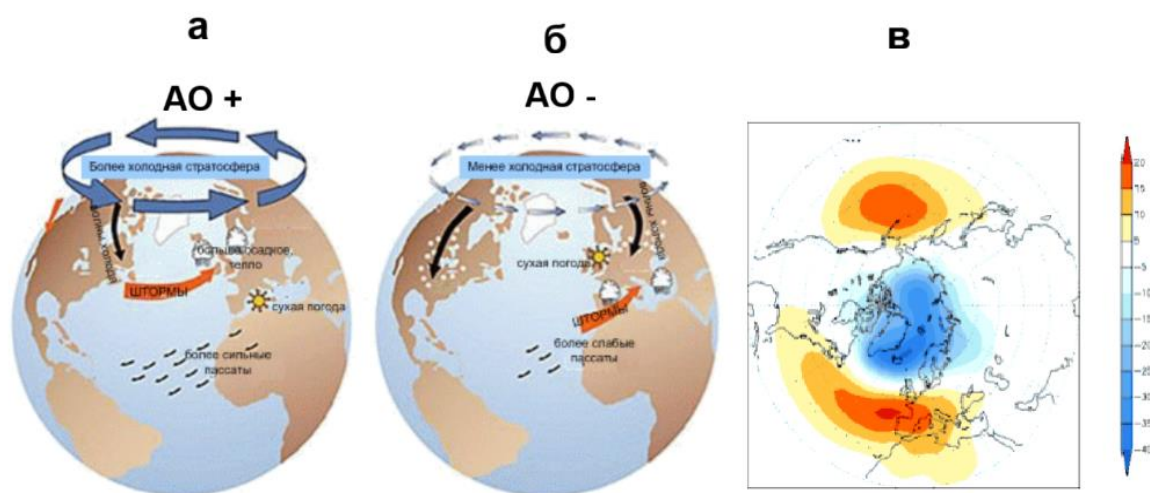


Рис. 5.8. Схема преобладающих погодных условий при положительной (а) и отрицательной (б) фазах Арктического колебания (АО) и аномалия высоты атмосферного давления на 1000 гПа за 1981–2010 гг. (NASA).

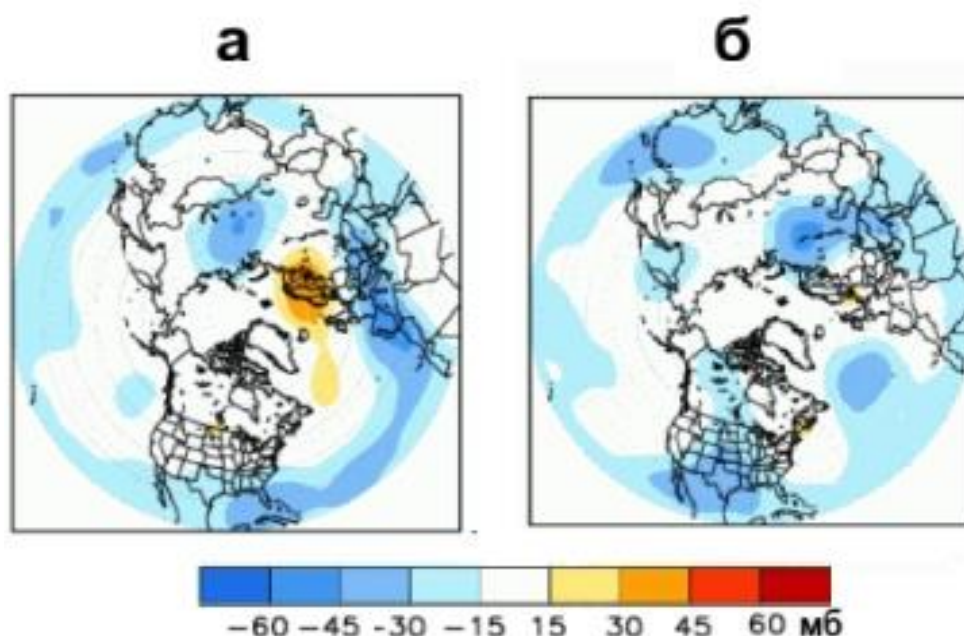


Рис. 5.9. Аномалии высоты атмосферного давления на 1000 гПа за 1981–2010 гг. (NASA), положительная фаза, июль: а) Скандинавская мода (SCAND), б) колебание «Восточная Атлантика – Западная Россия» (EAWR) (NASA).

Для остальных рассмотренных циркуляционных индексов β -коэффициенты меньше единицы, что указывает на их относительно слабое влияние на потоки тепла и влаги на ЕТР и в Западной Сибири. Влияние ТПО в субарктических ландшафтах выражено слабее, чем влияние мод ОЦА. Исключением является поток явного тепла в Западной Сибири, для которого $\beta = 1$. Повышение фоновой температуры воздуха оказывает наиболее сильное воздействие на турбулентные потоки, особенно в Западной Сибири (см. табл. 5.4). β -коэффициенты для температуры воздуха значительно превышают таковые для циркуляционных мод. Коэффициенты корреляции T_v в Западной Сибири с потоками явного тепла составляют 0.2–0.4, со скрытым теплом достигают 0.8, а с дивергенцией влаги находятся в диапазоне от –0.2 до –0.4 (см. рис. 5.7).

5.3.2. Бореальная зона

В бореальной зоне вклад циркуляционных процессов в изменчивость тепло- и влагообмена снижается по сравнению с субарктикой (коэффициент детерминации $R^2 = 0.36–0.56$). Это указывает на то, что доля дисперсии потоков, объясняемая циркуляцией, здесь меньше, а роль локальных факторов возрастает. Основной причиной служит специфика тепло-влагообмена в условиях сомкнутого лесного покрова. Мощный растительный полог действует как буферный слой, ослабляя и трансформируя прямой энергетический отклик подстилающей поверхности на кратковременные изменения ОЦА, температуры и увлажнения. Растительность обладает значительной теплоёмкостью и активно участвует в процессах транспирации, что приводит к инерционности системы (Wu et al., 2016). В результате даже при заметных изменениях синоптической обстановки реакции турбулентных потоков явного и скрытого тепла оказываются замедленными и ослабленными. Этот вывод подтверждается в целом более слабыми, по сравнению с субарктикой, коэффициентами корреляции между индексами циркуляции и параметрами турбулентных потоков.

Как и в субарктике, ключевое влияние на изменчивость потоков тепла и влаги здесь оказывают колебания АО, SCAND и EAWR. АО заметно влияет на потоки явного и скрытого тепла ($\beta > 1$). Летом в положительную фазу АО, которая преобладает с начала XX века (рис. 5.10), траектории циклонов смещены к северу, в субарктику, а высокое атмосферное давление над средними широтами способствует прогреву поверхности. Это приводит к увеличению потоков явного тепла, а также к росту потоков скрытого тепла в Западной Сибири вследствие высокой заболоченности территории. В отрицательную фазу АО преобладание относительно низкого давления в средних широтах с прохладными воздушными массами отрицательно сказывается на потоках явного тепла в бореальной зоне (табл. 5.4, рис. 5.8).

Скандинавская мода вносит наибольший вклад в изменчивость потока явного тепла и дивергенции влаги ($\beta > 1$) при коэффициенте корреляции около 0.2–0.4 (табл. 5.4, рис. 5.9 а). В положительную фазу SCAND в тёплый период увеличивается повторяемость блокирующих антициклонов на севере ЕТР, что усиливает меридиональные процессы и способствует вторжению холодного арктического воздуха в средние широты ЕТР и Западной Сибири. В результате снижаются потоки явного тепла и дивергенции влаги. В отрицательную фазу SCAND, наблюдаемую в начале XX века (рис. 5.10), западный перенос с относительно тёплыми и влажными воздушными массами приводит к росту этих потоков как на ЕТР, так и в Западной Сибири.

Колебание «Восточная Атлантика – Западная Россия» вносит вклад в изменчивость скрытого тепла и дивергенции влаги преимущественно на ЕТР. Это связано с тем, что в положительную фазу EAWR на севере России преобладает циклоническая циркуляция, формирующая более холодную погоду. Это вызывает снижение потоков явного тепла и увеличение дивергенции влаги в бореальной зоне ЕТР. Отрицательная фаза EAWR (рис. 5.10), характеризующаяся повышенным давлением на востоке ЕТР,

приводит к росту температуры и потоков явного тепла, а также к уменьшению потоков дивергенции влаги (табл. 5.4, рис. 5.9 б).

Вклад прочих циркуляционных механизмов и ТПО в тепло- и влагообмен бореальных ландшафтов, для которых β -коэффициенты менее 1, слабее. Рост средней температуры воздуха остаётся преобладающим фактором влияния на турбулентные потоки тепла и влаги в бореальной зоне (β -коэффициенты максимальны и достигают 6). При этом для потоков явного тепла знак корреляции меняется с севера на юг с отрицательного на положительный в южнотаёжной зоне, а для скрытого тепла – с положительного на отрицательный в лесостепных ландшафтах. Это объясняется тем, что летний дефицит влаги при высоких температурах приводит к иссушению почвы и преждевременному увяданию растительности на юге бореальной зоны, что подавляет испарение (Титкова и др., 2022).

5.3.3. Суббореальная зона

На юге, в суббореальной зоне, наблюдается возрастание вклада атмосферной циркуляции в изменчивость потоков тепла и влаги по сравнению с более северными зонами ($R^2 > 0.6$, коэффициент корреляции 0.6–0.7; см. табл. 5.4). Это связано с повышенной чувствительностью тепло- и влагообмена к динамике атмосферных процессов в условиях меньшей теплоёмкости подстилающей поверхности. На данной территории показатели циклонической и антициклонической активности тесно связаны с фазами ведущих климатических мод Атлантико-Европейского сектора (Бардин и др., 2019), что усиливает их региональный климатический отклик.

Основное влияние на формирование потоков тепла, как и в более северных зонах ЕТР и Западной Сибири, оказывают три ведущие циркуляционные моды: АО, SCAND и EAWR, причём их воздействие может быть разнонаправленным. Именно эти моды в значительной степени определяют интенсивность и повторяемость циклонической и

антициклонической циркуляции на юге России (Бардин и др., 2015, 2019, 2021). Для всех перечисленных мод значения β -коэффициентов значительно превышают 1, что указывает на их сильное непосредственное влияние. Также возрастают частные коэффициенты корреляции, подчёркивая роль этих мод в изменчивости турбулентных потоков.

При положительной фазе АО в летний период траектории атлантических циклонов смещены к высоким широтам, что способствует формированию над южными районами области повышенного давления. Это приводит к установлению более сухой и тёплой погоды, а в итоге – к росту потоков явного тепла и уменьшению потоков влаги в суббореальной зоне.

Усиление меридиональных процессов при положительной фазе SCAND способствует выносу трансформированного арктического воздуха в южные районы. Это приводит к относительному снижению температур и, как следствие, к уменьшению потоков тепла и влаги на ЕТР и в Западной Сибири ($\beta > 1$). Напротив, при отрицательной фазе SCAND преобладает зональный западный перенос, несущий тёплые воздушные массы, что вызывает положительные температурные аномалии на юге ЕТР и Западной Сибири и ведёт к значительному увеличению потоков явного и скрытого тепла ($\beta > 1$).

Колебание EAWR также оказывает значительное влияние на термический режим, особенно на потоки явного и скрытого тепла на ЕТР в суббореальной зоне ($\beta > 1$). Положительная фаза EAWR связана с положительными высотными аномалиями над Европой и отрицательными – на востоке ЕТР и западе Сибири (рис. 5.9 б). Такая конфигурация способствует выносу холодного воздуха и формированию температур ниже среднего над западной Россией, что ослабляет турбулентные потоки явного и скрытого тепла. Отрицательная фаза EAWR, характеризующаяся областью повышенного давления на востоке ЕТР, приводит к положительным температурным аномалиям в суббореальной зоне. Это вызывает рост потоков явного тепла, но одновременно и падение потоков скрытого тепла из-за

дефицита влаги. Указанные процессы увеличивают повторяемость засух в Поволжье и Северном Прикаспии (Бардин, Платова, Самохина, 2019; Черенкова и др., 2020) и формируют в суббореальной зоне отрицательные связи с потоками явного тепла и положительные с потоками скрытого тепла. В Западной Сибири влияние EAWR на тепловые потоки заметно ослабевает.

Вклад ТПО в изменчивость потоков тепла и влаги в южных районах становится существенным ($\beta > 1$). В работе (Черенкова и др., 2020) показано, что в периоды устойчивого потепления вод Северной Атлантики возрастает частота атмосферных засух. Это, в свою очередь, может приводить к росту потоков явного тепла и уменьшению потоков влаги. Механизм связан с вызванными аномалиями ТПО изменениями антициклонической активности, которые наиболее сильно влияют на центры действия Северо-Атлантического колебания и циркуляционного механизма EAWR.

Несмотря на усиление роли циркуляционных факторов, рост средней приземной T_v в суббореальной зоне остаётся преобладающим фактором, влияющим на все рассматриваемые потоки (положительно – на потоки явного тепла и отрицательно – на потоки скрытого тепла и дивергенцию влаги). Повышение T_v приводит к значительному усилению дефицита влаги в растительности и почве (Титкова и др., 2024), что кардинально меняет режим тепло- и влагообмена в сторону аридизации.

5.4. Влияние смены фаз АО SCAND и EAWR на турбулентный тепло-влагообмен

С начала XXI века наблюдается смена преобладающих фаз Арктического колебания с отрицательной на положительную (рис. 5.10). Это перераспределение барических полей и траекторий циклонов в первой четверти XXI века приводит к усилению потоков влаги в высоких широтах за счёт того, что циклоны, смещаясь к северу, приносят влажный и относительно тёплый атлантический воздух в зону тундры и лесотундры, ослабление

поступления влаги и рост засушливости в лесной, лесостепной и степной зонах, поскольку в тылу антициклона преобладает нисходящее движение воздуха, что подавляет образование осадков. В результате в бореальной и суббореальной зонах ЕТР и Западной Сибири положительная фаза летнего АО ассоциируется с дефицитом осадков и повышенным риском засух.

Как показано в работе (Бардин и др., 2021), циркуляционные моды SCAND и EAWR вносят существенный вклад в изменение повторяемости циклонов на севере ЕТР и в ЗС. При этом усиление блокирующих антициклонов в этих регионах характерно для положительной фазы SCAND и отрицательной фазы EAWR (Бардин и др., 2019), что предопределяет их ключевую роль в формировании термического и влажностного режима.

Межгодовые колебания аномалий индексов SCAND и EAWR в летний период за 1950–2021 гг. демонстрируют значимые отрицательные тренды (рис. 5.10). Ключевым наблюдаемым сдвигом стала смена преобладания положительных аномалий этих мод на отрицательные между двумя рассматриваемыми тридцатилетними периодами. Эта перестройка привела в период 1995–2015 гг. к ослаблению зональной циркуляции в Атлантико-Европейском секторе, увеличению повторяемости блокирующих процессов над ЕТР и росту количества осадков выше нормы на севере региона на фоне усиленной циклонической активности (Черенкова, 2018).

Как было сказано выше, отрицательная фаза SCAND формирует мощный меридиональный (азональный) фактор, для которого характерен вынос тёплого воздуха из субтропиков на северо-восток ЕТР и северо-запад Западной Сибири. Отрицательная фаза EAWR, в свою очередь, сопряжена с увеличением повторяемости блокирующих антициклонов на севере ЕТР и Западной Сибири, что вызывает положительные температурные аномалии и увеличение потоков явного и скрытого тепла. Таким образом, наблюдаемая смена преобладающей фазы обеих мод на отрицательную должна была существенно повлиять на пространственную структуру тепло-влагообмена.

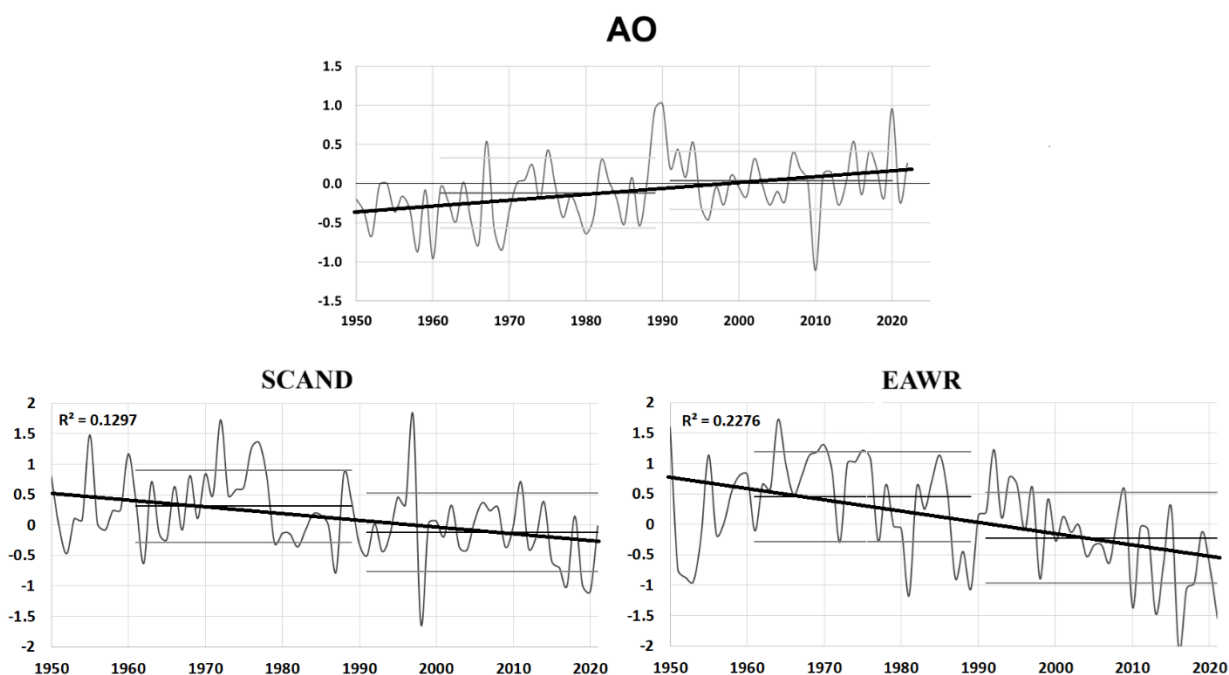


Рис. 5.10. Временные ряды индексов АО, SCAND, EAWR со средним и стандартным отклонением за периоды 1961–1991 гг. и 1991–2020 гг., тренд за 1950–2022 гг. (данные NOAA).

Рассмотрим, как изменились связи между циркуляционными механизмами SCAND и EAWR и тепло-влагообменом подстилающей поверхности и атмосферы между двумя климатическими периодами: 1961–1991 гг. и 1991–2020 гг. Анализ основан на выявлении статистически значимых связей с коэффициентом детерминации ($R^2 > 10\%$), что позволяет оценить масштаб перестройки атмосферных процессов и их региональных эффектов.

В субарктической зоне переход от преобладания положительных к отрицательным фазам индексов SCAND и EAWR привёл к наиболее выраженным изменениям. Площадь значимого влияния этих мод на потоки явного и скрытого тепла увеличилась на 30–85% (табл. 5.5, рис. 5.11).

Влияние отрицательной фазы SCAND на потоки скрытого тепла, связанное с адвекцией тёплого воздуха, распространилось практически на всю субарктическую зону, а воздействие на потоки явного тепла стало охватывать

около половины её территории. Влияние отрицательной фазы EAWR на тепловые потоки в последнем тридцатилетии возросло многократно и теперь охватывает всю прибрежную зону субарктики.

В бореальной зоне смена преобладающей фазы SCAND на отрицательную вызвала значимый рост (на 37%) площади её влияния на потоки скрытого тепла. При этом область заметного влияния этой моды на дивергенцию влаги сократилась на 16%. Это указывает на перераспределение роли циркуляционного механизма в различных аспектах влагообмена.

В суббореальной зоне последствия сдвига фаз SCAND и EAWR оказались менее выраженными. Наблюдается некоторое сокращение области влияния этих мод на потоки скрытого тепла (до –12%) и на дивергенцию влаги (до –7%). Данный факт, вероятно, связан с усилением в южных регионах роли других факторов (например, термического состояния подстилающей поверхности и увеличения частоты засух), которые могут маскировать или модулировать прямой циркуляционный сигнал.

Таблица 5.5. Площадь (%) природных зон ЕТР и Западной Сибири с проявлением влияния циркуляционных режимов SCAND и EAWR на потоки явного тепла (SH), скрытого тепла (LH) и дивергенцию влаги (MD) при коэффициенте детерминации $R^2 > 10\%$ в 1961–1990 и 1991–2020 гг.

	индекс ОЦА	SCAND			EAWR		
параметр	ландшафт период	субаркти- ческие	боре- альные	субборе- альные	субаркти- ческие	боре- альные	субборе- альные
Явное тепло	1961–1990	7.4	20.0	21.8	3.0	3.6	10.7
	1991–2020	55.8	24.0	24.3	64.7	8.5	4.2
	Δ	48.4	4.0	2.5	61.7	4.9	–6.5
Скрытое тепло	1961–1990	10.4	15.6	29.7	34.2	3.0	14.4
	1991–2020	95.7	52.6	18.0	64.7	5.6	8.3
	Δ	85.3	37.0	–11.7	30.5	2.6	–6.1
Дивер- генция влаги	1961–1990	9.0	31.1	21.2	4.5	13.0	12.6
	1991–2020	10.3	14.9	14.3	11.9	7.1	5.0
	Δ	1.3	–16.2	–6.9	7.4	–5.9	–7.6

Выделено значимое изменения параметров (синим – отрицательное, жёлтым – положительное) с уровнем значимости выше 95%.

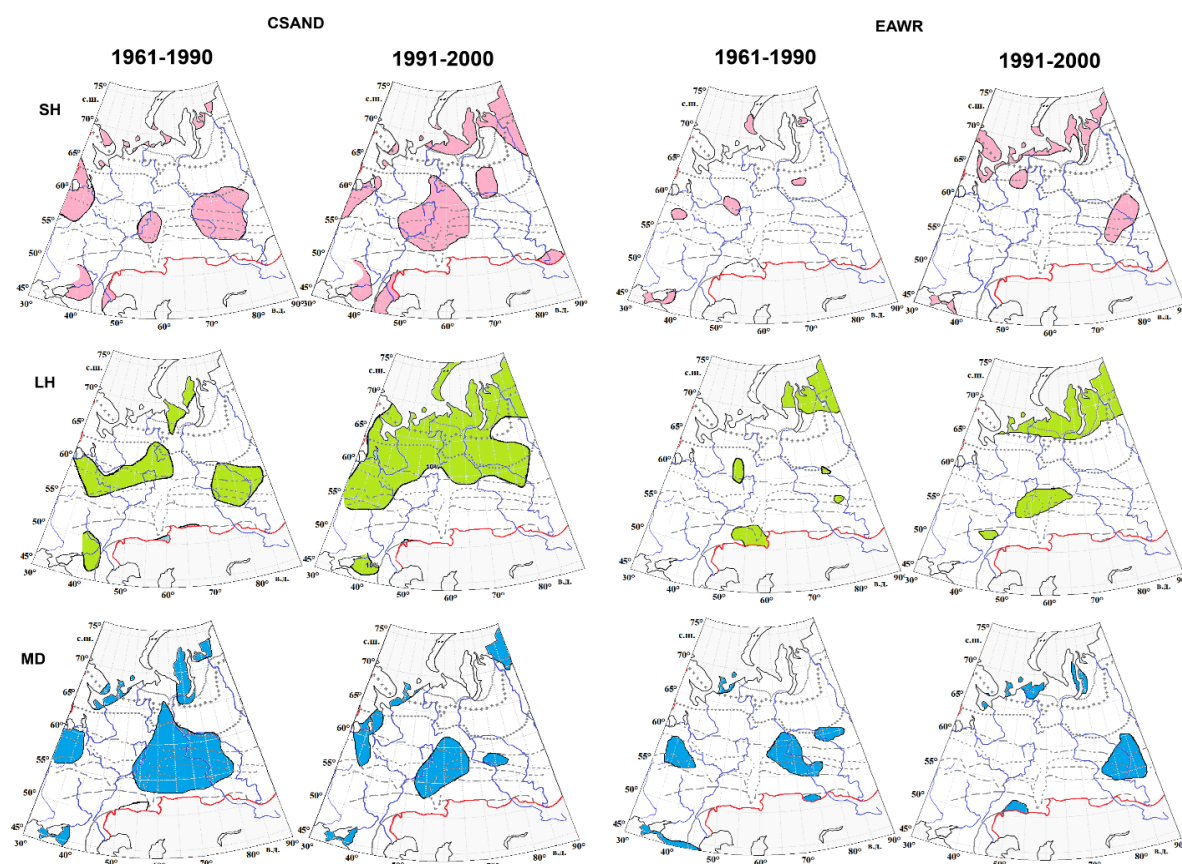


Рис. 5.11. Коэффициент детерминации связи ($R^2 > 10\%$) SCAND и EAWR и потоков явного тепла SH, скрытого тепла LH и дивергенции влаги MD в 1961–1990 и 1991–2020 гг.

Таким образом, смена преобладающих фаз ведущих циркуляционных мод SCAND и EAWR с положительных на отрицательные в конце XX века привела к значительной пространственной перестройке их влияния на турбулентный тепло-влагообмен. Наиболее ярко эти изменения проявились в субарктической зоне ЕТР и Западной Сибири, где многократно возросла площадь и сила воздействия этих циркуляционных механизмов на турбулентные потоки тепла. В бореальной зоне смена фаз SCAND и EAWR затрагивает преимущественно потоки скрытого тепла. В суббореальной зоне смена преобладающих фаз SCAND и EAWR минимально влияет на турбулентный тепло-влагообмен. Это свидетельствует о том, что современный климатический режим (1991–2020 гг.) характеризуется усилением роли меридиональных процессов и блокирований.

5.5. Выводы к главе 5

В главе 5 оценены связи положения Арктического и Полярного фронтов, интенсивности фронтальных процессов, колебания общей циркуляции атмосферы на основе ведущих циркуляционных механизмов с климатической изменчивостью, включая тепло-влагообмен в природных зонах равнин России.

В *субарктической* зоне климатическая изменчивость и тепло-влагообмен существенно определяются положением и активностью квазистационарной главной ветви АФ. В зоне его влияния наблюдаются максимальные горизонтальные градиенты температуры и осадков. Усиление фронтальных процессов приводит к росту их контрастности. Связь циркуляционных механизмов (АО, SCAND, EAWR) с изменчивостью турбулентных потоков тепла и влаги реализуется через типы блокирования зонального западного переноса. Смена преобладающих фаз SCAND и EAWR с положительных на отрицательные в начале XXI века обусловила увеличение их вклада в рост потоков явного тепла на всей территории субарктики.

В *бореальной* зоне ключевую роль в изменчивости климатического режима турбулентного тепло-влагообмена играет квазистационарная вторичная ветвь АФ. Усиление фронтальной активности ведёт к увеличению градиентов климатических показателей. Влияние ОЦА на тепло-влагообмен здесь ослаблен по сравнению с субарктикой, что связано с буферным эффектом густого растительного покрова, замедляющего реакцию подстилающей поверхности на изменения температуры и условия увлажнения. Среди циркуляционных процессов наибольшее значение сохраняют АО, SCAND и EAWR. Доминирующим фактором влияния на турбулентный тепло-влагообмен остаётся рост средней приземной Тв. При этом южнее широколиственных ландшафтов характер связи Тв с потоками скрытого тепла становится отрицательным, вследствие увеличения дефицита влаги. Смена преобладающей фазы SCAND в начале XXI века с

положительной на отрицательную привела к расширению области её влияния на потоки скрытого тепла в северной бореальной зоне ЕТР и Западной Сибири.

Границу между бореальной и суббореальной зонами формирует ПФ, который оказывает заметное воздействие на климатические режимы этих регионов через смещение зон максимальных температурных градиентов и изменение повторяемости циклогенеза. В *суббореальной зоне* наблюдается возрастание относительного вклада ОЦА в изменчивость потоков тепла и влаги. Показатели циклонической и антициклонической активности здесь тесно связаны с АО, SCAND, EAWR, причём влияние каждой моды может иметь разный знак. Существенным также становится вклад ТПО, особенно в периоды аномального потепления вод Северной Атлантики. Рост средней температуры воздуха остаётся преобладающим фактором, оказывая положительное влияние на потоки явного тепла и отрицательное – на потоки скрытого тепла и дивергенцию влаги. Смена преобладающих фаз SCAND и EAWR на отрицательные в начале XXI века привела к некоторому сокращению области их влияния на потоки скрытого тепла.

Таким образом, общий вклад колебаний приповерхностной Тв, ТПО, ОЦА в изменчивость тепло-влагообмена достигает в субарктике 90%, в бореальной зоне 40% и в суббореальной 60%. Тв выступает наиболее информативным предиктором этой изменчивости во всех зонах. В результате впервые оценён вклад роста приповерхностной Тв и ТПО, ОЦА, интенсивности пространственных характеристик Арктического и Полярного фронтов на региональные процессы тепло-влагообмена на равнинах России.

Результаты исследований, представленные в главе 5, отражены в работах: Титкова, Золотокрылин, 2024; Titkova, Zolotokrylin, 2023; Титкова и др., 2015; Черенкова и др., 2014; Золотокрылин и др., 2011.

ГЛАВА 6. СОПРЯЖЁННОСТЬ ТУРБУЛЕНТНОГО ТЕПЛО-ВЛАГООБМЕНА И ХАРАКТЕРИСТИК ПОВЕРХНОСТИ В ПЕРВОЙ ЧЕТВЕРТИ XXI ВЕКА

6.1. Введение

Современное глобальное потепление трансформирует состав, структуру и функционирование растительного покрова, что напрямую влияет на свойства подстилающей поверхности. Этот процесс особенно выражен в регионах, где тепло и влага являются лимитирующими факторами для развития растительности (Анисимов, 2011; Мохов, 2022; Мячина и др., 2024; Семенов, Алешина, 2021; Эколого-географические..., 2011; Begueria et al., 2014; Hersbach et al., 2015; Climate Change, 2002; IPCC, 2022; Titkova et al., 2023; Sorte et al., 2021). Исследование взаимосвязи климатических параметров (температуры, осадков, турбулентных потоков тепло-влагообмена) и характеристик поверхности (вегетационного индекса NDVI, альbedo поверхности Al, радиационной температуры Ts) позволяет оценить механизмы влияния климата на экосистемы через изменение их оптических свойств.

Растительность демонстрирует высокую чувствительность к аномалиям температуры и осадков (Анисимов, 2011; Виноградова и др., 2015; Замолотчиков, 2011; Коняев и др., 2003). Изменения климатических условий в вегетационный период могут смещать пики поглощения хлорофилла, что отражается на динамике поглощательных и отражательных свойств поверхности, в частности NDVI, Al и Ts. Наиболее быстро на такие изменения реагируют травянистые сообщества и подрост деревьев (Величко, 2002; Зеликсон, 2010; Семенов, 2012).

Отклик характеристик поверхности на потепление различается во временном и пространственном масштабах (Золотокрылин, Титкова, 2009; Титкова, Виноградова, 2015; Тишков и др., 2020; Singh et al., 2003).

Инерционность реакции определяется плотностью растительного покрова (Коняев и др., 2005; Wu et al., 2016). Экстремальные погодные явления оказывают более быстрое и выраженное воздействие на поверхность по сравнению с постепенными трендами (Bouwer, 2019). Так, реакция продуктивности на климатическую аномалию в бореальной зоне может проявиться через 10–15 дней, а в субарктике и суббореальной зоне ещё быстрее (Коняев и др., 2005).

Умеренное увеличение тепло- и влагообеспеченности может привести к росту биомассы без смены видового состава. Однако если температурный режим приближается к границам допустимого климатического диапазона доминирующего биома, происходят качественные изменения экосистемы, которая теряет целостность. Внедрение новых видов может приводить к изменению продуктивности экосистем (Базилевич и др., 1986; Тишков и др., 2021). Эти процессы ведут к смене биомов с принципиально иными оптическими свойствами (Анисимов, 2011). Такой переход является критическим и необратимым в краткосрочной перспективе из-за эффекта гистерезиса (Gonsalez, 2010). Это явление, при котором состояние экосистемы в данный момент зависит не только от текущих внешних условий, но и от её предыстории, то есть от того, по какому пути система пришла в это состояние. Реакция экосистемы на одно и то же воздействие (осадки, температуру) может быть разной в зависимости от того, увеличивалось или уменьшалось это воздействие с учётом предыстории. Согласно оценкам (Анисимов, 2011; Forbes, 2010), климатическое воздействие на экосистемы бореальной зоны Евразии уже в первой четверти XXI века может достигнуть критического уровня.

В высоких широтах потепление вызывает особо значимые преобразования (Jia et al., 2003). Прогнозируемое сокращение площади тундры и продвижение кустарниковой и древесной растительности на север снижает альбедо поверхности (Loarie et al., 2009). Это создаёт положительную

обратную связь. Зарастающие кустарником и лесом территории имеют более плотную структуру и, следовательно, поглощают больше солнечного тепла, чем типичная тундра (Blok et al., 2011), то есть усиливается поглощение солнечной радиации и прогрев, что, в свою очередь, стимулирует дальнейший рост растительности, повышение NDVI и дополнительное снижение альбедо поверхности.

Цель данного раздела – получить количественные оценки альбедо, радиационной температуры, вегетационного индекса и их изменения и исследовать их связь с турбулентным тепло-влагообменом в природных зонах равнин России.

6.2. Свойства поверхности и их связь с климатическими параметрами

6.2.1. Характеристики поверхности: Al, Ts и NDVI

Совокупность характеристик Al, Ts и NDVI формирует уникальное сочетание для каждого ландшафта в заданный момент времени. Однако отдельные ландшафты могут демонстрировать сходство по одному из этих параметров (Титкова и др., 2020). Альбедо природных объектов относительно консервативно и варьируется в основном в зависимости от увлажнения. Радиационная температура является ключевым параметром эколого-климатических исследований, изменяясь в зависимости от климата, альбедо, свойств подстилающей поверхности и типа растительности (Куулар, 2018). Вегетационный индекс доказал свою высокую информативность как индикатор пространственно-временной организации растительного покрова (Саидов, 2012; Дьяконов и др., 2017; Титкова и Виноградова, 2015, 2019).

Выделенные характеристики подстилающей поверхности проанализированы для основных типов равнинных природных зон России по трём меридиональным профилям (45°, 55°, 70° в.д.), охватывающим всё разнообразие равнинных растительных сообществ ЕТР и Западной Сибири

(см. рис. 2.1). Для каждого профиля выделены ландшафты со своим диапазоном значений Al , T_s и $NDVI$. В целом значения параметров для конкретного типа ландшафта на разных профилях достаточно близки, что позволяет определить характерные диапазоны для каждой природной зоны, которые были получены для летнего периода (табл. 6.1).

Таблица 6.1. Характеристики ландшафтов: альbedo поверхности Al , радиационная температура поверхности T_s , вегетационный индекс $NDVI$ и их стандартное отклонение на меридианах 45° , 55° , 70° в.д., июль, 2000–2020 гг. (данные MODIS).

Характеристика Ландшаф- тная зона	Al			T_s			$NDVI$		
	45°	55°	70°	45°	55°	70°	45°	55°	70°
Тундра Новой Земли		0.21 ± 0.08			11.8 ± 3.6			0.27 ± 0.12	
Тундровая	0.18 ± 0.01	0.17 ± 0.03	0.18 ± 0.02	20.2 ± 1.2	22.0 ± 1.2	18.9 ± 1.8	0.72 ± 0.02	0.70 ± 0.06	0.53 ± 0.06
Болота	0.13 ± 0.05			20.1 ± 0.8			0.63 ± 0.14		
Лесотундровая	0.14 ± 0.02	0.16 ± 0.01	0.15 ± 0.03	21.1 ± 1.5	21.8 ± 0.7	22.0 ± 1.9	0.69 ± 0.03	0.77 ± 0.02	0.69 ± 0.07
Северотаёжная	0.14 ± 0.01	0.14 ± 0.01	0.14 ± 0.02	21.2 ± 0.5	21.2 ± 0.9	22.5 ± 0.7	0.76 ± 0.04	0.77 ± 0.04	0.70 ± 0.04
Среднетаёжная	0.13 ± 0.01	0.13 ± 0.01	0.12 ± 0.02	21.1 ± 0.7	21.3 ± 1.1	21.0 ± 1.0	0.81 ± 0.04	0.80 ± 0.05	0.78 ± 0.08
Южнотаёжная	0.14 ± 0.03	0.15 ± 0.02	0.14 ± 0.01	21.6 ± 0.7	22.5 ± 1.0	22.3 ± 1.0	0.85 ± 0.02	0.82 ± 0.05	0.79 ± 0.05
Подтаёжная	0.14 ± 0.01	0.17 ± 0.02	0.17 ± 0.00	23.5 ± 0.7	24.0 ± 1.9	23.4 ± 0.7	0.82 ± 0.04	0.74 ± 0.07	0.82 ± 0.02
Широколист- венно-лесная	0.17 ± 0.01			26.3 ± 1.1			0.73 ± 0.04		
Лесостепная	0.17 ± 0.00	0.17 ± 0.01	0.17 ± 0.00	28.9 ± 1.5	29.3 ± 1.9	23.8 ± 0.9	0.69 ± 0.05	0.69 ± 0.06	0.80 ± 0.04
Степная типичная и сухостепная	0.18 ± 0.01	0.18 ± 0.01	0.17 ± 0.02	33.7 ± 2.4	34.8 ± 2.2	30.3 ± 3.1	0.53 ± 0.11	0.51 ± 0.08	0.56 ± 0.13
Полупустынная и пустынная	0.22 ± 0.02	0.25 ± 0.05		41.9 ± 3.5	42.7 ± 2.4		0.33 ± 0.09	0.23 ± 0.09	

Оценка широтной динамики показала, что альbedo поверхности изменяется с широтой по кривой, близкой к неправильной параболе (рис. 6.1 а). Наибольшие значения (0.22–0.33) отмечаются в полупустынях и пустынях. В среднетаёжной зоне альbedo минимально (0.12–0.13), после чего вновь возрастает в тундре (0.17–0.18). Наибольшая вариабельность альbedo наблюдается в подтаёжных ландшафтах (0.14–0.17). Диапазоны значений для подтаёжной и широколиственной лесной зон частично перекрываются.

Радиационная температура изменяется в среднем за лето от 19 °С в материковой тундре до 43 °С в пустынях (рис. 6.1 б). От лесотундры до южной тайги T_s стабильна (21–23 °С). Рост радиационной температуры поверхности резко усиливается в лесостепной зоне, а к югу от неё становится почти линейным.

Вегетационный индекс с изменением широты хорошо аппроксимируется параболой (рис. 6.1 в). Наибольший разброс значений (0.5–0.7) характерен для тундры. Максимальные значения NDVI (0.7–0.85) приурочены к таёжной зоне, с пиком в южной тайге (0.8–0.85), после чего индекс снижается до 0.2 в пустынях. Внутрizonовая изменчивость NDVI обычно не превышает 0.1.

Таким образом, хотя по отдельному параметру ландшафты соседних зон могут быть схожи, их уникальность определяется именно совокупностью отражательных и поглощательных свойств поверхности, которые в конечном счёте управляют радиационным балансом и распределением потоков явного и скрытого тепла. Альbedo определяет долю поглощённой солнечной радиации, тепловая инерция – способность аккумулировать тепло, а спектральная поглощательная способность влияет на эффективность нагрева поверхности и передачу тепла в атмосферу. Взаимодействие этих параметров создаёт характерный для каждой зоны энергетический отпечаток, который, в свою очередь, через обратные связи усиливает или ослабляет исходные различия.

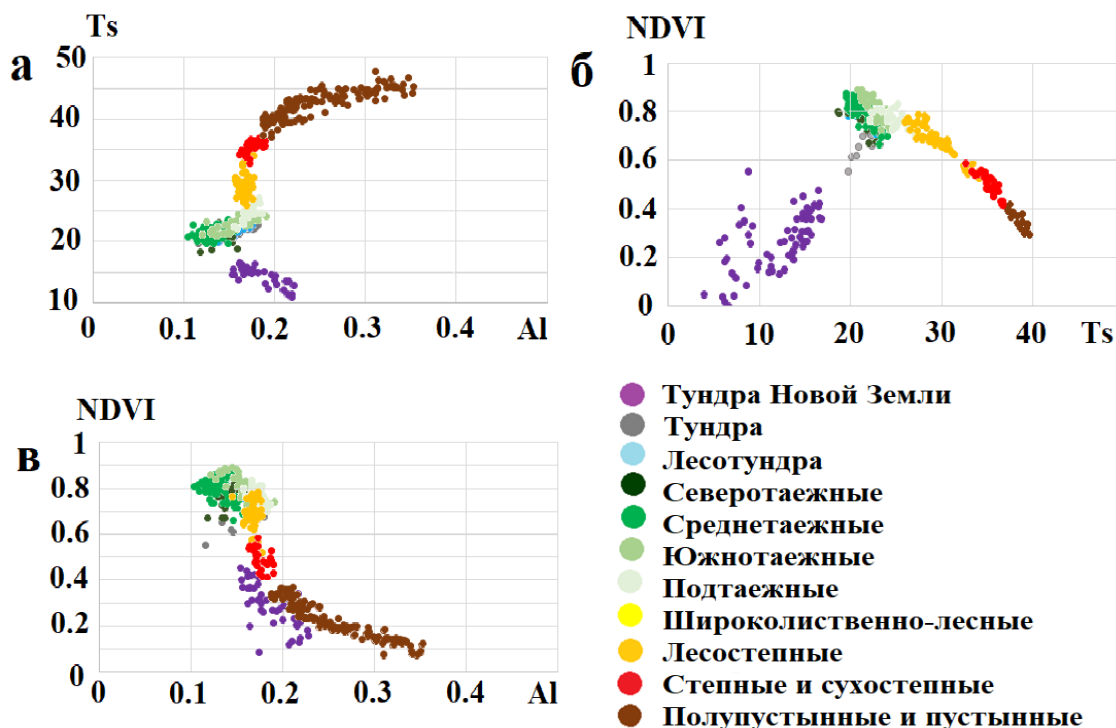


Рис. 6.1. Изменение характеристик ландшафтов: а) альbedo Al , б) радиационной температуры поверхности T_s , в) вегетационного индекса $NDVI$ по меридиану 55° в.д., июль, 2000–2020 гг. (данные MODIS).

Теснота связи между Al , T_s и $NDVI$, оценённая методом линейной регрессии по трём меридиональным профилям 45° , 55° и 70° в.д., отражает восприимчивость ландшафта к климатическим и антропогенным воздействиям (табл. 6.2, рис. 6.2).

Связь Al и T_s указывает на тип регулирования радиационной температуры поверхности и может быть как положительной, так и отрицательной. Отрицательная связь характерна для каменистых тундр Новой Земли, положительная – для материковой тундры, что отражает переход от радиационного к эвапотранспирационному механизму. Значимая положительная корреляция также отмечается в лесотундре, тайге, степи и полупустыне. В широколиственных лесах и лесостепи, где Al стабилен, а T_s резко растёт, связь близка к нулю, что свидетельствует об их неустойчивости.

Отрицательная корреляция на профиле 45° в.д. в широколиственной зоне может быть связана с высокой антропогенной нагрузкой.

Корреляция Ts и NDVI также варьирует. Положительная значимая корреляция типична для тундры. В лесотундре из-за мозаичности покрова связи могут быть разнонаправленными. В тайге, где NDVI максимален при стабильной Ts, связь слабо отрицательная. В степях и полупустынях с ростом Ts NDVI линейно снижается.

Связь Al – NDVI в лесных зонах статистически слаба, однако знак корреляции обычно совпадает со связью Ts – NDVI. В тундре, лесотундре и тайге связь преимущественно отрицательна, смена знака в лесотундре и северной тайге Западной Сибири объясняется высокой заболоченностью. В лесостепи корреляция незначима, к югу становится устойчиво отрицательной.

В аномальные по увлажнению и температуре годы выявленные корреляционные связи ослабевают, что указывает на чувствительность ландшафтов к экстремальным колебаниям климата. Так, во время засухи 2010 г. на профиле 45° в.д. произошло повсеместное повышение Ts (рис. 6.3), что изменило характер связи Al и Ts (табл. 6.3). Наиболее сильный рост Ts на 10–15 °С наблюдался в лесостепи и степях. В тундре доминирующим стал радиационный механизм, где рост Al сопровождался понижением Ts. От лесотундры до северной тайги связь ослабла. В степях положительная корреляция значительно уменьшилась. В тёплое и влажное лето 2016 г. ослабление связи отмечалось только в северной и южной тайге.

Таблица 6.2. Регрессионный анализ связи характеристик ландшафтов: альbedo Al , радиационной температуры поверхности T_s , вегетационного индекса $NDVI$ на меридианах 45° , 55° , 70° в.д., июль, 2000–2020 гг. (данные MODIS).

Связь параметров	Al с T_s			T_s с $NDVI$			Al с $NDVI$		
Ландшафтная зона	45° в.д.	55° в.д.	70° в.д.	45° в.д.	55° в.д.	70° в.д.	45° в.д.	55° в.д.	70° в.д.
Тундра Новой Земли		$Al = 24.0 - 58.3 T_s$			$T_s = 0.02 + 0.01 NDVI$			$Al = 0.8 - 3.0 NDVI$	
Тундровая	$Al = 15.7 + 27.5 T_s$	$Al = 13.7 + 50.5 T_s$	$Al = 25.6 - 37.5 T_s$	$T_s = 0.7 + 0.00 NDVI$	$T_s = 0.16 + 0.02 NDVI$	$T_s = 0.1 + 0.02 NDVI$	$Al = 1.1 - 2.3 NDVI$	$Al = 0.9 - 1.16 NDVI$	$Al = 0.6 - 0.6 NDVI$
Болота	$Al = 16.1 + 27.0 T_s$			$T_s = 0.1 + 0.03 NDVI$			$Al = 0.3 + 2.6 NDVI$		
Лесотундровая	$Al = 13.8 + 52.1 T_s$	$Al = 11.5 + 64.7 T_s$	$Al = 10.0 + 77.8 T_s$	$T_s = 0.5 + 0.01 NDVI$	$T_s = 1.2 - 0.02 NDVI$	$T_s = 1.0 - 0.01 NDVI$	$Al = 0.5 + 1.6 NDVI$	$Al = 1.0 - 1.6 NDVI$	$Al = 1.0 - 1.9 NDVI$
Северотаёжная	$Al = 19.5 + 12.4 T_s$	$Al = 20.1 + 8.5 T_s$	$Al = 20.2 + 16.7 T_s$	$T_s = 1.4 - 0.03 NDVI$	$T_s = 1.3 - 0.02 NDVI$	$T_s = 1.0 - 0.00 NDVI$	$Al = 0.8 - 0.5 NDVI$	$Al = 0.8 + 0.1 NDVI$	$Al = 0.7 + 0.2 NDVI$
Среднетаёжная	$Al = 19.2 + 14.2 T_s$	$Al = 15.6 + 43.2 T_s$	$Al = 15.7 + 42.9 T_s$	$T_s = 1.3 - 0.02 NDVI$	$T_s = 1.5 - 0.03 NDVI$	$T_s = 1.0 - 0.00 NDVI$	$Al = 0.7 + 0.5 NDVI$	$Al = 1.0 - 1.4 NDVI$	$Al = 0.5 + 1.8 NDVI$
Южнотаёжная	$Al = 18.5 + 22.6 T_s$	$Al = 15.6 + 44.9 T_s$	$Al = 20.9 + 10.2 T_s$	$T_s = 1.2 - 0.02 NDVI$	$T_s = 1.7 - 0.04 NDVI$	$T_s = 1.6 - 0.04 NDVI$	$Al = 0.9 - 0.3 NDVI$	$Al = 1.1 - 2.3 NDVI$	$Al = 0.8 - 0.1 NDVI$
Подтаёжная	$Al = 20.2 + 24.7 T_s$	$Al = 1.2 + 137.2 T_s$	$Al = 9.4 + 75.2 T_s$	$T_s = 1.6 - 0.03 NDVI$	$T_s = 1.2 - 0.02 NDVI$	$T_s = 1.4 - 0.02 NDVI$	$Al = 1.0 - 1.4 NDVI$	$Al = 1.3 - 3.2 NDVI$	$Al = 0.9 - 0.5 NDVI$
Широколиственно-лесная	$Al = 20.7 + 30.1 T_s$			$T_s = 1.6 - 0.03 NDVI$			$Al = 1.1 - 2.3 NDVI$		
Лесостепная	$Al = 36.1 - 48.6 T_s$	$Al = 22.3 + 41.7 T_s$	$Al = 23.5 + 0.1 T_s$	$T_s = 1.5 - 0.00 NDVI$	$T_s = 1.5 - 0.03 NDVI$	$T_s = 1.5 - 0.00 NDVI$	$Al = 0.6 + 0.6 NDVI$	$Al = 0.8 - 0.9 NDVI$	$Al = 0.4 + 2.3 NDVI$
Степная типичная и сухостепная	$Al = 6.3 + 152.2 T_s$	$Al = 7.8 + 153.7 T_s$	$Al = 5.4 + 143.9 T_s$	$T_s = 1.7 - 0.04 NDVI$	$T_s = 1.7 - 0.04 NDVI$	$T_s = 1.7 - 0.03 NDVI$	$Al = 1.8 - 7.2 NDVI$	$Al = 1.5 - 5.8 NDVI$	$Al = 1.6 - 6.0 NDVI$
Полупустынная и пустынная	$Al = 13 + 136.7 T_s$	$Al = 32.1 + 41.6 T_s$		$T_s = 1.2 - 0.02 NDVI$	$T_s = 1.7 - 0.03 NDVI$		$Al = 1.2 - 4.0 NDVI$	$Al = 0.6 - 1.7 NDVI$	

Примечание: цветом выделены связи между параметрами: тёмно-коричневым – значимые положительные, светло-коричневым – незначимые положительные, синим – значимые отрицательные, голубым – незначимые отрицательные.

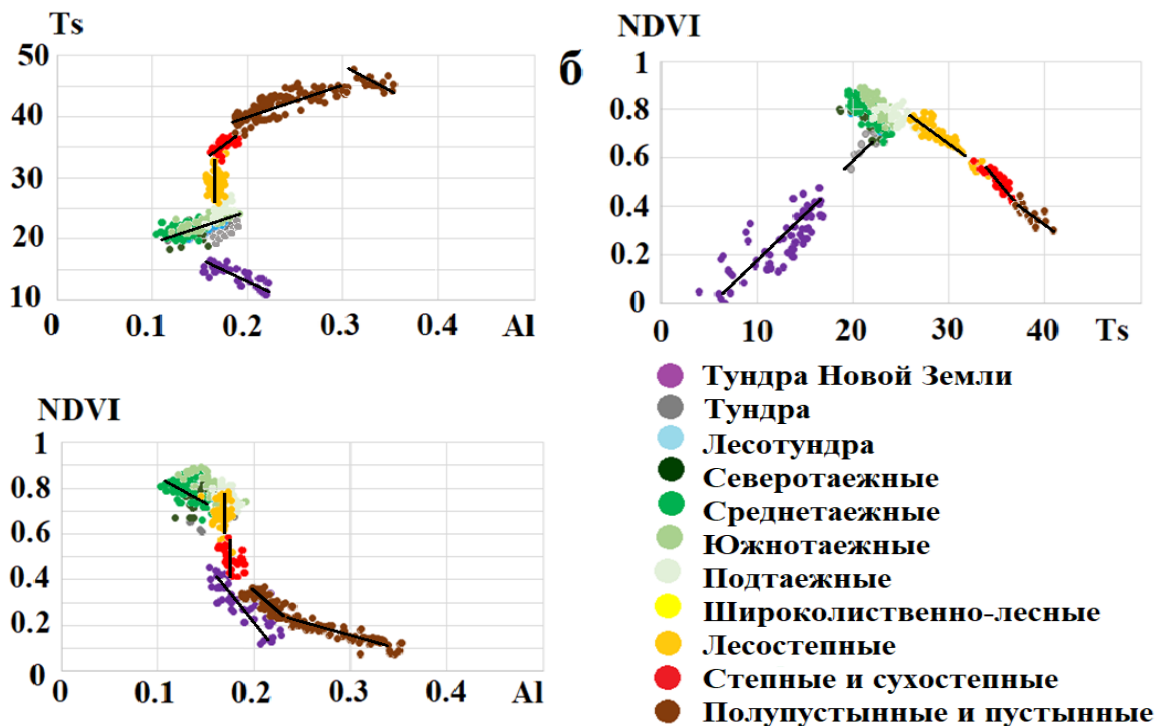


Рис. 6.2 Связь характеристик а) Al с Ts, б) Ts с NDVI, в) Al с NDVI по ландшафтам. Меридиан 55° в. д., июль, 2000–2020 гг. (данные MODIS).

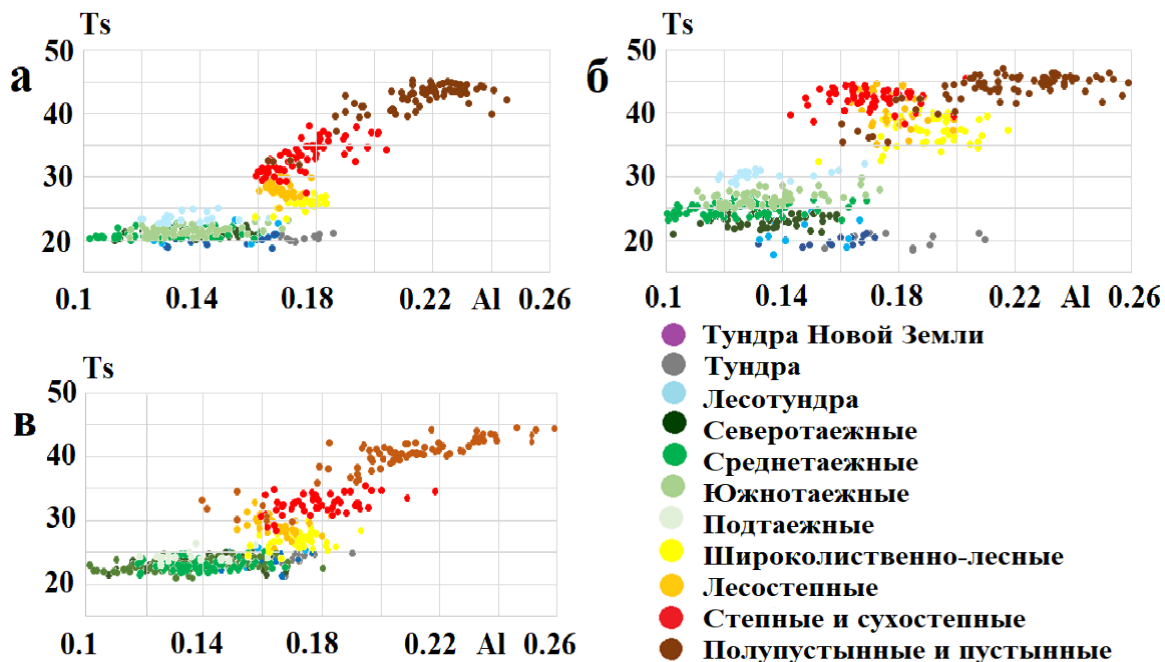


Рис. 6.3. Связь альбедо Al и радиационной температуры Ts на профиле 45° в.д. в зависимости от погодных условий, июль: а) среднее за 2000–2020 гг., б) жарко и сухо, 2010 г., в) тепло и влажно, 2016 г. (данные MODIS).

Таблица 6.3. Регрессионный анализ связи альбедо Al и радиационной температуры T_s для ландшафтов ЕТР (меридиан 45° в.д.), июль: сухо и жарко 2010 г., тепло и влажно 2016 г. (данные MODIS).

Ландшафтная зона	2010 г. сухое и жаркое лето	2016 г. тёплое и влажное лето
Тундровая	$Al = 22.5 - 16.3 T_s$	$Al = 11.3 + 72.5 T_s$
Болота	$Al = 15.7 + 27 T_s$	$Al = 20.1 + 21.4 T_s$
Лесотундровая	$Al = 16.5 + 31.6 T_s$	$Al = 14.9 + 61.1 T_s$
Северотаёжная	$Al = 21.2 + 12.4 T_s$	$Al = 21.9 + 10.3 T_s$
Среднетаёжная	$Al = 22.5 + 19.4 T_s$	$Al = 20.1 + 20.6 T_s$
Южнатаёжная	$Al = 21.8 + 35 T_s$	$Al = 21 + 14.1 T_s$
Подтаёжная	$Al = 26.3 + 29.5 T_s$	$Al = 18.5 + 43.4 T_s$
Широколиственно-лесная	$Al = 32.1 + 28.7 T_s$	$Al = 20.0 + 40.6 T_s$
Лесостепная	$Al = 61.8 - 117 T_s$	$Al = 40.4 - 69 T_s$
Степная типичная и сухостепная	$Al = 42.1 + 1.3 T_s$	$Al = 22.4 + 57.3 T_s$
Полупустынная и пустынная	$Al = 27.8 + 74.8 T_s$	$Al = 16.7 + 111 T_s$

Примечание: цветом выделены связи между параметрами: тёмно-коричневым – значимые положительные, светло-коричневым – незначимые положительные, синим – значимые отрицательные, голубым – незначимые отрицательные.

6.2.2. Изменение свойств поверхности

Динамика абсолютных значений и статистических связей между ключевыми характеристиками ландшафта (Al , T_s , $NDVI$) представляет собой информативный индикатор изменений в структуре и функционировании экосистем. Устойчивое смещение этих параметров за пределы характерного для данного биома диапазона или качественная перестройка корреляционных связей между ними свидетельствует о нарушении внутренней целостности экосистемы (Титкова, Виноградова, 2015). Такие изменения могут маркировать как деградационные процессы, ведущие к снижению биоразнообразия и продуктивности, так и, напротив, переход системы в более активное состояние (например, в результате сукцессии или «озеленения» в условиях потепления). Таким образом, анализ трендов свойств поверхности и

их взаимосвязей позволяет не только констатировать факт трансформации, но и предварительно оценить её вектор и потенциальную обратимость.

На основе спутниковых данных проведена оценка динамики свойств поверхности в XXI веке. В *субарктических и северных бореальных ландшафтах* рост температур и сумм активных температур привёл к значимому увеличению вегетационного индекса в летние месяцы в среднем на 0.02–0.04 за 10 лет, а в июне местами до 0.06 за 10 лет (15–20% от среднего) (рис. 6.4). Эти изменения охватили более 50% площади ландшафтов. Наиболее выраженный положительный тренд NDVI наблюдается в лесотундре, где значимые изменения затронули около 80% территории, особенно на Кольском полуострове, в западной части Большеземельской тундры и в Западной Сибири. Это подтверждается полевыми наблюдениями, отмечающими расширение мохового покрова, разрастание кустарников, появление подроста мелколиственных пород и формирование разреженного древостоя (Васильев и др., 2020; Высоцкая, Медведков, 2022). По мнению ряда исследователей, уровень климатического воздействия на тундровые экосистемы можно считать критическим, так как возврат к прежнему состоянию невозможен из-за необратимости произошедших изменений даже при восстановлении исходных климатических параметров (Замолодчиков, 2011; Титкова, Виноградова, 2015; Раунер, 1972).

Рост NDVI в субарктике сопровождается повышением T_s и в основном значимым отрицательным трендом A_l . При этом фрагментарно отмечается и увеличение A_l (рис. 6.4 III), что прослеживается на региональных картах высокого разрешения. Такая динамика свидетельствует не только об увеличении биомассы, но и о возможном внедрении новых, ранее не характерных видов (Замолодчиков, 2011; Второй..., 2014; Раунер, 1972). Например, на полуострове Ямал отмечен рост биомассы на песчаных и суглинистых почвах вследствие увеличения задернованности, на фоне сокращения площади ерниковых зарослей (Хитун и др., 2011).

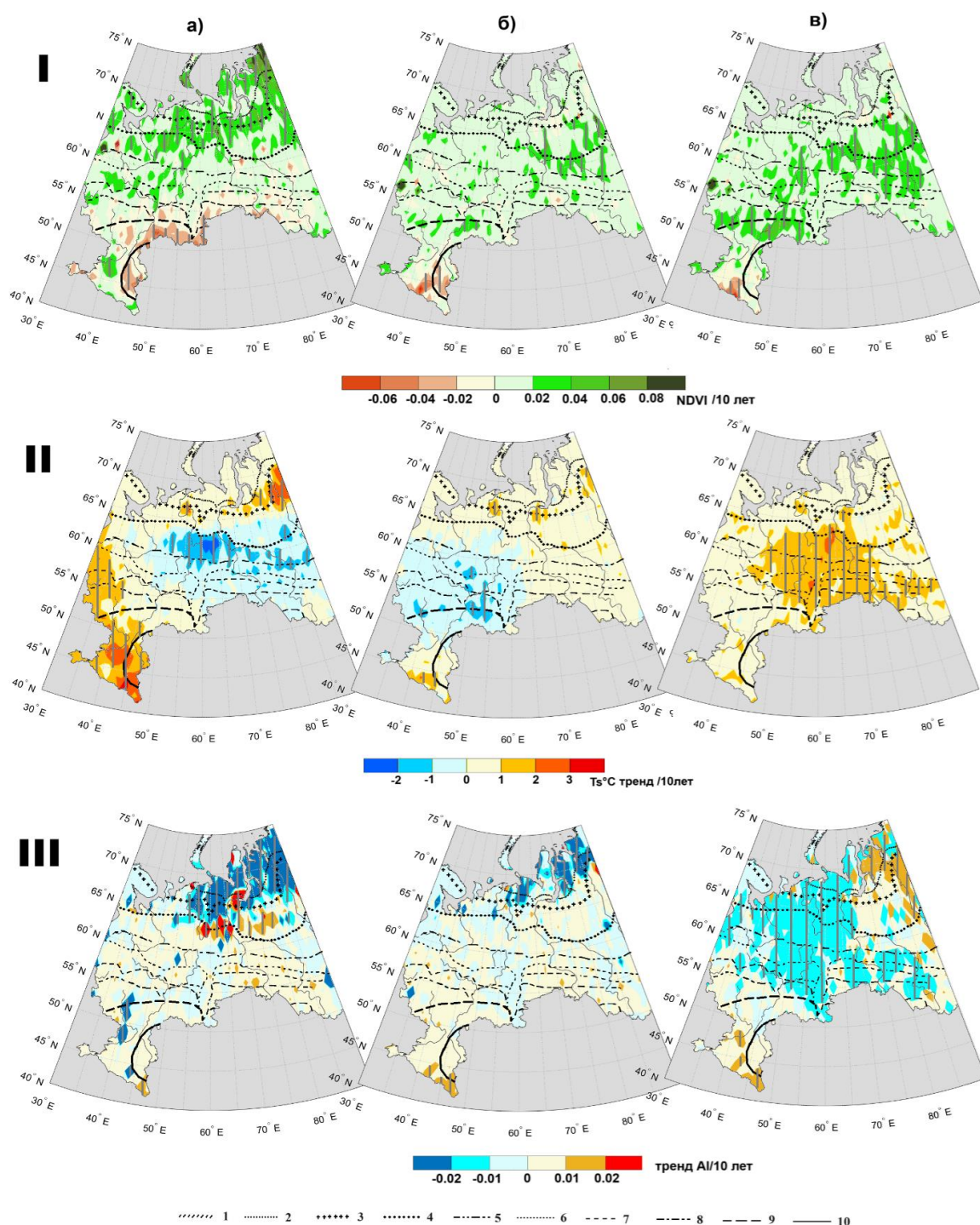


Рис. 6.4. Тренды характеристик поверхности, 2000–2024 гг.: (I) вегетационного индекса NDVI /10 лет; (II) радиационной температуры T_s /10 лет; (III) альbedo поверхности Al /10 лет: а) июнь, б) июль, в) август. Значимые тренды выделены штриховкой. Обозначены южные границы ландшафтов: 1 – арктический, 2 – тундра, 3 – лесотундра, 4 – северная тайга, 5 – средняя тайга, 6 – южная тайга, 7 – подтайёжная зона, 8 – широколиственно-лесная, 9 – лесостепи, 10 – степи.

На всей территории *бореальной зоны* наблюдается рост NDVI в среднем на 0.02/10 лет (5–10% от среднего). Значимый тренд чаще проявляется в северной тайге в июне, а в средней, южной тайге и подтаёжной зоне в августе – преимущественно в Западной Сибири. Локально прирост NDVI может достигать 0.06/10 лет как реакция на рост среднегодовых температур и сумм активных температур при умеренном увлажнении.

Увеличение фитомассы в бореальной зоне сопровождается снижением T_s в июне и частично в июле (в период максимума вегетации) при статистически незначимом изменении Al . К концу вегетационного сезона на фоне повышения температур воздуха радиационная температура растёт, а альбедо снижается.

В *суббореальной зоне* рост температур, сокращение годовых сумм осадков и снижение коэффициента увлажнения привели к отрицательному тренду NDVI. В степной зоне индекс снижается в среднем на 0.01–0.02/10 лет, а местами на 0.06 за 10 лет (10–15%). Наиболее значительное ухудшение условий вегетации отмечается в степных и сухостепных ландшафтах. На фоне разреживания растительного покрова наблюдается рост T_s . Динамика Al имеет мозаичный характер, что связано со значительной антропогенной дифференциацией подстилающей поверхности. Для степной зоны ЕТР характерно усиление аридизации, затрагивающее биомы среднедонских разнотравно-дерновинно-злаковых степей, доно-волжских дерновинно-злаковых степей и прикаспийских пустынно-степных сообществ (Фролова и др., 2020).

Коэффициенты линейного тренда Al , T_s и NDVI в суббореальных ландшафтах могут использоваться как индикаторы скорости природно-антропогенных изменений состояния экосистем, в частности пастбищ с разной степенью нарушенности. Теоретически перевыпас должен проявляться в росте Al , повышении T_s и снижении NDVI.

6.2.3. Связи климатических параметров и характеристик поверхности

Исследования взаимосвязи ключевых климатических параметров (температуры и осадков) с характеристиками подстилающей поверхности (NDVI, Al, Ts) позволяют количественно оценить механизмы влияния изменяющегося климата на состояние растительного покрова, изменения которого, в свою очередь, напрямую определяют динамику Al, Ts, формируя петли обратной связи в климатической системе. Способность подстилающей поверхности отражать радиацию, особенно в ближнем и коротковолновом инфракрасном диапазонах, тесно связана с содержанием воды в растительных тканях. Поэтому особый интерес представляет анализ изменчивости связи температуры и осадков с NDVI на протяжении вегетационного сезона (рис. 6.5).

Влияние температуры на NDVI существенно варьирует по природным зонам и фазам сезона. В субарктике и северной бореальной зоне (северная и средняя тайга) повышение температуры ведёт к удлинению вегетационного периода и усилению вегетационной активности. Максимальная положительная корреляция между T_v и NDVI (до +0.8) наблюдается здесь в начале сезона, когда тепло является основным лимитирующим фактором, и сохраняется на высоком уровне (до +0.6) в его конце. Южнотаёжные и подтаёжные ландшафты выступают в роли буферной зоны, где происходит смена знака этой зависимости. В суббореальной зоне (степи, лесостепи) корреляция становится устойчиво отрицательной, достигая максимума -0.8 в июне. В этих условиях рост температуры не стимулирует, а подавляет вегетацию, вызывая ускоренное прохождение фенологических фаз, тепловой стресс у растений, усиление испарения и, как следствие, усугубление засушливых условий.

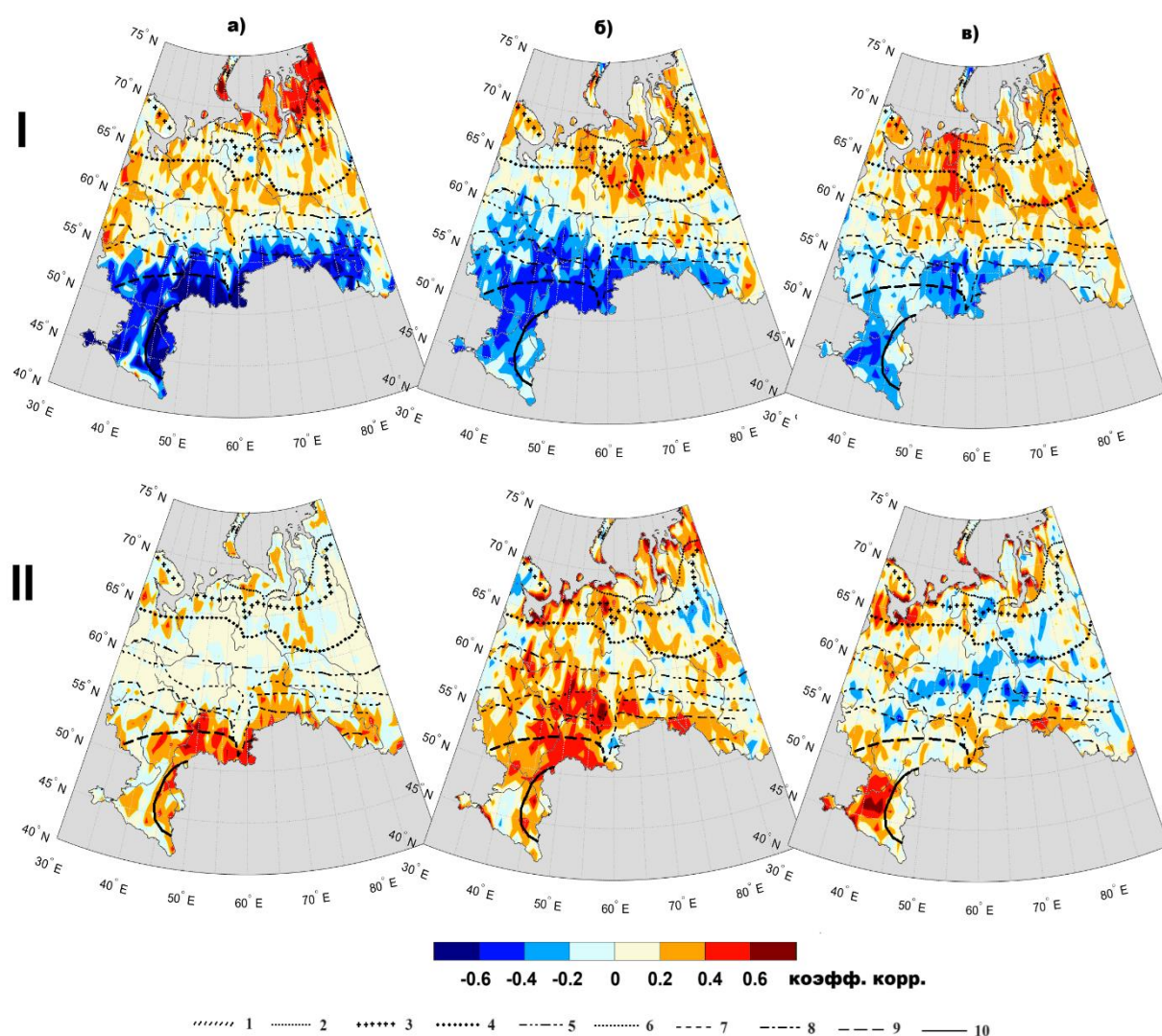


Рис. 6.5. Корреляция температуры воздуха (I) и осадков (II) (данные ERA5-Land) и вегетационного индекса NDVI (данные MODIS), 2000–2024 гг.: а) июнь, б) июль, в) август. Обозначены южные границы ландшафтных зон: 1 – арктической, 2 – тундры, 3 – лесотундры, 4 – северной тайги, 5 – средней тайги, 6 – южной тайги, 7 – подтаёжной зоны, 8 – широколиственной-лесной, 9 – лесостепи, 10 – степи.

Влияние осадков на NDVI также демонстрирует чёткую зональность. В зонах с достаточным и избыточным увлажнением (субарктика, бореальная зона) связь осадков с вегетационной активностью минимальна в начале лета, когда влаги в почве достаточно после снеготаяния. Положительная корреляция усиливается к пику тёплого сезона (июль – август), но в целом

остаётся умеренной, так как вода не является главным лимитирующим фактором. Напротив, в суббореальных ландшафтах критический ресурс – осадки. Их количество, частота и интенсивность положительно связаны с NDVI на протяжении всего тёплого сезона. Изменения в режиме увлажнения непосредственно влияют на влажность почвы (см. главу 4) и доступность воды для корневых систем, что, в свою очередь, определяет продуктивность и устойчивость экосистем к засухам.

Таким образом, анализ сезонной динамики связей «климат – вегетационный индекс» раскрывает пространственную дифференциацию лимитирующих факторов (тепло и влага) и позволяет прогнозировать реакцию экосистем на дальнейшие климатические изменения.

6.3. Структура взаимосвязи турбулентного тепло-влагообмена и характеристик поверхности

6.3.1. Влияние характеристик поверхности на тепло-влагообмен

Растительный покров выполняет ключевую функцию в тепло-влагообмене между подстилающей поверхностью и атмосферой через перераспределение потоков явного и скрытого тепла. Распределение тепла от деятельной поверхности определяется свойствами почвы, прежде всего её альбедо и влажностью, которые регулируют затраты энергии на испарение. Состав и объём фитомассы, в свою очередь, определяют количество транспирируемой влаги, теплопотери за счёт длинноволнового излучения и поглощения солнечной радиации.

Количественная оценка этих взаимосвязей представляет собой важную составляющую геоэкологического анализа, позволяющую выявить закономерности между тепло-влагообменом и фитомассой в зависимости от типа природной зоны и региона. Вид растительного покрова является ключевым фактором, поскольку значения баланса тепло-влагообмена для

разных сообществ могут различаться в несколько раз. Это свидетельствует о высокой пространственно-временной изменчивости режима теплообмена как внутри фитомассы, так и на границе с атмосферой (Ольчев и др., 2017; Степаненко и др., 2020).

На основе численного моделирования изучены основные механизмы и выявлены общие закономерности тепло-влагообмена в системе «суша – атмосфера» (Зоидзе, Хомякова, 2006; Мохов и др., 2006; Vionnet et al., 2012; Rowe et al., 2020). Однако остаются актуальными вопросы оценки взаимосвязи тепло-влагообмена с фитомассой в различных ландшафтных зонах, а также их динамики на фоне современных климатических изменений (IPCC, 2022).

На основе регрессионного анализа данных ERA5-Land и спутниковой информации MODIS оценена степень влияния температуры поверхности (T_s), эвапотранспирации (E_v), вегетационного индекса (NDVI), влажности почвы (S_w) на тепло-влагообмен по ландшафтным зонам (табл. 6.4).

Совместный вклад характеристик поверхности (T_s , E_v , NDVI, S_w) в изменчивость параметров турбулентного тепло-влагообмена на равнинах России варьирует в широких пределах ($R^2 = 0.3–0.9$) в зависимости от природной зоны и турбулентного потока. Наибольшее влияние эти параметры оказывают на потоки явного тепла ($R^2 = 0.4–0.9$), чуть меньшее – на потоки скрытого тепла ($R^2 = 0.2–0.7$) и дивергенцию влаги ($R^2 = 0.3–0.6$).

Пространственные различия влияния подстилающей поверхности на турбулентные энергетические потоки определяются тем, что на ЕТР воздействие поверхности наиболее выражено для потоков явного тепла, достигая максимума в тундре и степной зоне ($R^2 = 0.88–0.94$) и минимума в тайге ($R^2 = 0.4–0.5$). В Западной Сибири характеристики поверхности в наибольшей степени определяют изменчивость потоков скрытого тепла в лесотундре и степной зоне ($R^2 = 0.8–0.97$).

Таблица 6.4. Бета (β) коэффициент регрессионного анализа радиационной температуры (T_s), эвапотранспирации (Ev), вегетационного индекса ($NDVI$), влажности почвы (Sw) в слое 0–28 см по отношению к потокам явного (SH), скрытого тепла (LH) и дивергенции влаги (DM) по ландшафтным зонам ЕТР и Западной Сибири за летний период 2000–2023 гг. Параметры с коэффициентами $\beta > 1$ или $\beta < -1$ выделены цветом.

	ЕТР					Западная Сибирь				
	R ²	β-коэффициент				R ²	β-коэффициент			
		Ts	Ev	NDVI	Sw		Ts	Ev	NDVI	Sw
явное тепло SH										
тундра	0.88	0.1	0.03	−0.9	−0.4	0.56	0.1	0.01	−0.1	−0.5
лесотундра	0.41	0.1	0.01	−0.5	−0.2	0.8	0.1	0.02	−0.2	−0.2
сев. тайга	0.45	0.1	0.01	−0.9	−0.5	0.65	0.1	−0.01	−0.3	−0.5
ср. тайга	0.52	0.1	0.01	−0.8	−0.3	0.58	0.1	−0.01	−0.3	−0.5
юж. тайга	0.41	0.1	0.01	−1	−1.1	0.62	0.2	−0.01	−0.8	−0.5
подтаёжная	0.58	0.1	0.02	−0.7	−1	0.67	0.1	−0.01	−0.2	−0.5
широколиственно-лесная	0.78	0.1	0.03	−0.5	−1.1					
лесостепь	0.89	0.1	0.03	−0.3	−2.4	0.41	0.1	−0.01	−0.6	−0.5
степь	0.92	0.1	0.02	−1	−2	0.97	0.1	−0.01	−1	−1
сухостепная	0.94	0.2	0.01	−1.1	−2.4					
полупустыня	0.8	0.1	0.01	−1.5	−1.3					
скрытое тепло LH										
тундра	0.56	0.4		2.1	0.7	0.96	0.4		0.7	0.9
лесотундра	0.5	0.3		1.3	0.1	0.85	0.6		0.7	1.6
сев. тайга	0.52	0.4		8.1	1.8	0.62	0.6		1.3	1
ср. тайга	0.53	0.4		3.7	1.1	0.21	0.5		1.9	1
юж. тайга	0.24	0.4		1	1.1	0.3	0.4		4.5	1.1
подтаёжная	0.28	0.2		1	1.5	0.21	−0.1		2.3	1
широколиственно-лесная	0.29	0.1		1.5	2					
лесостепь	0.46	−0.2		1.1	0.9	0.21	−0.3		1	2.4
степь	0.6	−0.2		2.1	15.9	0.75	−0.8		2.2	1.3
сухостепная	0.61	−0.8		8.7	2.9					
полупустыня	0.71	−1.2		5.5	8.1					
дивергенция влаги DM										
тундра	0.37	−0.1	0.01	−0.6	0.6	0.4	−0.1	−0.1	−0.1	0.2
лесотундра	0.32	−0.1	0.01	0.9	0.2	0.67	−0.2	0.1	0.9	0.6
сев. тайга	0.5	−0.1	0.01	1	0.1	0.46	−0.6	0.1	0.1	0.5
ср. тайга	0.58	−0.1	0.01	1	0.2	0.54	−0.2	0.1	0.9	0.2
юж. тайга	0.51	−0.1	0.01	4	0.1	0.62	−0.3	0.1	1.7	0.3
подтаёжная	0.58	−0.1	0.01	0.7	0.9	0.53	−0.3	0.1	1.8	0.1
широколиственно-лесная	0.63	−0.1	0.01	0.8	0.9					
лесостепь	0.43	−0.1	0.01	1.2	0.9	0.37	−0.2	0.1		0.8
степь	0.41	−0.1	0.02	1.1	13	0.6	−0.2	0.1		1
сухостепная	0.6	−0.1	0.02	1	10					
полупустыня	0.3	−0.1	0.01	4.7	2.1					

Рассмотрим влияние отдельных характеристик поверхности на потоки явного тепла. Радиационная температура демонстрирует прямую связь с потоком явного тепла во всех зонах. Эвапотранспирация оказывает разнонаправленное влияние. Так, прямая зависимость характерна для субарктики, обратная для бореальных и суббореальных ландшафтов. Вегетационный индекс и влажность почвы способствуют уменьшению потока явного тепла. Отрицательный вклад растительности особенно высок в суббореальной зоне ($\beta < -1$). Значимость влажности почвы резко возрастает к югу от южной тайги на ЕТР, а в Западной Сибири из-за широкого распространения переувлажнённых территорий её заметный вклад прослеживается только в степной зоне.

При анализе потоков скрытого тепла эвапотранспирация не рассматривалась в силу его концептуальной близости. Влияние T_s , NDVI, Sw наиболее значительно в зонах с неоднородной и разреженной растительностью (субарктика, суббореальная зона). В тундре и лесотундре Западной Сибири потоки скрытого тепла практически полностью определяются рассматриваемыми параметрами ($R^2 = 0.85\text{--}0.96$). От северной тайги до лесостепи их вклад снижается, но остаётся существенным ($R^2 = 0.2\text{--}0.5$), что связано с квазиравномерным распределением растительного покрова. В южных ландшафтах при сокращении фитомассы роль поверхности вновь возрастает ($R^2 = 0.6\text{--}0.7$). Положительные и высокие β -коэффициенты для NDVI подтверждают ключевую роль фитомассы во всех зонах. К югу от лесотундры прямое влияние на динамику потоков скрытого тепла оказывает влажность почвы. Зависимость от температуры поверхности прямая в субарктике и бореальной зоне и обратная в суббореальной.

Воздействие подстилающей поверхности на дивергенцию влаги ниже, чем на теплообмен, поскольку этот параметр в значительной степени определяется влагосодержанием нижних слоёв атмосферы в результате синоптических процессов. Дивергенция влаги обратно зависит от

температуры поверхности и прямо коррелирует с суммарным испарением, вегетационным индексом и влажностью почвы. Наибольший вклад в её изменчивость вносит фитомасса бореальной зоны, тогда как в южных ландшафтах с разреженной растительностью возрастает роль влажности почвы.

Таким образом, влияние характеристик поверхности на тепло-влагообмен в первую очередь определяется фитомассой и влажностью почвы в горизонте 0–28 см, что особенно выражено в зонах с низкорослой и разреженной растительностью – в субарктике и суббореальной зоне. Значительные контрасты в режиме увлажнения почв субарктических и бореальных ландшафтов Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири обуславливают основное различие между этими регионами для вклада поверхности в изменчивость потоков явного тепла.

6.3.2. Влияние тепло-влагообмена на подстилающую поверхность

Рассмотрим обратную задачу: определить степень влияния характеристик турбулентного тепло-влагообмена (SH, LH и DM) на состояние подстилающей поверхности (T_s , E_v , NDVI, S_w) в зависимости от природной зоны. Такой анализ позволяет оценить, насколько энергетические и влажностные потоки, формирующиеся в приземном слое, контролируют ключевые параметры ландшафтов (табл. 6.5).

Радиационная температура демонстрирует наиболее сильную зависимость от тепло-влагообмена в суббореальной зоне ($R^2 = 0.7–0.9$), где разреженный растительный покров делает её особенно чувствительной к притоку энергии. В субарктических ландшафтах связь также высока ($R^2 = 0.5–0.7$), а в бореальной зоне ослабевает, но остаётся статистически значимой ($R^2 = 0.2–0.5$), что объясняется буферным эффектом сомкнутого растительного покрова. Повсеместно радиационная температура имеет прямую значимую зависимость от потока явного тепла ($\beta > 1$), который

служит главным фактором её роста. Потоки скрытого тепла, напротив, оказывают существенное отрицательное влияние на T_s в засушливых южных регионах, где затраты энергии на испарение охлаждают поверхность. В северных районах Западной Сибири наблюдается положительная связь T_s с ЛН. Восходящие потоки влаги значимо снижают температуру поверхности в тундре, сухой степи и полупустыне ЕТР, а также в степях Западной Сибири, что связано с облачностью и дополнительным испарением.

Эвапотранспирация является характеристикой, наиболее сильно зависящей от турбулентного тепло-влагообмена. Влияние потоков SH и DM на E_v в целом нарастает с севера ($R^2 \sim 0.5$) на юг ($R^2 \sim 0.8$) и выражено сильнее в Западной Сибири по сравнению с ЕТР. Эвапотранспирация во всех ландшафтах имеет значимую отрицательную корреляцию с потоками явного тепла и дивергенцией влаги ($\beta < -1$). Это свидетельствует о том, что при усилении турбулентного теплообмена и оттоке влаги в атмосферу происходит подавление испарения с поверхности, вероятно, из-за увеличения дефицита влажности воздуха и/или изменения температурного режима.

Вегетационный индекс показывает сравнительно слабую, но зонально варьирующую зависимость от тепло-влагообмена. Его изменчивость возрастает от минимальных значений в средней тайге Западной Сибири ($R^2 \sim 0.1$) до удовлетворительных в степных зонах ($R^2 \sim 0.5$). В субарктических и бореальных ландшафтах фитомасса положительно связана с потоком явного тепла, что отражает лимитирующую роль тепла. В суббореальной зоне эта связь становится отрицательной и значимой, указывая на стрессовое воздействие избыточного теплового потока на растительность. Потоки скрытого тепла и дивергенция влаги положительно влияют на NDVI во всех зонах, подчёркивая важность влагообеспеченности для продуктивности.

Таблица 6.5. Регрессионный анализ тепло-влагообмена: явного SH, скрытого тепла LH (ERA5-Land), дивергенции влаги MD (ERA5) по отношению к Ts, Ev, NDVI (MODIS), Sw в слое 0–28 см (ERA5-Land) по ландшафтам ЕТР и ЗС, лето, 2000–2023 гг. Параметры с $\beta > 1$ (< -1) выделены цветом.

	ЕТР				ЗС			
	R²	β-коэффициент			R²	β-коэффициент		
		SH	LH	MD		SH	LH	MD
Радиационная температура Ts								
тундра	0.56	7.9	0.1	-8.3	0.74	2.1	3.7	-2.3
лесотундра	0.5	1.1	0.3	-0.8	0.66	1.7	1.9	-0.7
сев. тайга	0.32	1.1	0.2	-0.2	0.29	2.9	0.4	-0.9
ср. тайга	0.25	1.1	0.5	-1.2	0.25	1.1	0.3	-0.9
юж. тайга	0.3	1.1	0.1	-1	0.21	1.1	0.2	-0.9
подтаёжная	0.53	5.3	0.4	-2.2	0.58	1.3	-0.5	-0.3
широколиственно-лесная	0.34	9.1	-0.8	-1.2				
лесостепь	0.52	7.3	-1.5	-0.5	0.39	2.4	-2.5	-0.6
степь	0.7	7.1	-1.5	-0.1	0.7	19.7	-5.2	-1.4
сухостепная	0.97	2.9	-1.3	-0.4				
полупустыня	0.88	1.3	-1.7	-0.5				
Суммарное испарение Ev								
тундра	0.48	-25		-5.2	0.49	-22.8		-23.2
лесотундра	0.48	-15.6		-12.5	0.81	-27.1		-5.7
сев. тайга	0.41	-22.5		-7.5	0.73	-27		-9.7
ср. тайга	0.68	-35.4		-27.9	0.6	-23.7		-15.4
юж. тайга	0.45	-20.9		-8.3	0.79	-23		-18.2
подтаёжная	0.45	-16.9		-11.6	0.52	-26.8		-13.2
широколиственно-лесная	0.68	-21.8		-10.5				
лесостепь	0.77	-14.7		-3.4	0.62	-18		-3.7
степь	0.79	-28.1		-3.5	0.84	-54.5		-3.6
сухостепная	0.82	-35		-5.2				
полупустыня	0.77	-157		-15				
Вегетационный индекс NDVI								
тундра	0.38	0.1	0.1	0.03	0.33	-0.04	0.04	0.02
лесотундра	0.28	0.03	0.01	0.05	0.46	-0.02	0.01	0.1
сев. тайга	0.24	0.1	0.03	0.03	0.13	-0.01	0.02	0.02
ср. тайга	0.35	0.2	0.1	0.1	0.11	0.2	0.1	0.1
юж. тайга	0.26	0.1	0.01	0.1	0.36	0.1	0.1	0.01
подтаёжная	0.32	-0.1	0.01	0.1	0.39	0.1	0.01	0.01
широколиственно-лесная	0.41	-0.9	0.2	0.1				
лесостепь	0.3	-1.2	0.01	0.1	0.25	0.1	0.04	0.1
степь	0.42	-1.2	0.01	0.02	0.5	-1.1	0.2	0.1
сухостепная	0.51	-1	0.02	0.1				
полупустыня	0.3	-1	0.03	0.01				
Влажность почвы Sw								
тундра	0.36	-1	-0.1	1.3	0.2	-0.3	-0.04	1.02
лесотундра	0.15	-1.1	-0.01	1.1	0.18	-0.4	-0.1	1.02
сев. тайга	0.16	-1.2	-0.02	1.2	0.25	-0.1	-0.1	1.1
ср. тайга	0.23	-1.1	-0.02	1.1	0.37	-0.7	-0.1	1.1
юж. тайга	0.29	-1.3	-0.1	1.1	0.18	-0.3	-0.02	1.01
подтаёжная	0.31	-1.6	-0.02	1.2	0.4	-0.6	-0.1	1.2
широколиственно-лесная	0.2	-1.1	-1.1	1.1				
лесостепь	0.45	-1.1	-1.1	1.3	0.41	-0.8	-0.2	1.3
степь	0.67	-1.02	-1.1	1.2	0.69	-1.2	-1	1.1
сухостепная	0.41	-1.6	-1.1	1.2				
полупустыня	0.49	-1.3	-1.1	0.9				

Влажность почвы в активном слое 0–28 см умеренно зависит от параметров тепло-влагообмена. Доля объяснённой дисперсии возрастает от влажных северных ландшафтов ($R^2 \sim 0.2$) к аридным степям ($R^2 = 0.4–0.6$). Влажность почвы значимо отрицательно определяется потоками явного тепла, когда усиленный нагрев поверхности усиливает испарение и иссушение. В то же время она положительно связана с восходящими потоками дивергенции влаги, что может косвенно отражать связь с осадками. Потоки скрытого тепла оказывают значимое отрицательное влияние на влажность почвы в суббореальной зоне, где высокие затраты на испарение снижают запасы почвенной влаги.

Таким образом, параметры подстилающей поверхности (температура, эвапотранспирация и влажность почвы) в значительной степени детерминированы процессами турбулентного тепло-влагообмена. При этом растительный покров демонстрирует различную степень зависимости. В субарктической и бореальной зонах он относительно устойчив к вариациям тепло-влагообмена, тогда как в засушливой суббореальной зоне становится высокочувствительным.

6.3.3. Взаимосвязь тепло-влагообмена и NDVI и их тренды

Рассмотрим взаимосвязи турбулентного тепло-влагообмена и NDVI в течение летнего сезона на основе корреляционного анализа (рис. 6.6, табл. 6.6). В начальный период развития фитомассы растения 2/3 энергии тратят на испарение: накапливают органическое вещество и образуют мощную листовую поверхность, обеспечивая фотосинтез. В максимальную фазу развития вода уже не нужна растению в больших количествах. В этот период вегетации нужно больше тепла, чем влаги, и теперь 2/3 радиации тратится на нагревание и только 1/3 идёт на испарение (Русин, 1971).

В июне увеличение турбулентного теплообмена в *субарктической зоне* (тундра, лесотундра) коррелирует с ростом NDVI, что ярче выражено в

Западной Сибири ($0.4 < r < 0.5$) и менее заметно на ЕТР ($-0.2 < r < 0.3$) (рис. 6.6 а; 6.7 I а, II а). В этот период поступление тепла является ключевым фактором, стимулирующим начало активной вегетации.

В бореальной зоне (от северной тайги до подтаёжных ландшафтов) связь потоков явного тепла и фитомассы на ЕТР умеренно положительная ($0.2 < r < 0.7$), тогда как в обширных заболоченных районах Западной Сибири она статистически незначима ($-0.2 < r < 0.2$) (рис. 6.6 I б). Это различие, вероятно, обусловлено избыточным увлажнением, которое ослабляет температурный лимит и делает влажность почвы более значимым фактором.

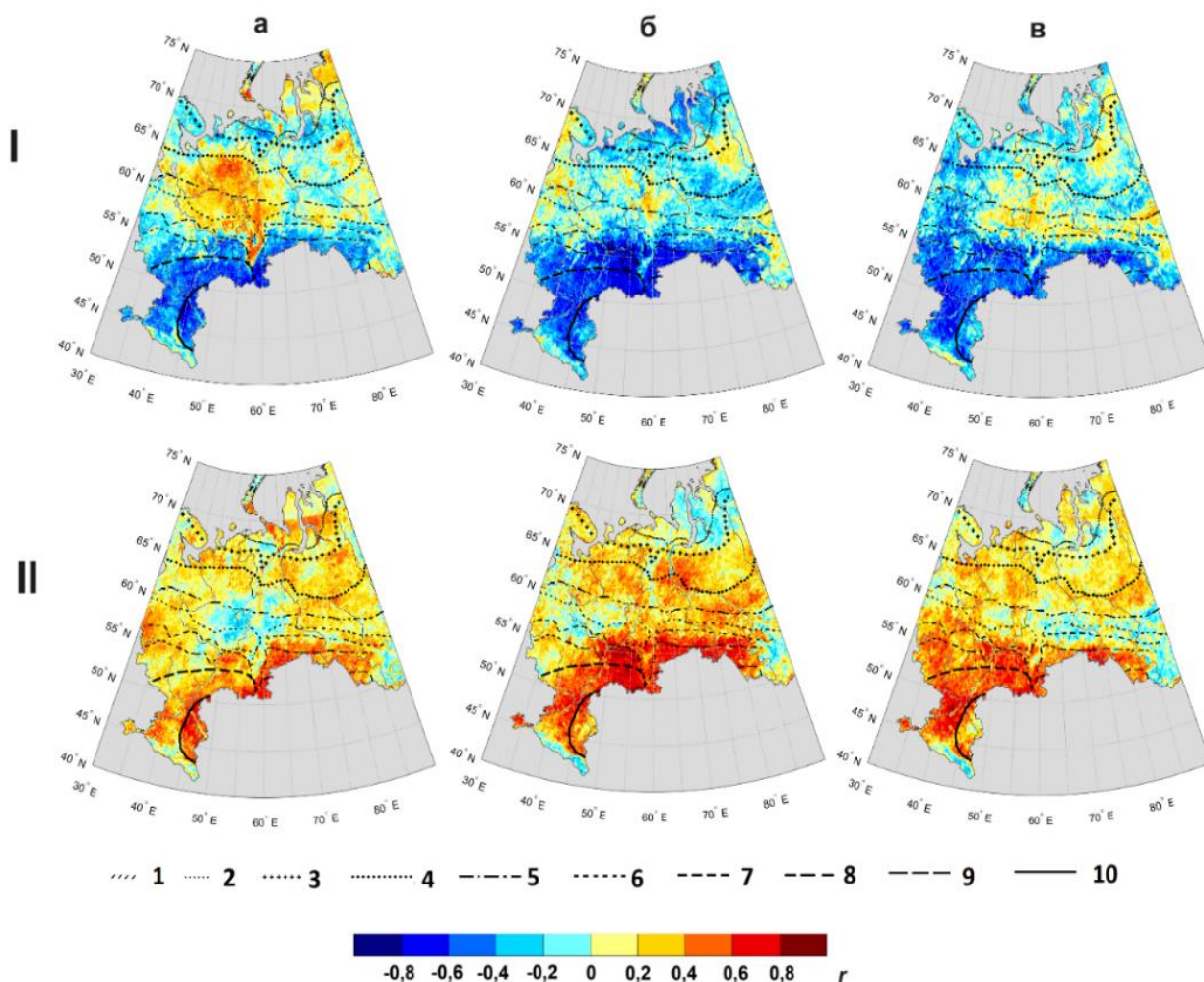


Рис. 6.6. Корреляция явного (I) и скрытого (II) тепла (данные ERA5-Land) с NDVI (данные MODIS), 2000–2023 гг.: а) июнь, б) июль, в) август. Обозначения южных границ ландшафтов см. рис. 6.5.

Таблица 6.6. Корреляция потоков явного SH и скрытого тепла LH (данные ERA5-Land) с вегетационным индексом NDVI (данные MODIS) в среднем по ландшафтам, 2000–2023 гг.

Ландшафтная зона	SH-NDVI						LH-NDVI					
	июнь		июль		август		июнь		июль		август	
	ETP	ЗС	ETP	ЗС	ETP	ЗС	ETP	ЗС	ETP	ЗС	ETP	ЗС
тундра	0.31	0.41	0.04	0.08	0.09	0.07	0.43	0.6	0.24	0.15	0.4	0.39
лесотундра	0.29	0.42	0.13	0.21	0.17	0.09	0.22	0.52	0.19	0.01	0.22	0.14
северная тайга	0.18	0.12	0.06	0.2	0.01	0.14	0.28	0.41	0.41	0.25	0.45	0.29
средняя тайга	0.2	0.02	0.15	–0.1	0.07	–0.1	0.4	0.41	0.4	0.47	0.43	0.27
южная тайга	0.29	0	0.04	–0.3	0.09	–0.1	0.21	0.41	0.42	0.45	0.14	0.18
подтаёжная	0.21	–0.1	0	–0.3	–0.1	–0.2	0.26	0.19	0.42	0.41	0.22	0.14
широколиственно-лесная	0.01		0		–0.1		0.25		0.14		0.31	
лесостепь	–0.2	–0.2	–0.2	–0.2	–0.5	–0.3	0.41	0.42	0.44	0.48	0.37	0.18
степь	–0.6	–0.5	–0.6	–0.5	–0.6	–0.5	0.43	0.52	0.68	0.61	0.62	0.57
сухостепная	–0.7		–0.6		–0.6		0.51		0.66		0.66	
полупустыня	–0.5		–0.5		–0.5		0.51		0.58		0.51	

Цветом выделены значимые коэффициенты корреляции. Отрицательные – синим, положительные – жёлтым.

В суббореальной зоне к июню пик вегетации уже пройден (Пугачёва, 2020). Здесь увеличение турбулентных потоков SH в среднем обусловлено уменьшением зелёной фитомассы в степных, сухостепных и полупустынных ландшафтах (рис. 6.6 а; 6.7 I в). Наиболее ярко эта отрицательная зависимость выражена на юге ETP ($r < -0.5$), где усиление теплообмена связано с иссушением поверхности и снижением вегетационной активности.

В июле и августе в субарктической и бореальной зонах взаимосвязь потоков SH и NDVI становится слабой и неустойчивой, колеблясь от отрицательной до положительной в зависимости от конкретного района (рис. 6.6 б, в). В этот период тепло перестаёт быть главным лимитирующим фактором, а на первый план выходят режим увлажнения и фенологическая стадия развития растительности.

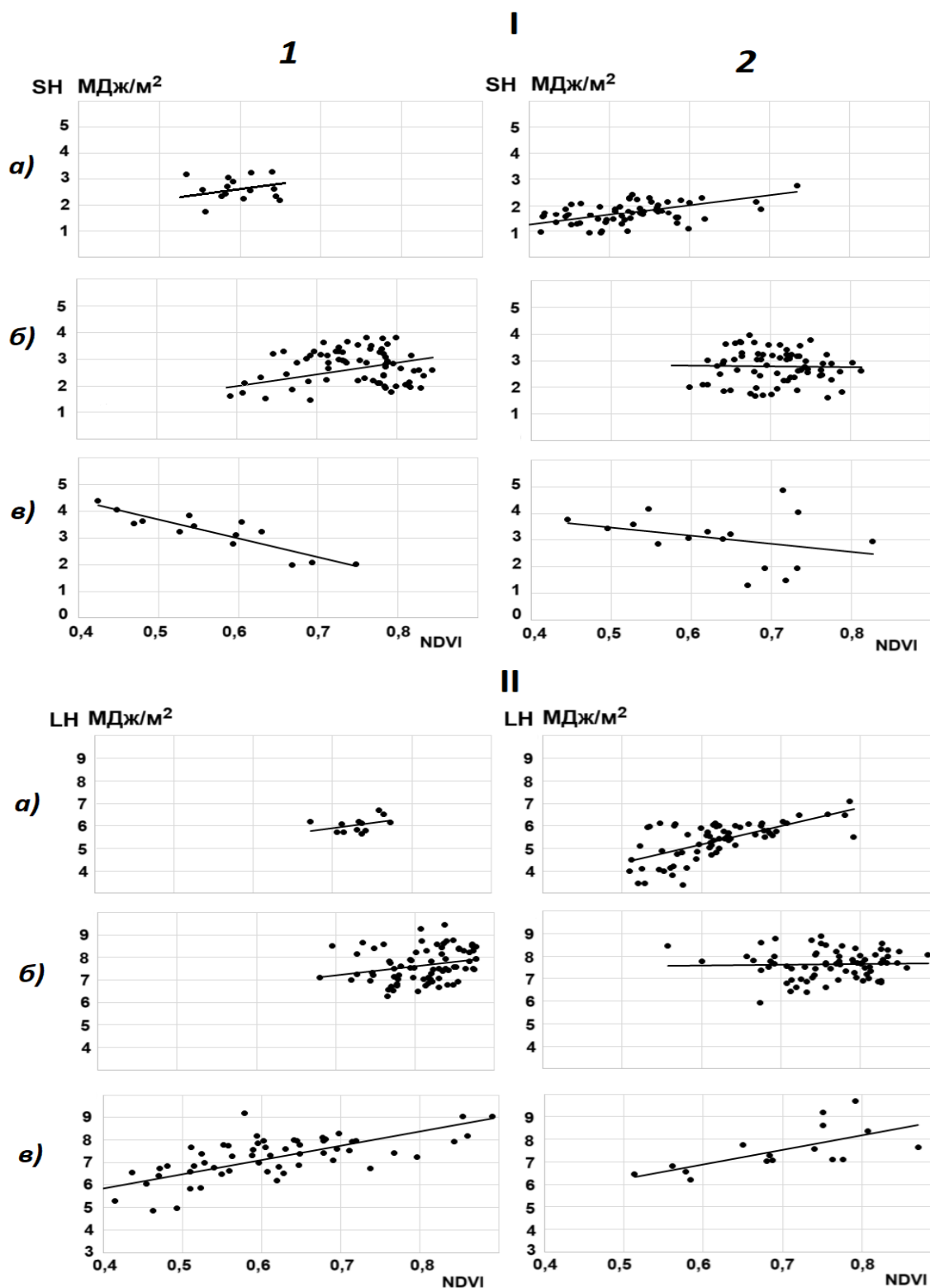


Рис. 6.7. Связь потоков тепло-влагообмена и вегетационного индекса в июне, 2000–2023 гг.: (I) SH – NDVI; (II) LH – NDVI (данные ERA5-Land), в ландшафтах ЕТР (1) и Западной Сибири (2): а) тундра, б) средняя тайга, в) степь.

В то же время в *суббореальных ландшафтах* значимые отрицательные зависимости между SH и NDVI, формирующиеся на фоне прогрессирующего летнего потепления, лишь усиливаются. К августу коэффициент корреляции может достигать -0.8 , а зона устойчивой отрицательной связи расширяется, охватывая и лесостепную зону как на ЕТР, так и в Западной Сибири. Это свидетельствует о нарастающем тепловом стрессе и аридизации, когда усиление турбулентного теплообмена напрямую сопряжено с деградацией растительного покрова.

В итоге можно сказать, что сопряжённость потоков тепла и фитомассы в субарктической и бореальной зонах максимальна положительна в июне и затем ослабевает, а в суббореальной зоне она отрицательная и усиливается от июня к июлю. При этом существуют региональные отличия связи потока явного тепла и фитомассы в одних и тех природных зонах соседних регионов ЕТР и Западной Сибири.

Анализ взаимосвязи между турбулентными потоками скрытого тепла и фитомассой демонстрирует устойчивую положительную корреляцию на протяжении большей части летнего сезона, что подтверждает ключевую роль растительного покрова в процессе эвапотранспирации. Однако сила этой связи имеет выраженную пространственно-временную динамику с региональными особенностями (рис. 6.6 II; рис. 6.7 II).

Июнь характеризуется наиболее контрастной картиной. В субарктических ландшафтах связь максимальна в Западной Сибири (коэффициент корреляции достигает 0.6), в то время как на ЕТР она слабее ($K \sim 0.4$). В бореальной зоне на фоне сомкнутой растительности корреляция в целом умеренная и варьирует от слабо отрицательной в Предуралье ($K \sim -0.3$) до положительной в Западной Сибири и на западе ЕТР (K доходит до 0.5). В суббореальных ландшафтах с разреженной фитомассой связь вновь усиливается, а значения коэффициента корреляции местами может достигать 0.7 .

В июле и августе наблюдается перестройка выявленных зависимостей. В субарктике взаимосвязь потоков LH и NDVI ослабевает ($K < 0.3$). В бореальной зоне, напротив, на фоне сезонного роста температуры положительная корреляция усиливается, особенно в Западной Сибири ($0.3 < K < 0.5$). Наибольшая сила связи сохраняется в суббореальной зоне на юге ЕТР и Западной Сибири, где коэффициенты корреляции достигают максимума (до 0.7).

Если обобщать сезонную динамику, можно заключить, что положительная взаимосвязь между потоками скрытого тепла и фитомассой минимальна в субарктической и бореальной зонах и максимальна в засушливой суббореальной зоне. Пики корреляции приходятся на разные месяцы: июнь – в субарктике, июль – в бореальной зоне, июль и август – в суббореальной зоне.

Таким образом, связь турбулентного тепло-влагообмена с NDVI наиболее отчётливо проявляется в условиях дефицита фитомассы в разреженных ландшафтах субарктики и суббореальной зоны, где растительность выступает ключевым регулятором эвапотранспирации. Принципиальное различие между ЕТР и Западной Сибирью наиболее ярко выражено для потоков явного тепла, что является следствием контрастов в режиме увлажнения почв. В целом взаимосвязь NDVI с потоками скрытого тепла оказывается систематически сильнее, чем с потоками явного тепла, что подчёркивает доминирующую роль процессов испарения и транспирации в формировании энергетического баланса подстилающей поверхности.

Анализ трендов параметров тепло-влагообмена и вегетационного индекса в первой четверти XXI века выявил выраженную сезонную и зональную специфику для равнинных территорий ЕТР и Западной Сибири (табл. 6.7).

В июне в субарктической зоне даже незначительный рост потоков явного тепла на фоне избыточного увлажнения приводит к значимым

положительным трендам фитомассы, особенно выраженным в тундре Западной Сибири. Напротив, в суббореальной зоне значимый рост SH и сокращение LH к югу от степной зоны на ЕТР и лесостепной в Западной Сибири сопровождаются устойчивым отрицательным трендом NDVI. В июле значимых тенденций увеличения SH не отмечается, однако процессы сокращения потоков скрытого тепла и снижения NDVI сохраняются к югу от лесной зоны на ЕТР. К концу вегетационного сезона увеличение потоков явного тепла в большинстве ландшафтных зон уже не приводит к заметным изменениям потоков скрытого тепла и фитомассы как на ЕТР, так и в Западной Сибири.

Таким образом, зональная специфика экосистем определяет знак и амплитуду ответной реакции на однонаправленные изменения поверхностного энергобаланса. Чувствительность растительного покрова к изменениям тепло-влагообмена максимальна в первой половине тёплого сезона, ключевому интервалу, определяющему успешность вегетационного старта. При этом реакция экосистем носит ярко выраженный зональный характер. В субарктике лимитирующим фактором выступает преимущественно температурный режим, поэтому даже незначительные положительные сдвиги в радиационном балансе и увеличение явного тепла запускают раннее пробуждение фитоценозов и удлинение активной вегетации. В то же время в суббореальной зоне, где влагообеспеченность нередко является основным ограничителем, рост турбулентного потока явного теплота (SH) на фоне сокращения с падением затрат тепла на испарение сигнализирует о нарастающем почвенном и атмосферном дефиците влаги. Это закономерно приводит к закрытию устьиц, снижению интенсивности фотосинтеза и, как следствие, к угнетению фитомассы, особенно в засушливые фазы летнего периода.

Таблица 6.7. Тренды тепло-влагообмена /10 лет (явного тепла SH, МДж/м², скрытого тепла LH, МДж/м²) и вегетационного индекса NDVI за 2000–2023 гг. по ландшафтным зонам в летние месяцы.

Ландшафт	SH, МДж/м ² /10 лет						LH, МДж/м ² /10 лет						NDVI/10 лет					
	июнь		июль		август		июнь		июль		август		июнь		июль		август	
	ЕТР	ЗС	ЕТР	ЗС	ЕТР	ЗС	ЕТР	ЗС	ЕТР	ЗС	ЕТР	ЗС	ЕТР	ЗС	ЕТР	ЗС	ЕТР	ЗС
тундра	0.1	0.2	0	0	-0.1	-0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0	0	0.03	0.05	0.02	0.02	0.02	0.02
лесотундра	0.1	0	0	0	-0.1	0	0.2	0.1	0.2	0.1	0	0	0.03	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02
северная тайга	0	0	0	0	-0.1	0	-0.2	-0.1	-0.2	0.2	0	0	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
средняя тайга	0.3	0.3	0	0	0	0.2	-0.1	-0.3	-0.3	0	0	0	0.02	0.01	0.02	0.01	0	0.02
южная тайга	0.3	0.3	0	0	0.1	0.3	-0.1	-0.3	-0.4	-0.1	0	0	0.02	0.01	0.01	0	0.02	0.01
подтаёжная	0.3	0.4	0	0	0.2	0.5	0	-0.5	-0.4	-0.2	0	0	0.02	0	0.01	0	0.02	0.01
широколиственно-лесная	0.2		0		0.3		0		-0.5		0		0		0		0.01	
лесостепь	0.3	0.6	0	0	0.5	0.5	0.1	-0.6	-0.6	-0.4	0	0	0	-0.01	0	-0.02	0.02	0
степь	0.5	0.6	0	0	0.6	0.5	-0.5	-0.7	-1.2	-0.5	0	0	-0.03	-0.03	-0.03	-0.02	-0.02	0
сухостепная	0.5		0		0.5		-0.5		-1.1		0		-0.03		-0.03		-0.02	
полупустыня	0.8		0		0.5		-1		-1		0		-0.03		-0.02		-0.01	

Выделены значимые тренды: положительные – красным, отрицательные – синим.

Тенденции: положительные – жёлтым, отрицательные – светло-голубым.

На фоне выявленных трендов происходит эволюция статистических взаимосвязей между параметрами тепло-влагообмена и NDVI (рис. 6.8). В июне взаимосвязь теплообмена с NDVI усиливается в субарктической и бореальной зонах, особенно в средней тайге ЕТР. В суббореальной зоне рост теплообмена усиливает связь потоков тепла с фитомассой, тогда как сокращение потоков скрытого тепла ослабляет её корреляцию с NDVI. В июле отсутствие значимых трендов теплообмена сопряжено с ослаблением его связей с фитомассой в субарктике и бореальных ландшафтах. В сухой степи и полупустыне ЕТР наблюдается незначительное усиление связи. Сокращение влагообмена повсеместно ведёт к ослаблению корреляции потоков LH с NDVI. В августе на фоне положительного тренда SH их связь с фитомассой возрастает на обширных территориях от тундры до лесостепи как на ЕТР, так и в Западной Сибири.

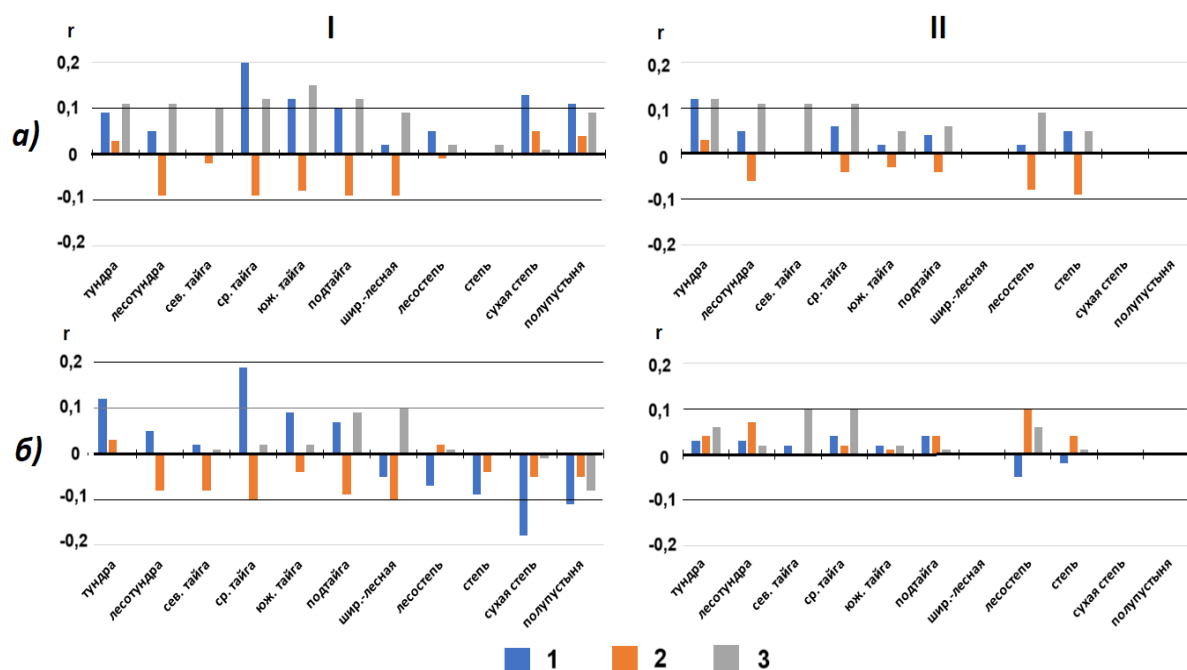


Рис. 6.8. Изменение коэффициента корреляции (/10 лет) NDVI и потоков теплообмена по ландшафтам в летние месяцы, 2000–2023 гг., на ЕТР (I) и в Западной Сибири (II): а) явного тепла SH, б) скрытого тепла LH. Условные обозначения: 1 – июнь, 2 – июль, 3 – август.

Таким образом, с начала XXI века изменение взаимосвязей между тепло- влагообменом и фитомассой проявляется более отчётливо на ЕТР, чем в Западной Сибири. Связь теплообмена с NDVI в целом возрастает в июне и августе и несколько ослабевает в середине лета. Взаимосвязь потоков скрытого тепла с фитомассой усиливается в июне и августе в субарктике и бореальной зоне ЕТР, тогда как в южных регионах эти связи ослабевают на протяжении всего летнего сезона. Полученные результаты подчёркивают, что реакция растительного покрова на современные климатические изменения носит нелинейный характер и критически зависит от фенологической фазы и исходных ландшафтных условий.

6.3.4. Схема взаимосвязи турбулентного тепло-влагообмена и характеристик поверхности для ландшафтов ЕТР и Западной Сибири в тёплый период

Для систематизации выявленных летних взаимосвязей между турбулентными потоками энергообмена (явного и скрытого тепла, дивергенции влаги) и характеристиками подстилающей поверхности (T_s , E_v , NDVI, S_w), а также их эволюции в XXI веке построены обобщающие интегральные схемы отдельно для ЕТР и Западной Сибири. Данные схемы визуализируют только статистически значимые ($p < 0.05$) прямые и обратные причинно-следственные связи между параметрами, а также направления их значимых долгосрочных трендов (рис. 6.9).

Ключевой пространственной закономерностью является резкое усиление взаимодействия атмосферы и поверхности в направлении с севера на юг. Наибольшая плотность и сила значимых связей между потоками тепло-влагообмена и параметрами поверхности наблюдается в южных ландшафтах в диапазоне от подтаёжной зоны до полупустыни на ЕТР и до степной зоны в Западной Сибири. Эта закономерность объясняется структурой растительного покрова. Травянистая и кустарничковая поверхность обладает меньшей инерционностью и буферной ёмкостью, что делает её радиационные и термические характеристики более восприимчивыми к колебаниям турбулентных потоков энергии и влаги. В то же время в зонах с мощным и сомкнутым растительным покровом тепло-влагообмен в значительной степени замыкается внутри самого растительного массива, ослабляя прямые связи с интегральными характеристиками поверхности.

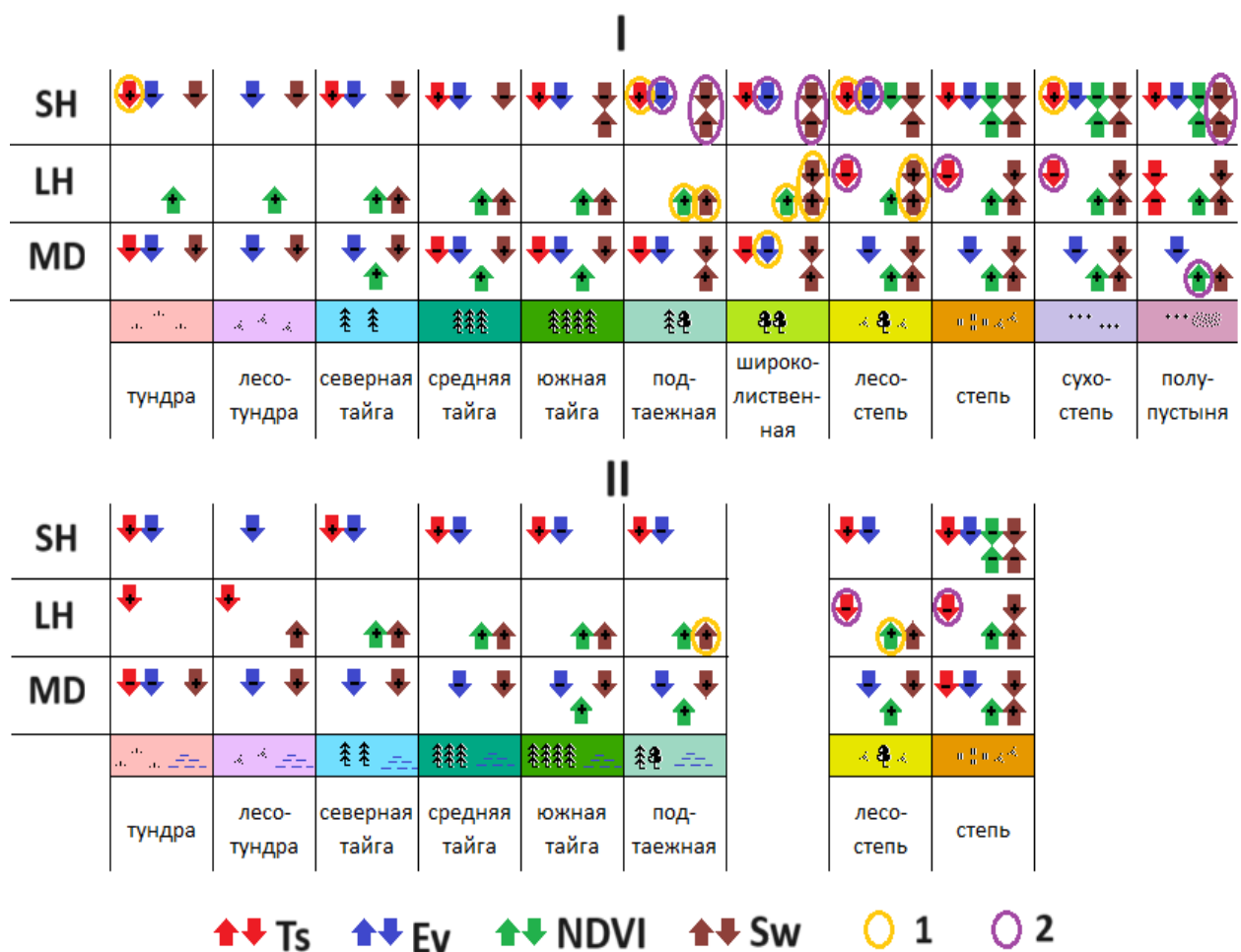


Рисунок 6.9. Схема значимых связей ($p < 0.05$) явного тепла SH, скрытого тепла LH (данные ERA5-Land), дивергенции влаги MD (данные ERA5) и радиационной температуры поверхности Ts, вегетационного индекса NDVI, суммарного испарения (эвапотранспирации) Ev (данные MODIS), влажности почвы (Sw) в слое 0–28 см (данные ERA5-Land) по ландшафтам **(I)** ЕТР и **(II)** Западной Сибири за летний период 2000–2024 гг.

Условные знаки: стрелка вниз – влияние потоков на характеристики поверхности, стрелка вверх – влияние характеристик поверхности на параметры турбулентного тепло-влагообмена. Цвет стрелки указывает на параметр. Знак + или – указывает на прямую или обратную зависимость характеристик. 1 – усиление связи, 2 – ослабление связи.

Проведённый сравнительный анализ выявил существенные систематические различия в структуре связей между ЕТР и Западной Сибирью даже в рамках номинально одних и тех же ландшафтных зон (например, тайги или степей). Первопричиной этих различий является фундаментальный контраст в режиме увлажнения. Для равнин Западной Сибири характерны избыточное увлажнение, высокий уровень грунтовых вод и повсеместная заболоченность, формирующие специфический гидротермический режим. Напротив, ландшафты ЕТР в целом лучше дренированы, с более выраженным дефицитом влаги в летний период, особенно в южных регионах. Это различие в фоновых условиях предопределяет роль одних и тех же потоков. Например, влажность почвы в Западной Сибири часто является не лимитирующим, а избыточным фактором, что меняет её связь с энергетическими потоками.

Анализ схем позволяет детализировать вклад каждого типа турбулентного потока. Так, потоки явного тепла демонстрируют значимую и разностороннюю связь с комплексом параметров поверхности (T_s , E_v , $NDVI$, Sw) преимущественно от лесостепи до полупустыни ЕТР. В Западной Сибири аналогичный по силе комплекс связей проявляется лишь в степной зоне. Также в субарктических и бореальных ландшафтах Западной Сибири вегетационный индекс оказывается слабо зависим от потоков явного тепла, что подтверждает второстепенную роль этого фактора в условиях избытка влаги.

Потоки скрытого тепла, напротив, выступают как универсальный и ключевой фактор, в значительной степени детерминируемый состоянием самой поверхности. Их величина тесно и положительно связана с вегетационным индексом и влажностью почвы практически во всех ландшафтных зонах, за исключением тундры Западной Сибири, где доминируют иные механизмы испарения.

Дивергенция влаги, характеризующая крупномасштабный приток или отток влаги в столбе атмосферы, оказывает существенное влияние на все

климатические характеристики подстилающей поверхности, причём это влияние особенно выражено на ЕТР. Это указывает на бóльшую зависимость влагообеспеченности поверхностных процессов ЕТР от адвективных процессов по сравнению с Западной Сибирью.

Динамика взаимосвязей в условиях современного изменения климата показывает, что наиболее значимые трансформации структуры связей в XXI веке происходят в переходной полосе от подтаёжной до степной зоны, которая является наиболее чувствительной к климатическим изменениям. Рост потока явного тепла усилил не только его прямую связь с T_s , но и отрицательные обратные связи с E_v и Sw . Это свидетельствует о формировании положительной обратной связи, способствующей аридизации. Увеличение тепла приводит к увеличению испарения и иссушения почвы, что вызывает рост тепла, которое идёт на нагрев вместо испарения.

Отрицательный тренд потоков скрытого тепла, наблюдаемый в южных регионах, привёл к увеличению силы его корреляционных связей с NDVI и влажностью почвы Sw . Это указывает на то, что в условиях нарастающего дефицита влаги оставшиеся ресурсы воды расходуются растительностью более экономно и целенаправленно, делая связь между влагопотреблением и состоянием растительности/почвы более жёсткой и выраженной.

Колебания дивергенции влаги в целом не вызвали перестройки её связей с характеристиками поверхности. Исключением стали широколиственная и полупустынная зоны ЕТР, где в первом случае связь усилилась, когда возросла роль атмосферной адвекции влаги, а во втором ослабла на фоне роста засушливости и снижения общей роли влагообмена.

6.4. Выводы к главе 6

В главе 6 представлены диапазоны альбедо поверхности, радиационной температуры и вегетационного индекса основных ландшафтов равнин ЕТР и Западной Сибири, рассчитанные на основе спутникового мониторинга. Дана количественная оценка изменений этих параметров в летние месяцы первой четверти XXI века. Выявлены и проанализированы взаимосвязи между климатическими параметрами, турбулентным тепло-влажностным обменом и характеристиками поверхности, а также показана их временная динамика.

Каждый ландшафт характеризуется уникальным диапазоном значений и величиной связи между альбедо поверхности, радиационной температурой поверхности и вегетационным индексом и определяют облик ландшафтов. Траектория их сезонных изменений в условиях глобального потепления позволяет выявлять стрессовые состояния и прогнозировать направление сукцессионных изменений, что делает этот подход незаменимым при решении задач климатического и экологического мониторинга.

В *субарктической зоне* в первой четверти XXI века рост вегетационного индекса сопровождается разнонаправленным трендом альбедо, что свидетельствует не только об увеличении биомассы, но и о возможном внедрении новых, ранее не характерных видов. Климатическое потепление привело к масштабному увеличению фитомассы в части субарктики. Наблюдается прямая зависимость между температурой воздуха и вегетационным индексом в течение лета. Связь осадков с фитомассой минимальна в начале вегетационного периода, к середине становится положительной. Пик взаимосвязи потоков явного тепла с фитомассой приходится на июнь, а скрытого тепла – на июнь и август.

В *бореальной зоне* значительный рост вегетационного индекса сопровождается снижением радиационной температуры поверхности при незначительных изменениях альбедо. Южная тайга и подтаёжная зона служат буфером смены знака корреляции температурой и NDVI: с положительной на

севере на отрицательную на юге. Зависимость фитомассы от осадков минимальна в июне и усиливается к июлю. Растительный покров здесь в меньшей степени подвержен прямому влиянию тепло-влагообмена по сравнению с другими зонами. Максимум связи явного тепла с фитомассой наблюдается в июле, а скрытого тепла – в июне и августе.

В суббореальной зоне рост температуры и снижение увлажнённости приводят к уменьшению фитомассы, повышению радиационной температуры и мозаичному изменению альbedo поверхности, часто усиленному антропогенной нагрузкой. Отрицательная зависимость вегетационного индекса от температуры воздуха сохраняется на протяжении всего лета. NDVI демонстрирует устойчивую положительную связь с осадками в течение всего тёплого сезона. Взаимосвязь характеристик поверхности и тепло-влагообмена наиболее отчётливо проявляется именно в условиях неоднородного покрова суббореальной зоны. Сила связи турбулентного теплообмена тепла с фитомассой максимальна в июле – августе, в то время как связь скрытого тепла с NDVI ослабевает к концу лета.

Таким образом, природные зоны различаются характером статистических связей между альbedo поверхности, радиационной температурой поверхности, вегетационным индексом, которые в свою очередь значимо взаимосвязаны турбулентным тепло-влагообменом – от подтаёжной зоны до полупустыни. Впервые по данным спутникового мониторинга определены диапазоны характеристик поверхности как индикаторы климатически обусловленной динамики ландшафтов, что расширяет теоретическую базу ландшафтной климатологии и дистанционного зондирования.

Результаты исследований, представленные в главе 6, отражены в работах: Титкова и др., 2020 (1), 2020 (2), 2023, 2024; Титкова, Виноградова, 2015, 2019; Золотокрылин, Титкова, 2011.

ГЛАВА 7. ВЫДЕЛЕНИЕ АРЕАЛОВ С ДЕГРАДИРОВАННОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТЬЮ НА ОСНОВЕ ТИПА ТЕРМОРЕГУЛЯЦИИ ПОВЕРХНОСТИ

7.1. Введение

Предлагается подход к объективному обнаружению ареалов с деградированной растительностью, а также оголённых участков поверхности не только природного, но и антропогенного происхождения в природных зонах на основе спутникового мониторинга. При этом используется характер соотношения между альбедо и радиационной температурой поверхности.

Ключевая возможность диагностики термического режима подстилающей поверхности (радиационного или эвапотранспирационного) по характеру связи альбедо поверхности – радиационная температура ($Al - Ts$) в природных зонах имеет строгое теоретическое обоснование. Она вытекает из анализа формулы для Ts из уравнения теплового баланса деятельного слоя (см. главу 1, формула 5). Данный подход правомерен, поскольку набор физических факторов, определяющих температуру поверхности (помимо альбедо), остаётся принципиально одинаковым для всех рассматриваемых зон.

Изменения тепло-влагообмена в природных зонах в условиях потепления климата тесно связаны с механизмами регулирования радиационной температуры (Золотокрылин, 2003; Wendlen, Eaton, 1983) (рис. 7.1). Анализ связи между Al и Ts свидетельствует о конкуренции двух основных механизмов терморегуляции: радиационного (альбедного) и эвапотранспирационного (Becker et al., 1988). Каждый механизм соответствует определённому знаку корреляции между Al и Ts (Золотокрылин, Титкова, 2011а, б). Интенсивность деградации при этом количественно определяется величиной отрицательного коэффициента корреляции (r): $r < -0.2$ – слабая, $r < -0.4$ – средняя, $r < -0.6$ – сильная деградация (по классификации Zolotokrylin et al., 2020).

Эвапотранспирационный механизм становится преобладающим в ландшафтах со сформированным растительным покровом, где он выступает ключевым фактором терморегуляции (Титкова и др., 2020б). В этом случае значительная доля поглощённой радиации расходуется на транспирацию и испарение (Forzieri et al., 2017). При увеличении фитомассы альbedo поверхности уменьшается, радиационная температура падает, так как часть тепла переходит на турбулентный нагрев приземного слоя атмосферы за счёт эвапотранспирации, усиления обратного длинноволнового излучения и турбулентного тепло-влагообмена (рис. 7.1). Это приводит к формированию положительной связи Al и T_s . Развитие растительности также влияет на T_v , поглощая солнечную радиацию для фотосинтеза и повышая T_v , однако эта связь является косвенной и зависит от таких факторов, как вид растительности, влажность почвы, рельеф и другие.

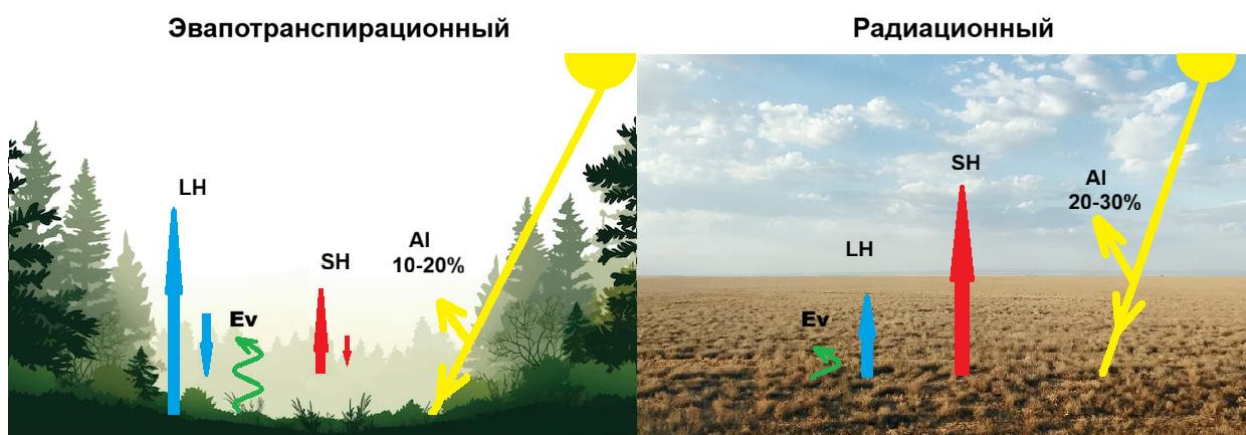


Рис. 7.1. Турбулентный тепло-влагообмен и альbedo поверхности при эвапотранспирационном и радиационном механизме терморегуляции.

При преобладании радиационного механизма наблюдается отрицательная корреляция Al и T_s . В этом режиме основная доля поглощённой солнечной радиации преобразуется в явное тепло (см. рис. 7.1). Увеличение альbedo поверхности уменьшает поглощение солнечной радиации почвой. Большая часть радиационного баланса расходуется на нагрев приземного воздуха за счёт усиленного уходящего длинноволнового излучения и

турбулентного теплообмена (потока явного тепла). Данный механизм характерен для ландшафтов с разреженным или отсутствующим растительным покровом (Титкова, Золотокрылин, 2025).

Таким образом, в главе 7 стоит задача обосновать методику дешифрирования ареалов с деградированной растительностью природного и антропогенного происхождения на основе определения типа терморегуляции поверхности с использованием данных спутникового мониторинга.

7.2. Определение типа терморегуляции поверхности

Анализ взаимосвязи $AI - Ts$ позволяет идентифицировать доминирующий механизм терморегуляции, что является ключевым для оценки устойчивости ландшафтов к деградации.

В субарктической зоне наблюдается уникальное сочетание условий: при общем избытке почвенной влаги и широком спектре тундровых растительных сообществ – от разреженных каменистых поверхностей до сплошных ковров мхов и кустарников (рис. 7.2) – формируются контрастные типы теплового баланса. В результате локальные оголённые участки, не защищённые растительностью, чётко выделяются в качестве ареалов с радиационным типом регулирования температуры поверхности (рис. 7.3).

Субарктическая зона



Рис. 7.2. Типы поверхности субарктической зоны: оголённая щебнисто-каменистая поверхность и покрытая растительностью.

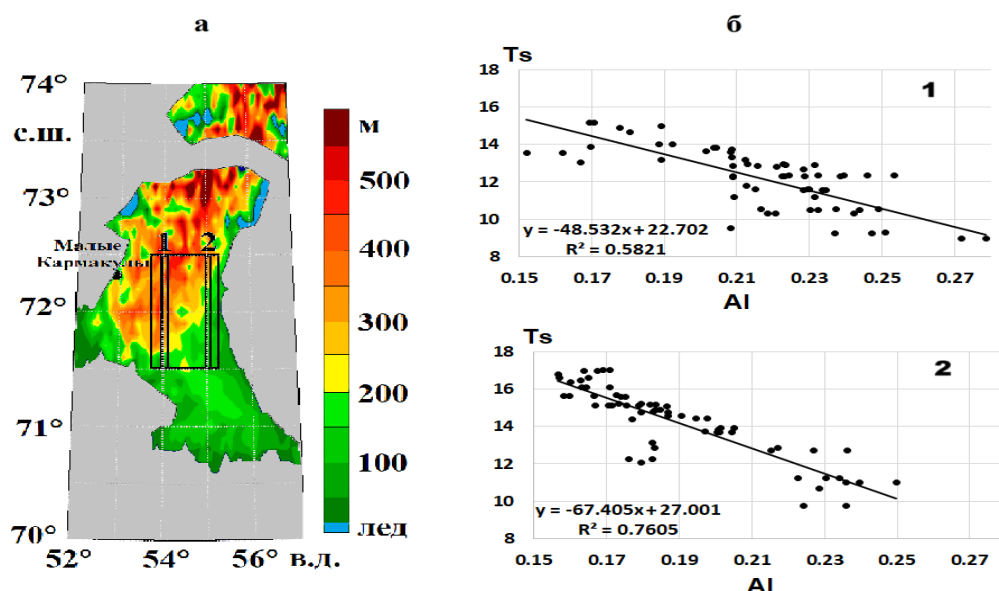


Рис. 7.3. Пример радиационного типа терморегуляции поверхности в субарктической зоне, июль 2019, тундра Новой Земли: а) рельеф местности с обозначенными квадратами и профилями исследования, б) поле зависимости альbedo и радиационной температуры поверхности по профилям в горной тундре (1) и арктической тундре (2).

Данный режим характеризуется преобладанием потока явного тепла над затратами энергии на испарение. Его существование в тундре многократно подтверждается как историческими полевыми наблюдениями, так и современными дистанционными методами. Например, экспедиционные исследования в окрестностях посёлка Тикси фиксировали высокие значения отношения Боуэна порядка 3.5, что свидетельствует о трёхкратном превышении потоков явного тепла над потоками скрытого тепла (Казанский, Золотокрылин, 2004; Тепловодообмен..., 2007; Kodama et al., 1998, 2000). Современный анализ с использованием данных дистанционного зондирования полностью согласуется с этими выводами. Статистически значимая отрицательная корреляция между Al и Ts устойчиво фиксируется именно на оголённых щебнисто-каменистых поверхностях, полностью лишённых растительного покрова. Этот сигнал характерен как для равнинных тундр, так и для горных тундр архипелага Новая Земля.

В бореальной зоне для поверхности, покрытой сомкнутой растительностью, доминирующим фактором терморегуляции выступает эвапотранспирационный механизм (Титкова и др., 2020б) при положительной корреляционной связи между A_l и T_s .

Повышение температуры воздуха стимулирует активность растительности, усиливая транспирацию и испарение. В результате значительная часть поглощённой солнечной радиации и турбулентного тепла из приземного слоя атмосферы преобразуется в скрытое тепло при фазовом переходе воды. Этот интенсивный влагообмен одновременно нагревает и увлажняет приземный слой воздуха. Как следствие, повышается T_v , что, в свою очередь, может поддерживать и понижать радиационную температуру за счёт усиленного обратного длинноволнового излучения и турбулентного тепло-влагообмена (рис. 7.4, 7.5). Таким образом, возникает положительная обратная связь в системе «поверхность – приземная атмосфера».

Подобный режим характерен для ландшафтов с активным растительным покровом (таёжные леса, заболоченные территории). Основной поток энергии здесь направлен не на радиационный нагрев, а на процессы испарения и транспирации, что делает эвапотранспирацию ключевым стабилизирующим фактором термического режима бореальных экосистем.

Для участков с угнетённым лесным покровом (пожары, болезни, антропогенное воздействие, засуха) характерно нарушение естественного механизма терморегуляции. Нормальный эвапотранспирационный режим может быть ослаблен или полностью утрачен. Высвобождающаяся энергия перераспределяется в пользу потоков явного тепла. В результате происходит переход к радиационному типу регулирования температуры поверхности. Данный переход является индикатором глубокой экологической дисфункции растительного покрова, затрудняющей естественное восстановление.

Бореальная зона



Рис. 7.4. Типы поверхности бореальной зоны: хвойный лес и угнетённый лес.

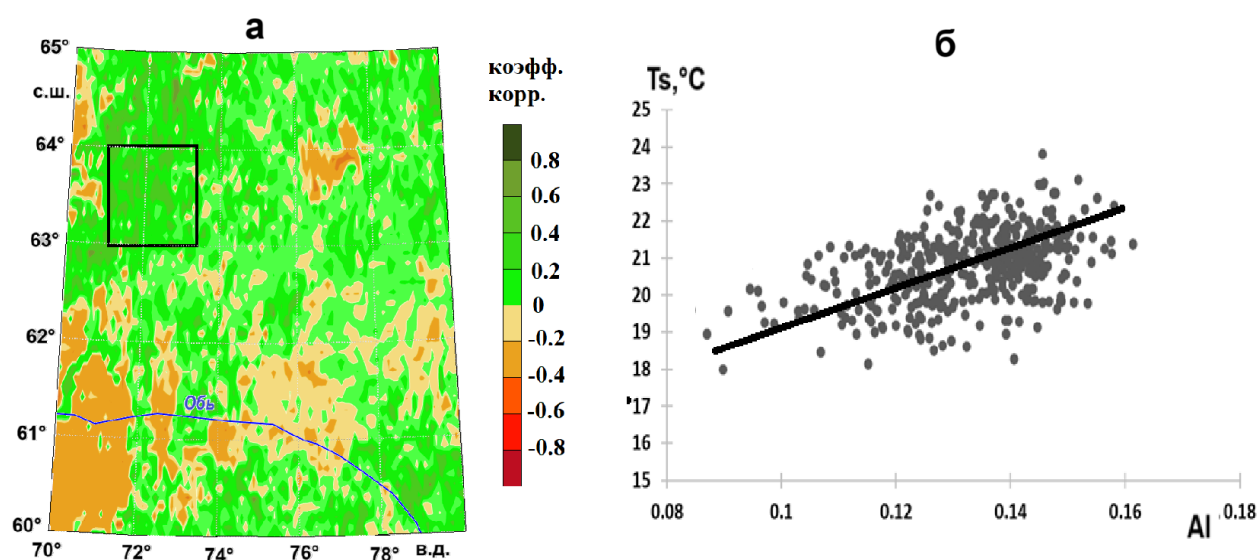


Рис. 7.5. Пример эвапотранспирационного типа терморегуляции поверхности в августе 2020 в бореальной зоне Западной Сибири: а) корреляция альbedo поверхности и радиационной температуры, б) зависимость альbedo и радиационной температуры в выделенном квадрате 63–64° с.ш., 71–72° в.д.

В суббореальной зоне подход к выявлению ареалов деградированной растительности основан на концепции климатического опустынивания с обратными связями между альbedo и осадками (Золотокрылин, 2003; Charney et al., 1977). В рамках этой модели деградация поверхности поддерживается положительной обратной связью: рост альbedo вызывает снижение

поглощённой радиации и радиационной температуры, что приводит к ослаблению конвекции и сокращению осадков и, как результат, дальнейшей деградации растительности и росту альбедо.

Анализ корреляционной зависимости в суббореальной зоне между Al и T_s служит эффективным инструментом для картирования и диагностики очагов («островов») опустынивания (Титкова, Золотокрылин, 2022) (рис. 7.6). В засушливых регионах, таких как полупустыни Прикаспийской низменности, устойчиво доминирует радиационный механизм терморегуляции поверхности.

Ярким примером являются ландшафты центральной части Калмыкии, где величина коэффициента корреляции $Al - T_s$ находится в диапазоне от -0.2 до -0.4 (рис. 7.7). Это визуально подтверждается однородным и обширным полем отрицательных значений на картах пространственного распределения. Здесь разреженный или деградированный растительный покров теряет способность к активной транспирации. В результате основная часть поглощённой солнечной радиации расходуется на уходящий явный тепловой поток.

Таким образом, территории в суббореальной зоне с устойчивой отрицательной корреляцией $Al - T_s$ представляют собой ландшафтные комплексы, находящиеся в состоянии экологического напряжения. Они характеризуются высоким риском развития и интенсификации процессов опустынивания, который достигает максимума к концу летнего сезона. В этот период кумулятивный эффект дефицита влаги и температурного стресса критически ослабляет экосистему, усиливая радиационный механизм и закрепляя её в состоянии, благоприятном для деградации.

В итоге внутри одной зоны могут сосуществовать оба механизма терморегуляции поверхности, а устойчивая отрицательная связь $Al - T_s$ служит универсальным спутниковым индикатором уязвимых, деградирующих территорий или потенциальных очагов опустынивания.

Суббореальная зона



Рис. 7.6. Типы поверхности суббореальной зоны: степь и сухая степь с очагами опустынивания.

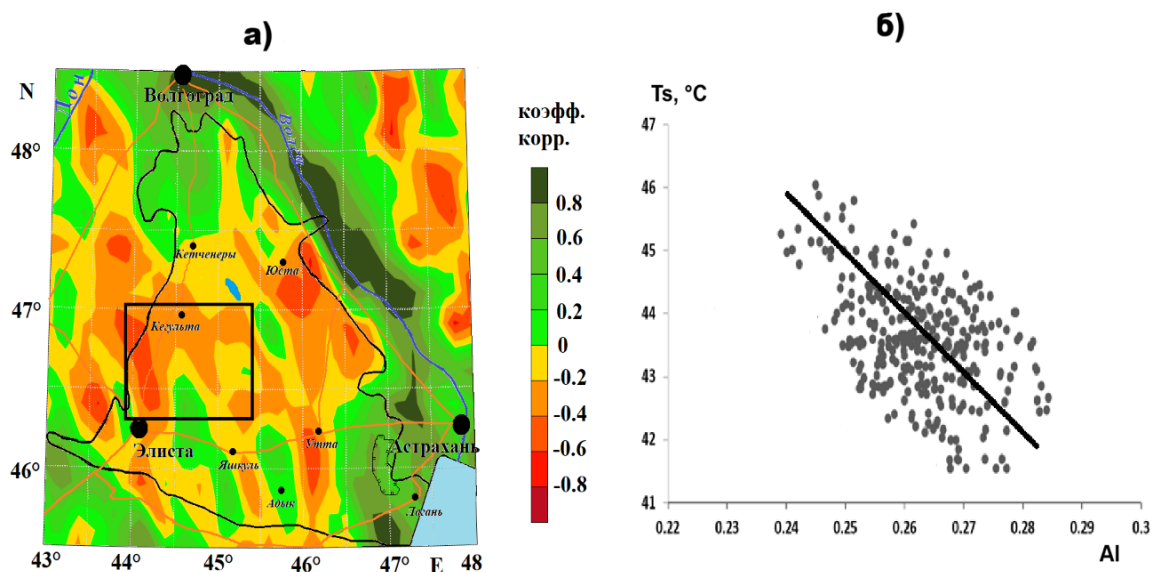


Рис. 7.7. Пример радиационного типа терморегуляции поверхности в августе 2020 г. в Калмыкии: а) корреляция альбедо и температуры поверхности, б) зависимость альбедо и температуры поверхности в выделенном квадрате 46.5–47° с.ш., 44–45.5° в.д.

7.3. Летние изменения типа терморегуляции поверхности

Рассмотрим изменение механизма терморегуляции подстилающей поверхности в суббореальной, бореальной и субарктической зонах в течение тёплого сезона.

7.3.1. Субарктическая зона

В северной бореальной и субарктической зонах Средней Сибири потепление климата оказывает непосредственное влияние на механизмы регуляции радиационной температуры. Повышение T_v ведёт к смещению баланса – от радиационного к эвапотранспирационному механизму терморегуляции поверхности. Эта тенденция наиболее выражена в июне, о чём свидетельствует сильная положительная корреляция между температурой воздуха и долей территории с эвапотранспирационным режимом (коэффициент корреляции достигает 0.7) (рис. 7.8 III). В последующие летние месяцы данная зависимость ослабевает: в июле её сила снижается до 0.4, а в августе – до 0.2.

Данный процесс тесно связан с динамикой растительного покрова (рис. 7.9). В зоне тундры и горной тайги наблюдается значимый рост вегетационного индекса (NDVI) в июне в период с 2000 по 2024 гг. (до 10% за месяц), что является прямым следствием потепления и удлинения вегетационного периода (см. главу 3). В июле, при достижении температурного оптимума (4–12 °C) и условиях избыточного увлажнения, растительность находится в фазе максимального развития, и дальнейший прирост биомассы статистически незначим (Третий..., 2022). Примечательно, что на фоне стабилизации температур в июле и августе в тундре и лесотундре начинают появляться локальные участки с признаками деградации фитомассы.

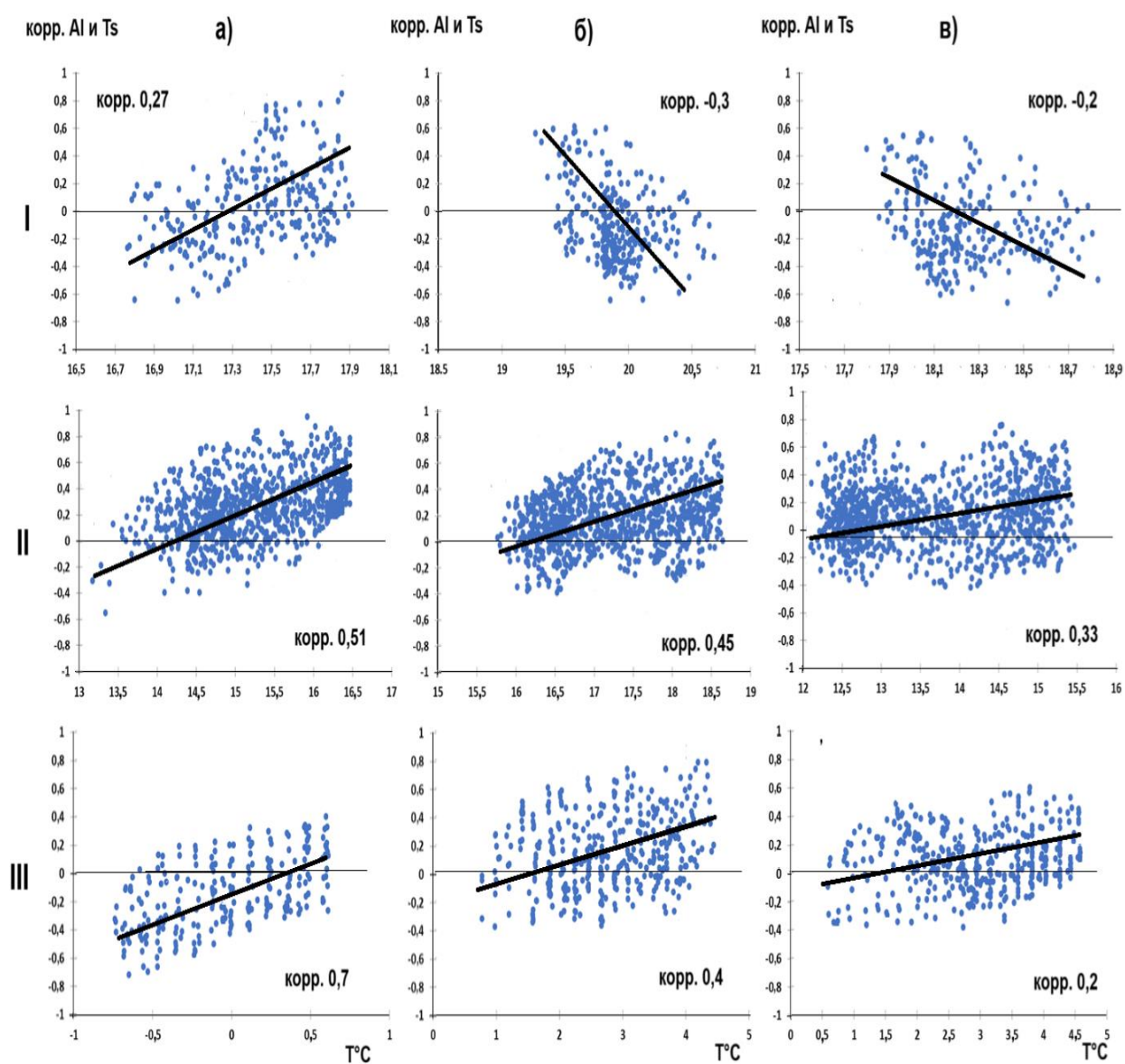


Рис. 7.8. Связь температуры воздуха (T) с типом терморегуляции поверхности (корреляция Al и T_s), 2000–2020 гг.: а) июнь, б) июль, в) август; в районах: юг ЕТР (I), юг Средней Сибири (II), север Средней Сибири (III).

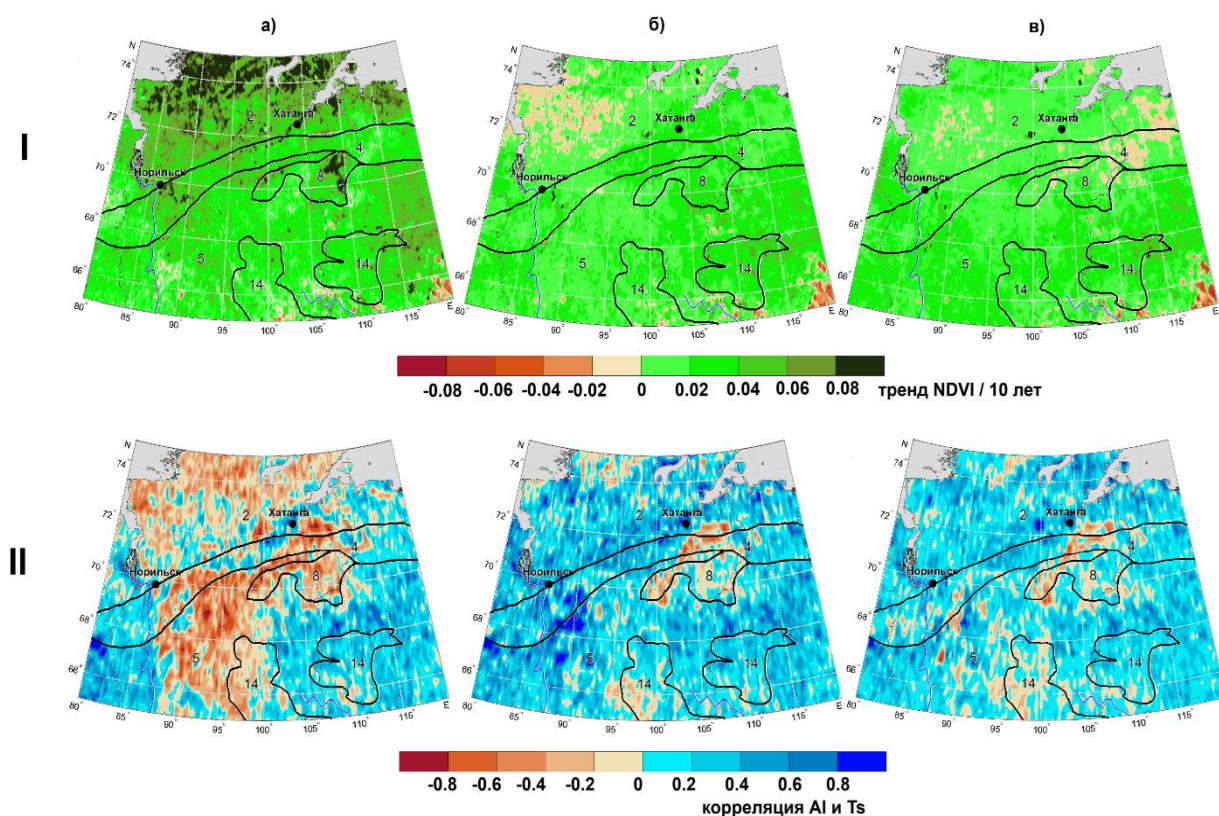


Рис. 7.9. Изменение свойств поверхности севера Средней Сибири за 2000–2024 гг., I – тренд NDVI, II – корреляция AI и Ts: а) июнь, б) июль, в) август (данные MODIS). Цифрами отмечены природные зоны: 2 – тундра, 4 – лесотундра, 5 – северная тайга, 8 – горная тайга, 14 – низкогорные бореальные.

Пространственная картина распределения механизмов терморегуляции также имеет сезонную специфику. В июне, когда растительный покров в тундрах и северной тайге ещё недостаточно развит, радиационный механизм с его характерной отрицательной корреляцией AI – Ts доминирует на обширных каменистых и горных поверхностях, занимая около 40% исследованной территории. Однако с 2000 по 2024 гг. наблюдается устойчивая тенденция к сокращению таких участков со скоростью 2.5% за десятилетие (табл. 7.1), что служит индикатором постепенного «озеленения» территории.

В июле и августе ареал радиационного регулирования резко сокращается, сохраняясь лишь в горных районах тайги и лесотундры. Здесь он стабильно занимает 20–25% площади, и его распространённость практически

не меняется с начала века, что указывает на устойчивость территории к текущим климатическим изменениям.

Таким образом, в субарктической зоне Средней Сибири на обширных каменистых и горных территориях по-прежнему доминирует радиационный механизм терморегуляции поверхности, маркируемый отрицательной корреляцией Al и Ts . Однако современное потепление, наиболее эффективно проявляющееся в первой половине тёплого сезона, инициирует постепенное смещение баланса в сторону эвапотранспирационного механизма за счёт стимуляции роста растительного покрова. В середине и конце лета экосистема стабилизируется, и радиационный режим сохраняет устойчивость.

Таблица 7.1. Площадь (%) с радиационным типом терморегуляции поверхности (корреляция Al и $Ts < -0.2$) в природных зонах, 2000–2024 гг.

природная зона	район	среднее	стандартное отклонение	тренд/10 лет
июнь				
субарктическая	III Север Средней Сибири	39.1	4.6	–2.4
бореальная	II Юг Средней Сибири	23.6	1.5	–0.3
суббореальная	I Юг ЕТР	18.2	1.5	–0.1
июль				
субарктическая	III Север Средней Сибири	20.7	1.4	–0.2
бореальная	II Юг Средней Сибири	23.1	1.5	0.6
суббореальная	I Юг ЕТР	17.6	2.3	0.3
август				
субарктическая	III Север Средней Сибири	24.3	2.4	–0.3
бореальная	II Юг Средней Сибири	26	1.3	0.5
суббореальная	I Юг ЕТР	18	2.5	0.5

Полужирным выделены значимые тренды: положительные – красным, отрицательные – зелёным. Тенденции: положительные – розовым, отрицательные – светло-зелёным.

7.3.2. Бореальная зона

В бореальной зоне преобладает эвапотранспирационный тип терморегуляции поверхности, обусловленный обилием растительности. Повышение температуры воздуха усиливает этот механизм, снижается альбедо на фоне положительных трендов NDVI, что ведёт к росту эвапотранспирации и последующему понижению радиационной температуры поверхности (Forzieri et al., 2017).

На примере юга Средней Сибири (подзоны южной и горной тайги) видно, что корреляция между этими параметрами максимальна в июне (коэффициент до 0.55) и несколько снижается во второй половине вегетационного сезона (до 0.33) (рис. 7.8 II). При этом изменение фитомассы в целом статистически незначимо (рис. 7.10). В летние месяцы на этих территориях наблюдаются мозаичные участки деградации растительности, отчасти связанные с потеплением климата и учащением лесных пожаров, что особенно характерно для XXI века (Барталев и др., 2015; Елисеев, Васильева, 2020; Шерстюков, 2021).

На открытых участках горной тайги отмечаются зоны радиационного типа регулирования температуры поверхности, занимающие немногим более 20% площади региона (стандартное отклонение ~ 1.5%; табл. 7.1). Динамика за период 2000–2024 гг. показывает, что в июне на фоне повышения T_v и пика вегетации площадь территорий с радиационным регулированием незначительно сократилась. Однако в июле и августе дальнейший рост T_v привёл к значимому мозаичному увеличению таких зон на 0.5–0.6% за десятилетие в обеих подзонах.

Таким образом, в бореальной зоне повышение T_v усиливает эвапотранспирационный механизм регулирования температуры поверхности. Однако на юге Средней Сибири летнее потепление и учащение пожаров привело к мозаичному росту площади с радиационным типом терморегуляции в подзонах южной и горной тайги.

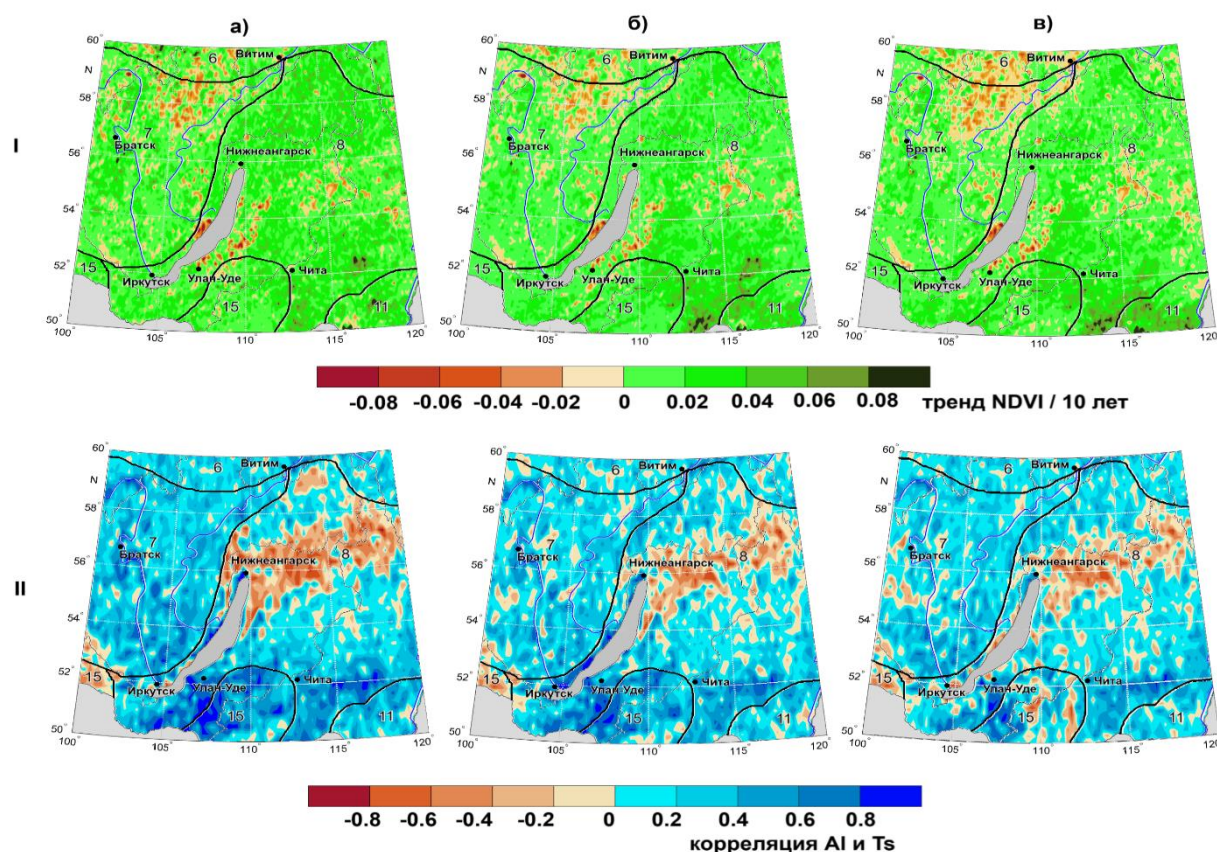


Рис. 7.10. Изменение свойств поверхности на южной части Средней Сибири за 2000–2024 гг.: I – тренд NDVI, II – корреляция AI и Ts: а) июнь, б) июль, в) август (данные MODIS). Цифрами отмечены природные зоны: 6 – средняя тайга, 7 – южная тайга, 8 – горная тайга, 11 – степь, 15 – горные ландшафты.

7.3.3. Суббореальная зона

Летнее потепление в суббореальной зоне ЕТР оказывает значительное влияние на состояние растительности (см. главу 6). В июне снижение вегетационного индекса наблюдается в сухостепной и полупустынной зонах, а к июлю и августу этот процесс распространяется и на степную зону.

Зависимость типа терморегуляции поверхности от температуры воздуха в летние месяцы для юга ЕТР представлена на рисунке 7.8 I. В начале вегетационного периода повышение температуры способствует активному развитию растительности и увеличению её проективного покрытия, особенно

в степной зоне. Это усиливает эвапотранспирационный механизм, что подтверждается положительным коэффициентом корреляции (0.27). Однако в июле и августе накопленный эффект высоких температур начинает негативно влиять на вегетационный индекс и состояние поверхности. Формируется обратная связь, и корреляция становится отрицательной (−0.3) (рис. 7.8 I б, рис. 7.11 I).

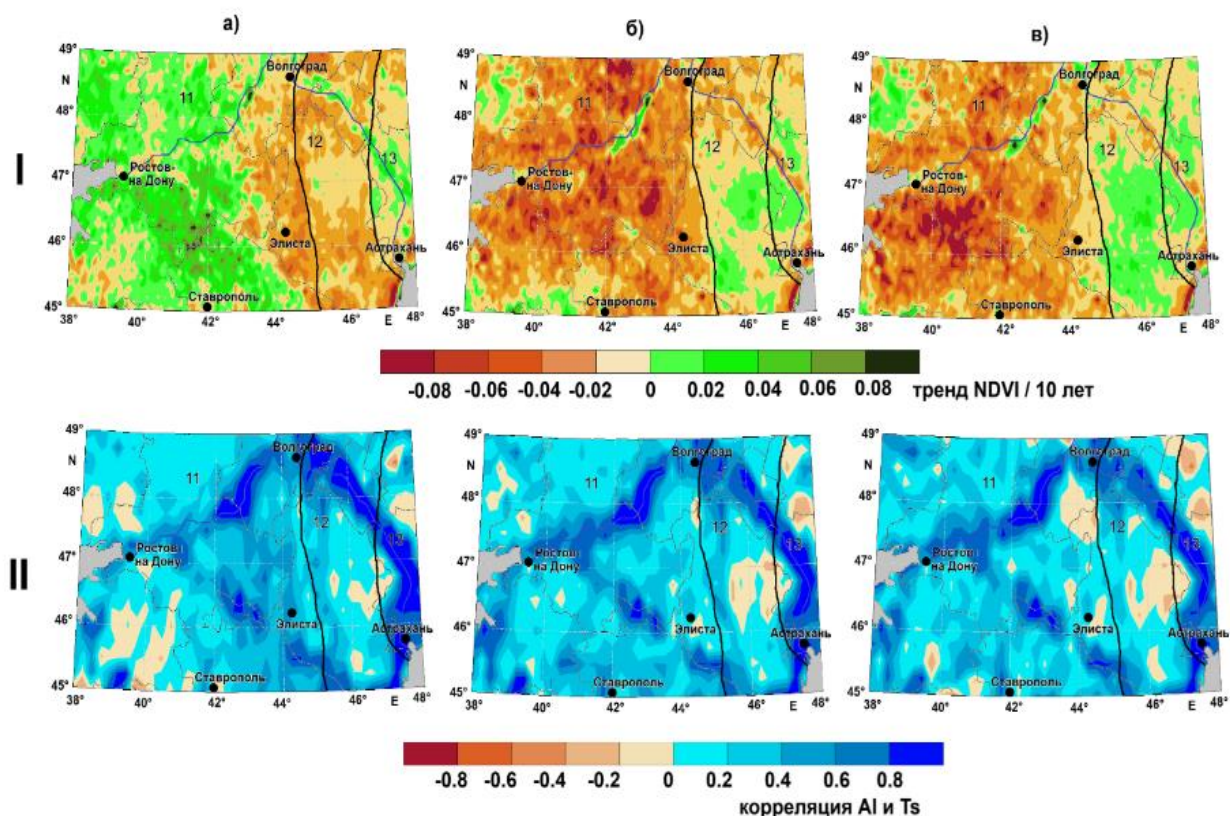


Рис. 7.11. Изменение свойств поверхности на юге ЕТР за 2000–2024 гг., I – тренд NDVI, II – корреляция AI и Ts: а) июнь, б) июль, в) август (данные MODIS). Цифрами отмечены природные зоны: 11 – степь, 12 – южная степь, 13 – полупустыня, 14 – низкогорные бореальные, 15 – горные ландшафты.

Ландшафты с радиационным механизмом на юге ЕТР приурочены преимущественно к полупустыням Прикаспия и деградированным землям степной зоны (рис. 7.11 II). Здесь основная доля радиационного баланса расходуется на нагрев почвы и воздуха, формируя значительные потоки

явного тепла в атмосферу (Титкова, Золотокрылин, 2023а). Это приводит к возникновению устойчивых очагов иссушения на нарушенных территориях.

Наиболее выраженный очаг опустынивания, активно развивающийся в тёплый период, сформировался в начале XXI века на границе Калмыкии и Астраханской области в пределах полупустынных ландшафтов. Менее масштабные очаги отмечаются также в степной зоне Краснодарского и Ставропольского краёв. В среднем за летний период такие земли занимают около 20% площади региона. При этом стандартное отклонение возрастает от 1.5% в июне до 2.5% в августе (табл. 7.1). Тренды площади опустынивания на фоне деградации фитомассы за 2000–2024 гг. являются статистически незначимыми и колеблются в пределах 0.1–0.3% за десятилетие.

Таким образом, усиление летнего потепления в суббореальной зоне юга ЕТР способствует деградации растительного покрова. Хотя наблюдаемый тренд увеличения очагов опустынивания статистически незначим на протяжении всего тёплого сезона 2000–2024 гг., это не исключает их резкого расширения в экстремально засушливые годы (Титкова, Золотокрылин, 2022б).

7.4. Выводы к главе 7

В главе 7 представлен подход к объективному выявлению оголённых и деградированных ареалов земной поверхности на основе спутникового мониторинга подстилающей поверхности, который вытекает из анализа формулы для T_s , уравнения теплового баланса деятельного слоя (см. главу 1, формула 5). Он основан на выявлении радиационного механизма терморегуляции поверхности (отрицательная корреляция между альбедо поверхности и радиационной температурой) на фоне доминирующего в природных зонах эвапотранспирационного механизма. Изменение терморегуляции поверхности в значительной степени опосредовано рельефом

и локальными природными условиями. Тем не менее, выявленные процессы служат дополнительным индикатором эволюции ландшафтов в условиях глобального изменения климата.

В субарктической зоне тундры и горной тайги рост температуры воздуха и связанное с ним увеличение фитомассы может приводить к сокращению площадей с радиационным типом терморегуляции поверхности.

В бореальной зоне повышение температуры воздуха может приводить к распространению участков с радиационным типом терморегуляции поверхности вследствие возникновения неблагоприятных климатических условий.

В суббореальной зоне потепление климата способствует расширению территорий с радиационным типом терморегуляции поверхности, формируя новые очаги деградации.

Таким образом, ареалы с радиационным типом терморегуляции выделяются по обратной связи между альбедо и радиационной температурой и служат индикаторами деградации поверхности вследствие климатических флуктуаций и антропогенной нагрузки.

Предложенный и теоретически обоснованный метод выявления ареалов с деградированной растительностью природного и антропогенного происхождения создаёт объективный инструмент для выявления и оценки динамики очагов деградации поверхности.

Результаты исследований, представленные в главе 7, отражены в работах: Титкова, Золотокрылин, 2025; Титкова и др., 2022 (б); Золотокрылин, Титкова, 2011 (а), (б).

ГЛАВА 8. ПЕРЕХОДНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ ЗОНЫ И ИХ ДИНАМИКА

8.1. Введение

Переходные климатические зоны (transitional climate zones TCZ) характеризуются значительными градиентами ключевых климатических параметров, таких как температура и влажность. Исследования показывают их высокую чувствительность к глобальным климатическим изменениям (Krajick, 2018; Lin, 2017). При этом граница, чётко выраженная по одному показателю на определённом масштабе, может становиться размытой при переходе к другому иерархическому уровню (Johnston, 1992).

В пределах переходной климатической зоны на относительно коротких расстояниях происходят качественные изменения ландшафта, которые в физической географии идентифицируются как ландшафтные рубежи (Величко, 2002; Коломыц, 1987; Титкова, 2003; Myers-Smith, Hik, 2018; Pastick, 2019). Одним из ключевых индикаторов для выделения таких зон служит контрастность растительного покрова (Золотокрылин и др., 2005, 2020; Титкова, Виноградова, 2019; Callaghan et al., 2011; Lin, 2017). Это свойство является важным дополнением к климатическим данным.

На севере ЕТР и в Западной Сибири, где увлажнение достаточное или избыточное, главным индикатором переходной климатической зоны выступает температура (Лавриненко, 2013; Титкова, 2003; Титкова, Золотокрылин, 2021б; Шиятов и др., 2005). Формирование этой зоны связано с положением восточно-европейской ветви климатологического Арктического фронта, разделяющего арктические и умеренные воздушные массы над равнинами России. Её проявление в ландшафтах отражается, в частности, в пространственных вариациях вегетационного индекса и эвапотранспирации, которые коррелируют с биопродуктивностью экосистем и их тепло-влагообеспеченностью (Титкова, Виноградова, 2019; Lin, 2017).

Другая выраженная переходная климатическая зона с максимальными зональными градиентами температуры и годовых осадков выделяется на юге ЕТР в сухостепной зоне Волго-Уральского междуречья и Северного Прикаспия (Титкова, 2003). Её формирование обусловлено локализацией восточно-европейской ветви климатологического Полярного фронта, который в сезон вегетации разделяет умеренные и тропические воздушные массы. Этот фронт определяет зональное распределение осадков и, как следствие, растительного покрова (Золотокрылин, Титкова, 2004, 2006, 2009; Михайлов и др., 2012). Данная переходная зона также ярко проявляется при анализе контрастности растительности по вегетационному индексу (Золотокрылин, Титкова, 2004).

В данной главе стоит задача выявить пространственно-временную изменчивость переходных климатических зон в тёплый период на равнинах России на основе контрастности климатических характеристик, тепло-влагообмена и свойств поверхности.

8.2. Переходная климатическая зона на севере ЕТР и Западной Сибири

8.2.1. Циркуляционные факторы и индикаторы

Выделим северную переходную климатическую зону по комплексу климатических параметров и свойств поверхности на основе градиентного анализа. Север ЕТР и Западной Сибири от тундровой до среднетаёжной зоны является территорией с избыточным увлажнением, где коэффициент увлажнения > 1 (рис. 8.1). В зоне локализации АФ тёплого периода прослеживаются области с повышенными горизонтальными градиентами коэффициента увлажнения. Осадки как высоко изменчивый параметр оказывают меньшее влияние на формирование ландшафтов, чем температура (Лавриненко, 2013; Титкова, Золотокрылин, 2016; Шиятов и др., 2005). Поэтому основным критерием для определения границ переходной климатической зоны в северном регионе выступает приземная температура.

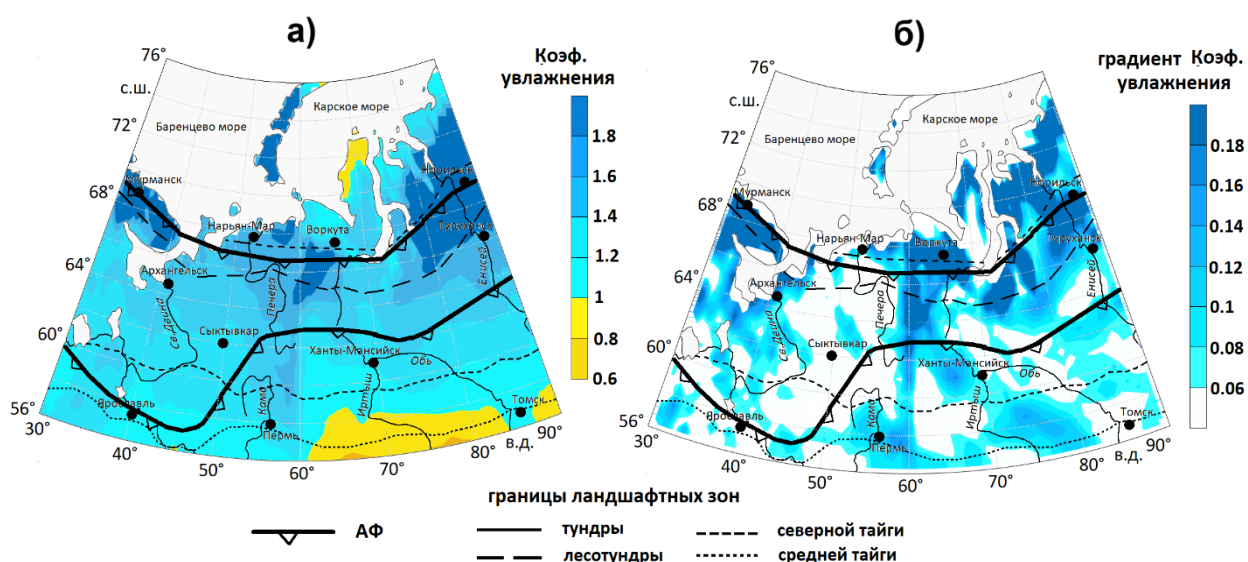


Рис. 8.1. Коэффициент увлажнения (а) и градиент коэффициента увлажнения (б), лето, 2000–2020 гг. (данные WATCH). Обозначено: положение главной и вторичной ветвей Арктического фронта тёплого периода и границы ландшафтных зон (см. рис. 8.2).

Пространственная структура северной переходной зоны отчётливо проявляется в контрастности растительного покрова, оцениваемой по вегетационному индексу NDVI (Титкова, Виноградова, 2019). Важным дополнительным показателем является эвапотранспирация, интегрирующая влияние тепла и влаги на состояние подстилающей поверхности и растительности.

На рис. 8.1 б и 8.2 показаны средние значения и поля максимальных градиентов климатических параметров в зоне летнего АФ. Зоны максимальных градиентов по рассмотренным индикаторам не формируют сплошной зональной полосы, а представлены несколькими разрозненными областями. Это объясняется значительной сезонной и межгодовой изменчивостью положения АФ, который смещается в пределах широтного коридора шириной до 5° (Титкова и др., 2014; Черенкова и др., 2014).

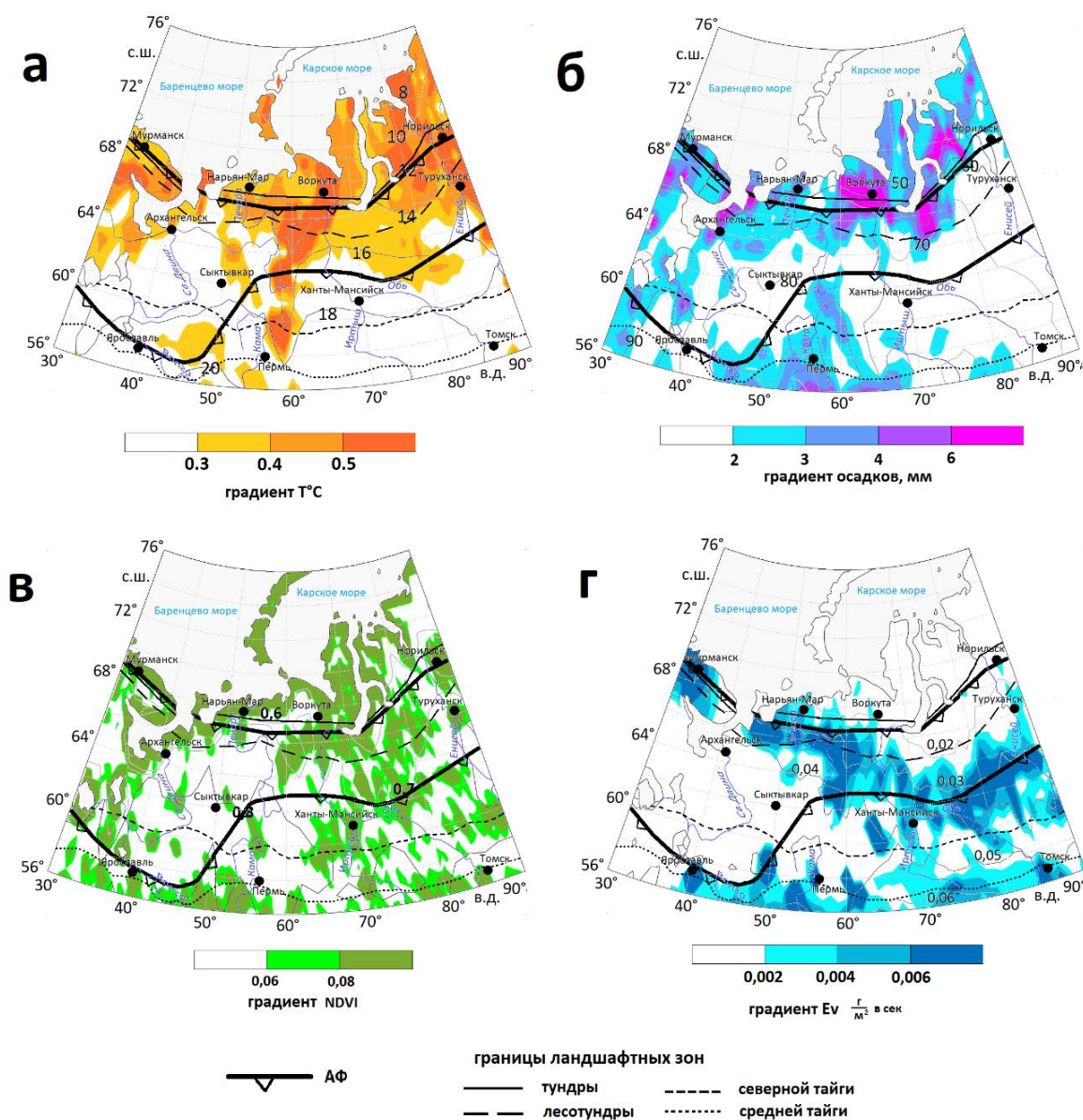


Рис. 8.2. Поля максимальных градиентов параметров, июль, 2000–2020 гг.: а) приземной температуры воздуха, б) осадков (данные WATCH), в) NDVI (данные MODIS), г) эвапотранспирации (данные MERRA-2). Обозначено: 1 – положение главной и вторичной ветви летнего Арктического фронта; границы ландшафтных зон: 2 – тундры, 3 – лесотундры, 4 – северной тайги, 5 – средней тайги.

Градиенты температуры, осадков и коэффициента увлажнения наиболее выражены в полосе прохождения АФ над лесотундровыми ландшафтами, где их контрастность усиливается влиянием береговой линии арктических морей.

Градиенты NDVI и коэффициента увлажнения приурочены не только к лесотундре (зоне АФ), но и к северотаёжным ландшафтам, для которых характерна повышенная повторяемость циклонов.

На ЕТР положение фронта лучше всего соответствует зоне максимальных градиентов эвапотранспирации, тогда как в Западной Сибири максимумы градиентов эвапотранспирации и коэффициента увлажнения смещены в район наиболее частой траектории циклонов.

Таким образом, на макрорегиональном уровне на территории ЕТР и Западной Сибири переходные климатические зоны не могут быть описаны единым индикатором. Для их картирования необходим комплексный подход, где на разных участках ведущая роль может принадлежать разным, взаимодополняющим параметрам.

8.3.2. Зонально-климатический рубеж на севере ЕТР

Ключевые участки переходной климатической зоны на севере России были выявлены по наличию хорошо выраженных и статистически значимых градиентов климатических параметров, тепло-влагообмена и вегетационного индекса.

Одним из таких участков является северо-восток ЕТР – Большеземельская тундра, объединяющая тундровые, лесотундровые и северотаёжные ландшафты. Эта территория отличается однородным рельефом и находится в зоне влияния главной ветви Арктического фронта. Проявление АФ здесь наиболее отчётливо выражено повышенными градиентами приземной температуры и максимумами среднесезонного модуля адвекции тепла (Черенкова и др., 2014).

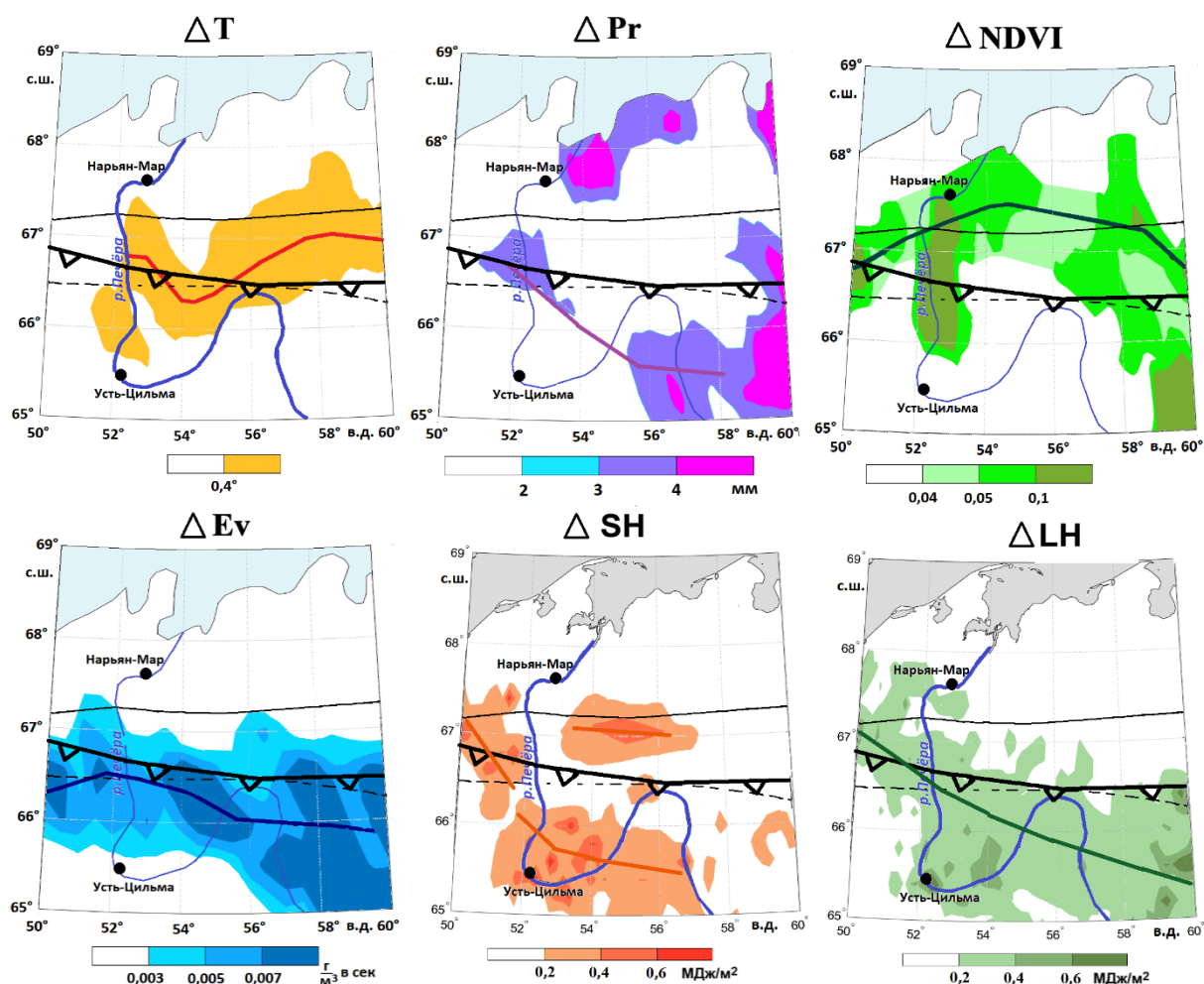


Рис. 8.3. Поля градиентов параметров на северо-востоке ЕТР (цвет), июль, 2000–2020 гг.: ΔT – температуры воздуха, °C; ΔPr – осадков, мм (данные WATCH); $\Delta NDVI$ – вегетационного индекса (данные MODIS); ΔEv – эвапотранспирации, г/м³ в сек (данные MERRA-2); ΔSH – потока явного тепла, МДж/м²; ΔLH – потока скрытого тепла, МДж/м² (данные ERA5-Land). Проведена условная срединная линия градиентов параметров и генерализованная линия главной ветви Арктического фронта.

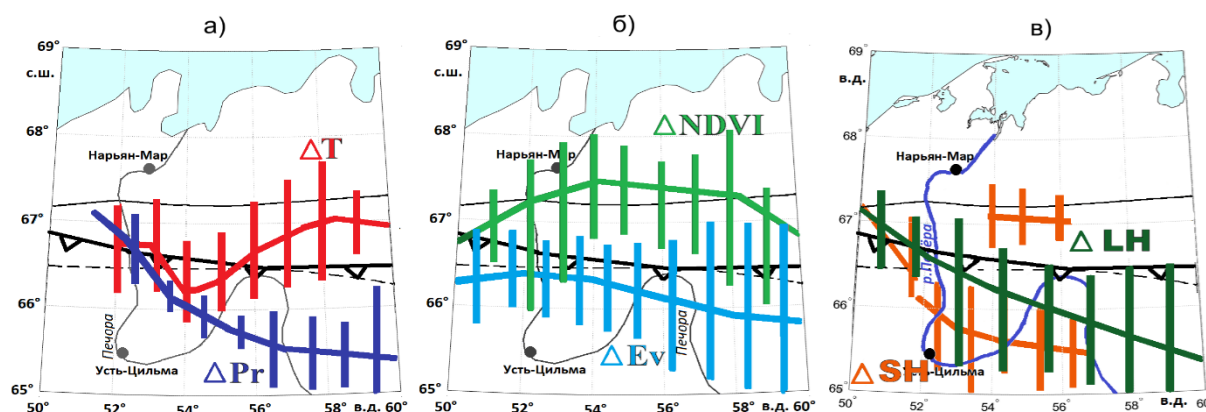


Рис. 8.4. Зонально-климатический рубеж на северо-востоке ЕТР. Схематично показаны линии максимальных градиентов с их доверительными интервалами, июль, 2000–2020 гг.: а) температуры ΔT , °C (красным), осадков ΔPr , мм (синий), б) $\Delta NDVI$ (зелёным), эвапотранспирации ΔEv , г/м³ в сек (голубой), в) турбулентного потока явного тепла ΔSH , МДж/м² (оранжевым), скрытого тепла ΔLH , МДж/м² (зелёным). Проведена генерализованная линия главной ветви Арктического фронта.

Анализ пространственного распределения параметров, отражающих зонально-климатический рубеж, показал, что *градиенты температуры воздуха* (> 0.4 °C на 0.5° широты) максимальны в пределах лесотундровой зоны (рис. 8.3). *Градиенты осадков* имеют размытую структуру, формируя две обособленные области к северу и югу от оси главной ветви АФ. *Градиенты вегетационного индекса* локализуются в основном на границе тундры и лесотундры. Они фиксируются в виде отдельных фрагментов, усиливающихся на определённых участках (значения > 0.05 на 0.5° широты, что составляет 10–15% от фоновой величины NDVI в регионе). *Градиенты эвапотранспирации* (> 0.25 л/м² в сутки на 0.5° широты) наиболее выражены на рубеже северной тайги и лесотундры – в зоне наиболее резкого изменения биопродуктивности экосистем. Градиенты турбулентных *потоков явного тепла*, также как и осадки, формируют две области в северной лесотундре и северной тайге. Градиенты турбулентных *потоков скрытого тепла* значительно возрастают на севере северотаёжной зоны.

Таким образом, на основе совокупности линий максимальных градиентов была построена комплексная схема (рис. 8.4, 8.5 а), интегрирующая максимальную контрастность климатических показателей, тепло-влагообеспеченности и отражательных свойств подстилающей поверхности в инфракрасном и видимом спектрах. Эта схема подтверждает существование полновесного природно-зонального климатического рубежа в пределах южной тундры, лесотундры и северной границы тайги, совпадая с районом влияния главной ветви АФ.

Для детального анализа пространственной структуры переходной зоны рассмотрим распределение максимальных градиентов ключевых параметров вдоль долготного профиля 55° в.д., пересекающего северо-восток ЕТР (рис. 8.5 б; табл. 8.1). Результаты показывают, что все основные градиенты концентрируются в узкой широтной полосе $65.5\text{--}67^{\circ}$ с.ш., что указывает на высокую пространственную сопряжённость процессов.

При этом каждый параметр достигает пика контрастности на своей конкретной широте, образуя своеобразный «слоёный» климатический рубеж: Тв и NDVI демонстрируют максимум градиентов на 67° с.ш. Это совпадает с наиболее резкой сменой термического режима и, как следствие, типа растительности. SH и Ev достигает наибольших широтных изменений чуть южнее – на 66.5° с.ш., что маркирует зону наиболее интенсивного перехода в режиме теплообмена подстилающей поверхности. Градиенты турбулентных потоков скрытого тепла и осадков возрастают южнее на 66° с.ш., что связано с зоной наиболее частого прохождения фронтальных разделов и центров циклонов.

В итоге выделяется комплексный климатический рубеж на северо-востоке ЕТР, сформированный последовательностью максимумов градиентов параметров: от осадков и влагообмена на юге (66° с.ш.) через эвапотранспирацию (66.5° с.ш.) и теплообмена к температуре и NDVI на

севере (67° с.ш.) этой полосы. Эта переходная климатическая зона имеет ширину порядка 2° по широте и пространственно соответствует районам южной тундры, лесотундры и северной границы тайги.

Такая последовательная, но немного смещённая локализация пиков градиентов не противоречит представлению о единой переходной зоне, а напротив, отражает её внутреннюю сложность. Она демонстрирует, как компоненты климатической системы (атмосферная циркуляция, радиационный баланс, растительный покров) формируют единый, многослойный природный рубеж.

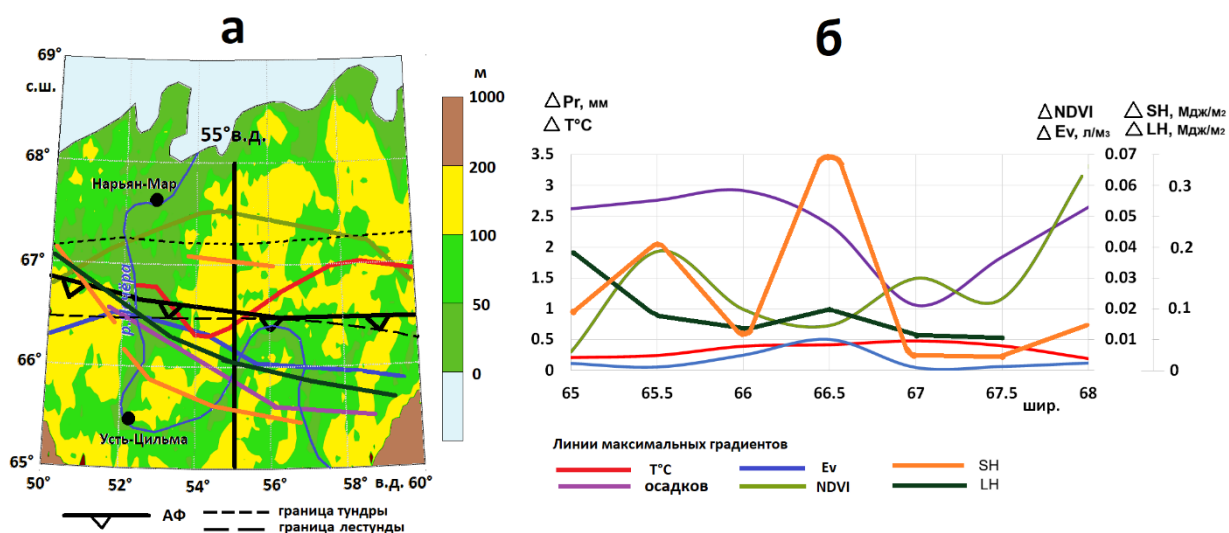


Рис. 8.5. Генерализованные линии максимальных градиентов температуры воздуха ΔT , $^\circ\text{C}$; осадков ΔPr , мм; вегетационного индекса $\Delta NDVI$; эвапотранспирации ΔEv , г/м^3 в сек; потока явного тепла ΔSH , МДж/м^2 ; потока скрытого тепла ΔLH , МДж/м^2 в районе климатического рубежа на северо-востоке ЕТР, июль, 2000–2020 гг.: а) на карте рельефа местности, б) широтные градиенты параметров на профиле 55° в.д. Проведена генерализованная линия главной ветви Арктического фронта.

Таблица 8.1. Широтные градиенты параметров на профиле 55° (ЕТР) и 80° в.д. (Западная Сибирь).

широ- та	Т, °С	осад- ки, мм	NDVI	Ev, л/м ³ в сут.	SH, МДж/ м ²	LH, МДж/ м ²	широ- та	Т, °С	осад- ки, мм	NDVI	Ev, л/м ³ в сут.	SH, МДж/ м ²	LH, МДж/ м ²
55° в.д.							80° в.д.						
68°	0.2	2.6	0.07	0.17	0.1	0.15	64°	0.2	0.7	0.01	0.42	0.21	0.42
67.5°	0.4	1.8	0.02	0.08	0.02	0.11	63.5°	0.3	0.7	0.06	0.51	0.08	0.18
67°	0.5	1.1	0.03	0.08	0.02	0.12	63°	0.4	1.7	0.17	0.59	0.34	0.56
66.5°	0.4	2.4	0.01	0.85	0.39	0.2	62.5°	0.5	1.2	0.08	0.76	0.67	0.61
66°	0.4	3	0.02	0.42	0.06	0.18	62°	0.4	1	0.06	0.25	0.32	0.52
65.5°	0.3	2.8	0.04	0.08	0.20	0.19	61.5°	0.3	0.4	0.08	0.75	0.69	0.70
65°	0.2	2.6	0.01	0.17	0.12	0.22	61°	0.2	0.5	0.05	0	0.81	0.84

Жёлтым цветом выделены значимые градиенты с вероятностью 95% по критерию Стьюдента.

Если рассматривать размещение максимальных градиентов ключевых параметров в среднем по десятилетиям, то выявляется важная закономерность: пространственное положение климатического рубежа на северо-востоке ЕТР носит квазистационарный характер (рис. 8.6). Это означает, что для градиентов Тв, NDVI и Ev, SH, LH оси максимальных контрастов сохраняются на одном и том же широтном интервале, демонстрируя высокую устойчивость во времени. Напротив, поле максимальных градиентов атмосферных осадков проявляет заметную междекадную изменчивость, смещаясь севернее или южнее своей средней позиции.

Помимо пространственной устойчивости важным свойством является изменчивость интенсивности самих градиентов. Их величины непостоянны и напрямую зависят от фоновых климатических условий конкретного периода. В более контрастные по температуре и влажности годы градиенты могут усиливаться, а в более однородные – ослабевать. Однако степень этой изменчивости различается для разных индикаторов.

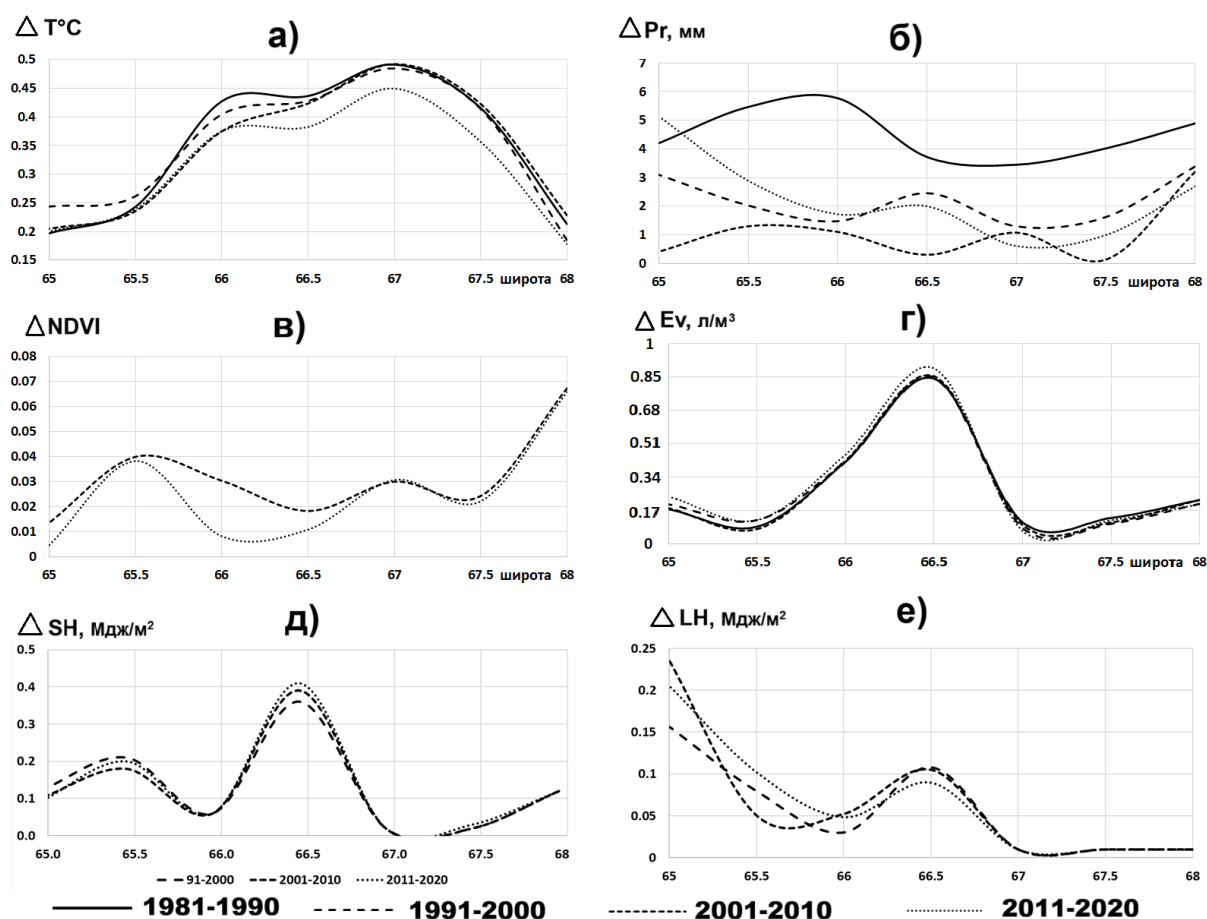


Рис. 8.6. Изменение широтных градиентов климатических параметров на северо-востоке ЕТР по меридиану 55° в.д. в десятилетия 1981–1990, 1991–2000, 2001–2010, 2011–2020 гг. на 0.5° широты: а) температуры ΔT , $^\circ\text{C}$, б) осадков ΔPr , мм (данные WATCH), в) вегетационного индекса $\Delta NDVI$ (данные MODIS), г) эвапотранспирации ΔEv , г/м^3 в сек (данные MERRA-2), д) потока явного тепла ΔSH , МДж/м^2 , е) потока скрытого тепла ΔLH , МДж/м^2 (данные ERA5-Land).

Наиболее стабильными и надёжными индикаторами климатического рубежа на севере ЕТР являются параметры, связанные с подстилающей поверхностью: $\Delta NDVI$, ΔEv и ΔSH , ΔLH . Стабильность параметров $\Delta NDVI$ и ΔEv обусловлена тем, что они являются интегральными характеристиками, отражающими долгосрочный отклик растительного покрова на комплекс тепло-влагообеспеченности. В частности, колебания интенсивности градиента эвапотранспирации на всём протяжении широтного профиля крайне

незначительны. Эта стабильность контрастирует с более высокой пространственно-временной изменчивостью градиентов непосредственно атмосферных параметров – осадков ΔPr и в несколько меньшей степени ΔT_v .

Таким образом, градиенты параметров $\Delta NDVI$, ΔE_v , ΔSH , ΔLH не только чётко маркируют положение зонального климатического рубежа, но и делают это с большей временной надёжностью, что подтверждает их ключевую роль в мониторинге и диагностике подобных переходных зон в условиях меняющегося климата.

8.2.3. Зонально-климатический рубеж средней тайги Западной Сибири

Рассмотрим ещё один ключевой участок переходной климатической зоны в средней тайге Западной Сибири в области повышенной повторяемости центров циклонов на вторичной ветви Арктического фронта (рис. 8.7).

Анализ пространственного распределения градиентов ключевых параметров выявил чёткую, но специфическую структуру переходной климатической зоны севера Западной Сибири. Температурный рубеж достаточно локализован. Он фиксируется в виде чёткой полосы повышенных градиентов температуры ($> 0.4^\circ\text{C}$ на 0.5° широты) в секторе между 80 и 83° в.д., приблизительно на широте 62° с.ш. Это указывает на зону наиболее интенсивной меридиональной смены термического режима. В отличие от севера ЕТР, здесь поле значимых градиентов атмосферных осадков практически не выражено. Данный факт свидетельствует о том, что распределение осадков в данном регионе более однородно, и их изменения пространственно не совпадают с температурным рубежом.

Переходная область чётко и непрерывно маркируется характеристиками подстилающей поверхности. Зона максимальных градиентов $NDVI$ и E_v протягивается сплошной полосой между долинами рек Обь и Енисей, местами заметно усиливаясь на отдельных участках. Хорошо выраженное поле повышенной контрастности потоков явного и скрытого тепла смещено на 0.5°

широты к югу от повышенных градиентов NDVI и Ev. Это подтверждает, что комплексный отклик растительности и баланса тепло-влагообмена экосистем является более чувствительным и интегрирующим индикатором зоны перехода, чем отдельные атмосферные параметры.

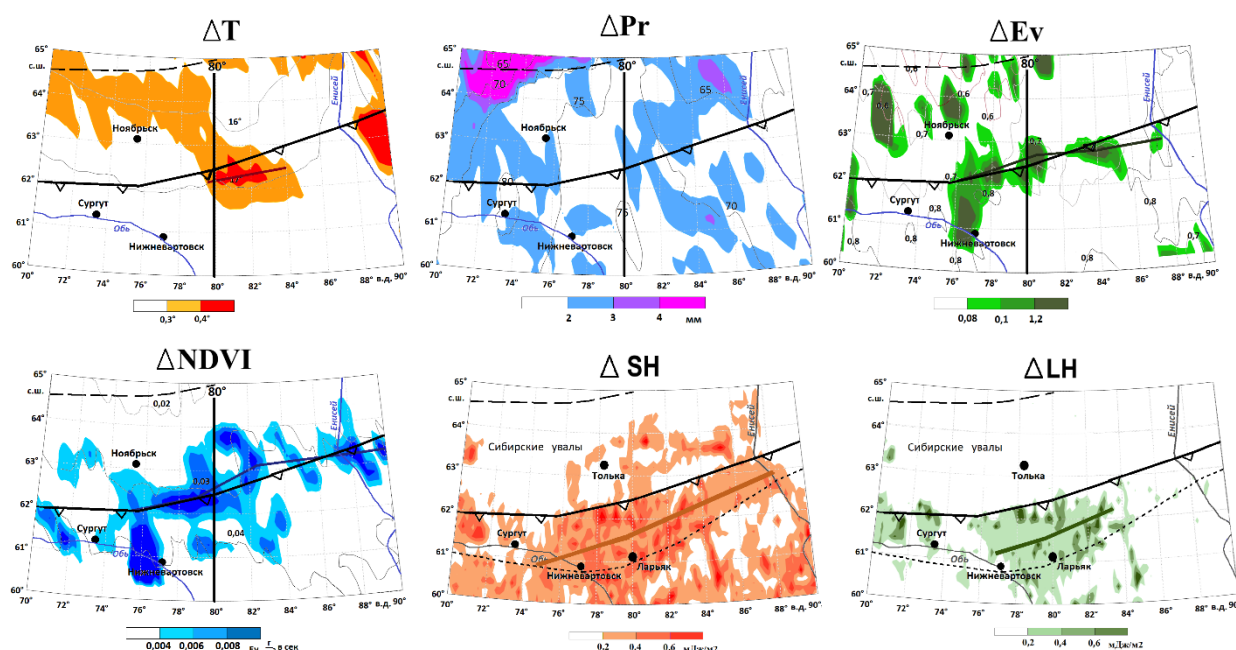


Рис. 8.7. Средние значения (изолинии) и поля (цвет) максимальных градиентов параметров в среднетаёжной зоне Западной Сибири, июль 2000–2020 гг.: температуры воздуха ΔT , °C; осадков ΔPr , мм (данные WATCH); вегетационный индекс $\Delta NDVI$ (данные MODIS); г) эвапотранспирации ΔEv , г/м³ в сек (данные MERRA-2); потока явного тепла ΔSH , МДж/м²; потока скрытого тепла ΔLH , МДж/м² (данные ERA5-Land). Схематично проведена средняя линия градиентов параметров и генерализованная линия вторичной ветви Арктического фронта.

В результате в Западной Сибири переходная климатическая зона проявляется не столько в виде резкого климатического разрыва, сколько в виде ландшафтно-экологического экотона. Её положение и целостность наиболее надёжно устанавливаются по контрастности процессов тепло-влагообмена (ΔSH , ΔLH , ΔEv) и спутниковым индикаторам состояния растительного покрова ($\Delta NDVI$), которые формируют сплошной широтный рубеж, тогда как

классические климатические параметры или не выявлены (градиенты осадков), или дают локализованный сигнал (градиенты температуры).

Структура и пространственная организация переходной климатической зоны в Западной Сибири визуализированы на комплексной схеме (рис. 8.8, 8.9), которая интегрирует линии максимальных градиентов T_v , тепло-влагообмена и ключевых характеристик подстилающей поверхности NDVI и Ev. Эта схема наглядно демонстрирует, что зона представляет собой хорошо скомпонованную, целостную широтную полосу, протянувшуюся в меридиональном коридоре между долинами рек Обь и Енисей. Географическое положение этой полосы тесно связано с региональной атмосферной циркуляцией: она соответствует области повышенной повторяемости циклонов, перемещающихся вдоль вторичной ветви АФ, что выступает здесь основным фактором, формирующим контрасты в поле температуры и влажности, которые, в свою очередь, отражаются на состоянии растительного покрова.

Детальный анализ вдоль меридиана 80° в.д. позволяет точно локализовать ядро переходной зоны и выявить внутреннюю многослойную структуру климатического рубежа. На профиле последовательно проявляются максимумы широтных градиентов ΔT_v , ΔSH и ΔEv , которые достигают пика контрастности на широте 62.5° с.ш.; ΔLH и $\Delta NDVI$ – на широте 63° с.ш. (рис. 8.9 б, см. таблицу 8.1).

Такое небольшое (0.5°) широтное смещение пиков градиентов разных параметров указывает на слоистую структуру самого рубежа. Эвапотранспирация как процесс, напрямую зависящий от прихода тепла, меняется синхронно с температурой и потоками явного тепла. А растительный покров, являясь инерционной системой, интегрирует условия более длительного периода, что может объяснять его неполное пространственное совпадение с климатическими полями.

В итоге переходная климатическая зона в Западной Сибири представляет собой чётко выраженный широтный экотон в среднетаёжных ландшафтах в полосе 62–63° с.ш. Её формирование и положение напрямую обусловлены влиянием вторичной ветви АФ и связанной с ней циклонической активностью. Наиболее яркими и значимыми индикаторами этой зоны служат не разрозненные параметры, а совокупность областей максимальных градиентов температуры, тепло-влагообмена, эвапотранспирации и вегетационного индекса, что подтверждает необходимость комплексного подхода к выделению подобных природных рубежей.

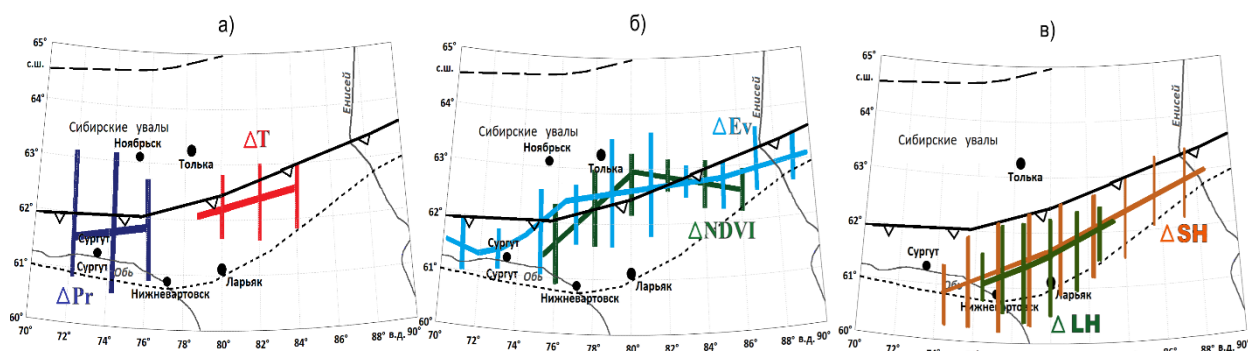


Рис. 8.8. Климатический рубеж средней тайги Западной Сибири. Схематично показаны линии максимальных градиентов с их доверительными интервалами, июль, 2000–2020 гг.: а) температуры ΔT , °С (красным), осадков ΔPr , мм (синий); б) $\Delta NDVI$ (зелёным), эвапотранспирации ΔEv , г/м³ в сек (голубой), в) турбулентного потока явного тепла ΔSH , МДж/м² (оранжевым), скрытого тепла ΔLH , МДж/м² (зелёным). Обозначения границ ландшафтных зон см. рис. 8.1. Проведена генерализованная линия вторичной ветви Арктического фронта.

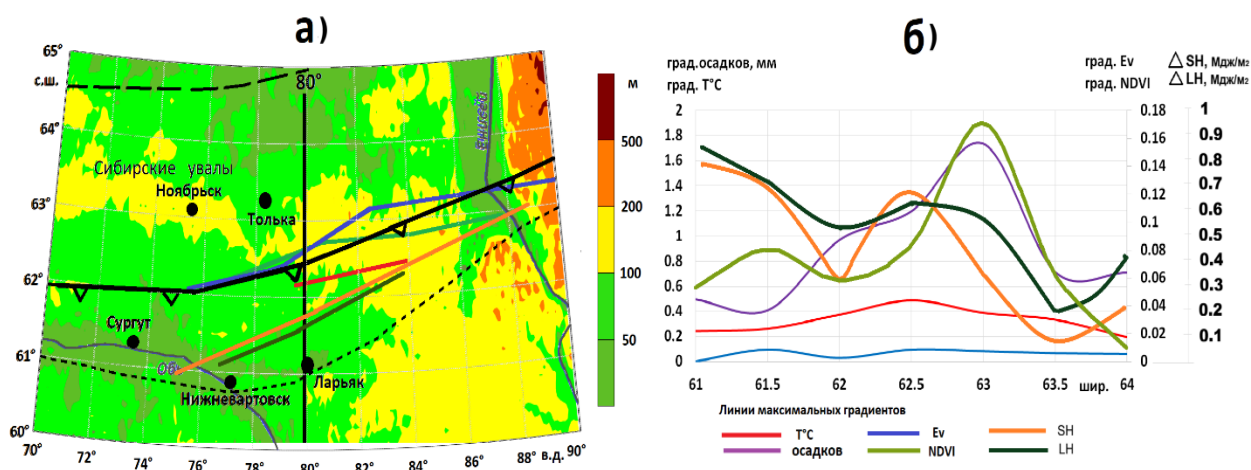


Рис. 8.9. Схематичные линии максимальных градиентов климатических параметров в районе климатического рубежа в средней тайге Западной Сибири на фоне рельефа (а); широтные градиенты параметров на профиле 80° в.д. (б), июль, 2000–2020 гг.

Анализ временной динамики переходной климатической зоны в Западной Сибири показывает дифференцированное поведение индикаторов при осреднении по десятилетиям (рис. 8.10). Наиболее стабильными в пространственном отношении являются параметры, непосредственно связанные с термодинамическим режимом и состоянием подстилающей поверхности: максимальные градиенты T_v , SH , LH , $NDVI$ и Ev демонстрируют высокую устойчивость положения, мало меняясь от одного десятилетия к другому. Эта пространственная квазистационарность позволяет рассматривать саму зону как устойчивый структурный элемент климатической системы региона.

Полоса максимальных градиентов осадков в Западной Сибири демонстрирует заметную междекадную изменчивость, смещаясь то к северу, то к югу. Это свидетельствует о том, что поле осадков формируется под влиянием комплекса факторов, которые могут изменяться независимо от положения термического рубежа.

При сравнении двух макрорегионов ЕТР и Западной Сибири выявляется важная региональная особенность. В Западной Сибири градиенты E_v оказываются более чувствительными к межгодовым и междекадным климатическим флуктуациям, чем на ЕТР. Это может быть связано с большей континентальностью климата и, как следствие, с более резкой реакцией процессов испарения и транспирации на изменения температурного режима и влагообеспеченности.

Важно отметить, что в зависимости от фоновых погодных условий значения самих максимальных градиентов могут существенно усиливаться или ослабевать. Наиболее показательным в этом отношении является поведение температурных градиентов. Их динамика напрямую подтверждается анализом инструментальных данных (табл. 8.2). Сравнение средних декадных T_v для метеостанций, расположенных по разные стороны от переходной зоны – ст. Толька к северу и ст. Ларьяк к югу (расположение станций см. рис. 8.9), выявляет периоды усиления контрастности. В частности, десятилетие 1991–2000 гг. характеризовалось максимальной разницей T_v между этими станциями, что отразилось в пиковых значениях широтных градиентов. Этот период соответствует фазе усиления меридиональной циркуляции, приведшим к обострению климатического рубежа.

В результате временная динамика переходной среднетаёжной зоны Западной Сибири определяется балансом двух тенденций: устойчивого широтного положения, задаваемого стабильными индикаторами градиентами приземной температуры воздуха ΔT_v , турбулентных потоков явного ΔSH и скрытого тепла ΔLH , вегетационного индекса $\Delta NDVI$, эвапотранспирации ΔE_v и изменчивости их интенсивности, модулируемой циркуляционными условиями конкретного периода.

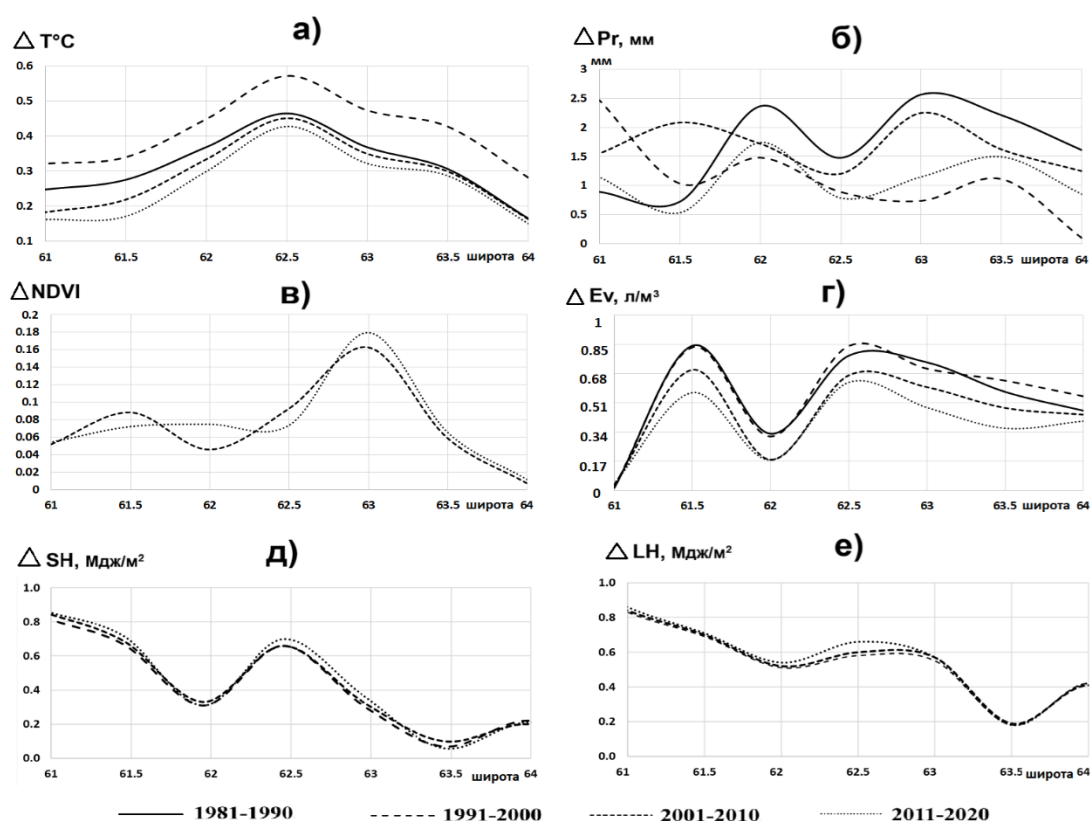


Рис. 8.10. Изменение широтных градиентов параметров на меридиане 80° в.д. в среднетаёжной зоне Западной Сибири по десятилетиям на 0.5° широты: а) температуры ΔT , б) осадков ΔPr (данные WATCH), в) $\Delta NDVI$ (данные MODIS), г) эвапотранспирации ΔEv (данные MERRA-2), д) потока явного тепла ΔSH , е) потока скрытого тепла ΔLH (данные ERA5-Land), июль, периоды: 1981–1990, 1991–2000, 2001–2010, 2011–2020 гг.

Таблица 8.2. Средняя температура воздуха T_v по десятилетиям на станциях севернее и южнее области локализации климатического рубежа в среднетаёжной зоне Западной Сибири (данные ВНИИГМИ-МЦД).

станция	широта	долгота	1981–1990	1991–2000	2001–2010	2011–2018
Толька	64.00°	82.03°	17.2	16.7	16.4	16.9
Ларьяк	61.06°	80.15°	18.3	18.4	17.9	18.1
ΔT_v°			1.1	1.7	1.1	1.7

8.3. Переходная климатическая зона юга ЕТР

8.3.1. Теоретические основы и индикаторы

Переходная климатическая зона на юге ЕТР в пределах степной зоны, как и предыдущие, исследуется с использованием комплекса климатических показателей и свойств поверхности. Её формирование имеет двойственную природу, обусловленную как крупномасштабными процессами атмосферной циркуляции, так и местными механизмами обратной связи.

Ключевой причиной возникновения климатического рубежа является региональная атмосферная циркуляция. Колебания её основных мод (АО, SCAND и EAWR) оказывают заметное влияние на климатическую изменчивость региона. Анализ характеристик циклонической активности в противоположные фазы этих мод в период активной вегетации демонстрирует существенные различия в режиме увлажнения (Бардин и др., 2015; Михайлов и др., 2012; Черенкова, 2018). Прямым следствием этого циркуляционного влияния является отклик растительного покрова: состояние фитомассы закономерно отражает особенности противоположных фаз циклонической активности (Золотокрылин, Виноградова, 2007; Золотокрылин и др., 2013, 2014).

Дополнительным фактором, способствующим формированию и поддержанию переходной климатической зоны на границе степи и пустыни (в полосе сухой степи), является механизм положительной обратной связи «растительность – осадки». Он опосредован влажностью почвы и альбедо подстилающей поверхности: увеличение проективного покрытия растительности может способствовать дополнительному увлажнению и дальнейшему развитию растительного покрова. В рамках этой модели возможна реализация «триггерного эффекта», объясняющего существование переходной полосы через наличие двух альтернативных устойчивых

состояний экосистемы – с высоким и низким покрытием растительности (Корзухин, Золотокрылин, 2018).

Таким образом, южная климатическая переходная зона представляет собой естественный экотон – полосу качественных изменений сухостепного ландшафта на относительно коротких расстояниях (рис. 8.11), формируемую сочетанием циркуляционных и биогеофизических механизмов.

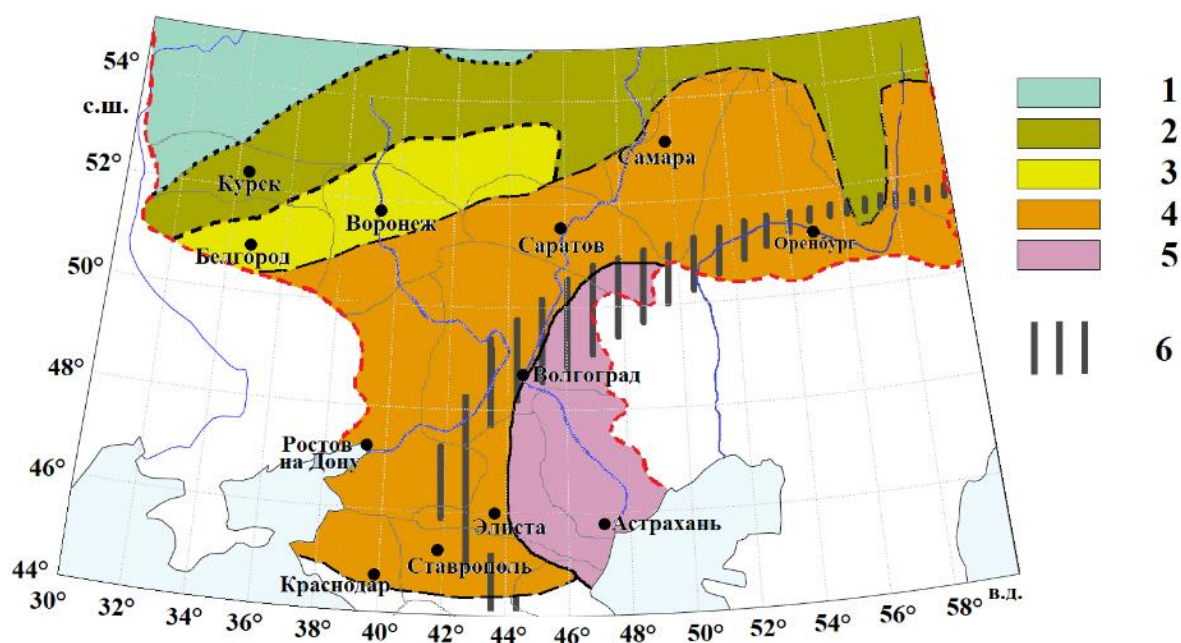


Рис. 8.11. Фрагмент ландшафтной карты юга Европейской части России (Исаченко, 2001) с южной климатической переходной зоной. Равнинные ландшафты: 1 – подтаёжные, 2 – широколиственно-лесные, 3 – лесостепные, 4 – степные типичные и сухостепные, 5 – полупустынные и пустынные; 6 – переходная климатическая зона (Титкова и др., 2020).

В зависимости от конкретных летних условий индикаторами южной переходной климатической зоны могут выступать повышенные градиенты температуры воздуха, осадков, турбулентного тепло-влагообмена, вегетационного индекса и влажности почвы. На территориях с дефицитом влаги, к которым относится степная зона, в качестве ведущего индикатора

климатического рубежа предпочтительнее использовать осадки (Ташилова, 2021; Титкова, Золотокрылин, 2022а; Черенкова, 2023).

Достоверность выделения переходной зоны подтверждается пространственным сопряжением максимумов климатических градиентов с границами ландшафтов согласно ландшафтно-экологическому районированию России. Так, максимальные изменения июльской T_v наблюдаются именно в переходных ландшафтах сухих степей (рис. 8.12 а). Области максимальных градиентов июльских осадков приурочены преимущественно к степной зоне, а также частично к сухостепным ландшафтам, совпадая с районами отрицательной дивергенции влагопереноса (рис. 8.12 б, 8.14).

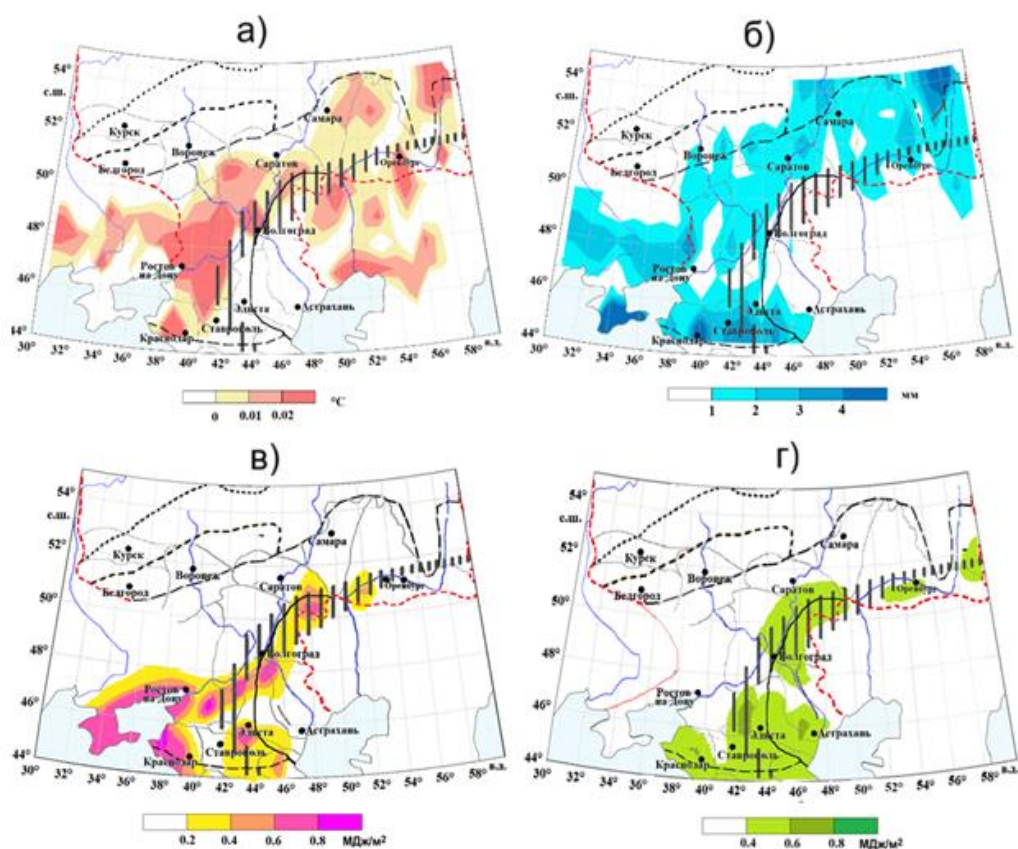


Рис. 8.12. Градиенты параметров, июль, 1991–2020 гг. (данные ERA5-Land): а) температуры ΔT , б) осадков ΔPr , в) явного тепла ΔSH , г) скрытого тепла ΔLH , с выделенной южной переходной климатической зоной. Обозначение равнинных ландшафтов см. рис. 8.11.

Это сопоставление демонстрирует, что выделенная по климатическим показателям переходная зона не является абстрактным конструктом, а имеет чёткое ландшафтное выражение, маркируя зону наиболее резкой смены условий увлажнения и режима тепло-влагообмена.

Для верификации положения и свойств южной переходной климатической зоны по данным дистанционного зондирования было оценено пространственное распределение вегетационного индекса (рис. 8.13). В качестве критерия использовались значимые июльские градиенты NDVI (> 0.02).

Указанные градиенты образуют сплошную, но внутренне контрастную полосу, отражающую резкие изменения в продуктивности растительного покрова. Эта полоса является интегральным откликом экосистем на совокупность климатических, гидрологических и почвенных условий региона.

Выявленная полоса повышенных градиентов NDVI демонстрирует высокую степень согласования с размещением подпровинций сухостепных ландшафтов, подтверждая ландшафтную обусловленность южной переходной климатической зоны. При этом наблюдается региональная специфика её положения относительно биоклиматической границы: в междуречье Дона и Волги и к востоку от Волги она локализуется южнее границы сухой субгумидной зоны, тогда как юго-западнее Волги находится внутри этой полосы.

Анализ сезонного хода показал, что полоса градиентов в мае и июне прослеживается лишь фрагментарно и полностью формируется к июлю, а в августе отмечается тенденция к её смещению к северу. Однако на многолетнем масштабе (при рассмотрении средних за 30-летние периоды) южная переходная климатическая зона проявляет свойства квазистационарного образования. Её пространственное положение оставалось устойчивым как в период 1936–1965 гг., так и в 1966–1995 гг., при этом контрастность климатических показателей, особенно атмосферных осадков, в

широтной полосе 49–50° с.ш. существенно возросла во второй период (Титкова, 2003).

Таким образом, южная переходная климатическая зона идентифицируется по полю градиентов NDVI, потоков явного и скрытого тепла, что подтверждает её объективное существование как ландшафтно-климатической экосистемы. Стабильность положения этой зоны во времени сочетается с изменчивостью её интенсивности (контрастности) в зависимости от фоновых погодных условий. Значения максимальных градиентов ключевых параметров, прежде всего осадков, могут существенно усиливаться или ослабевать.

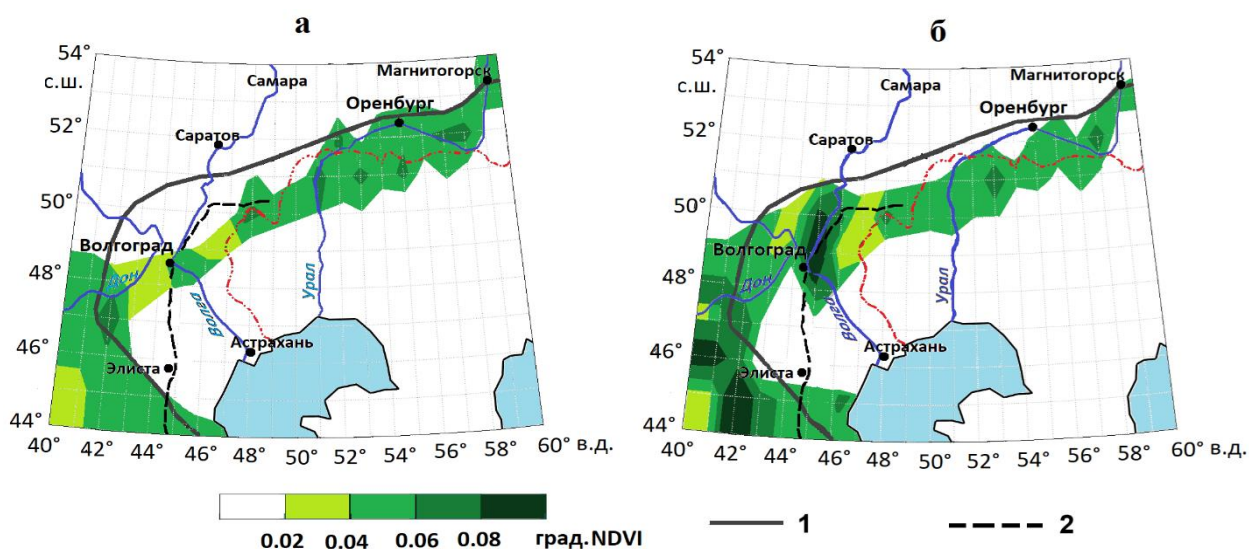


Рис. 8.13. Градиенты вегетационного индекса ΔNDVI больше 0.02 (значимые значения больше 0.04), июль: а) 1981–1999 гг. (данные AVHRR), б) 2000–2018 гг. (данные MODIS). Обозначения: 1 – линия южной границы субгумидной зоны по Пенману с индексом аридности 0.5 (Золотокрылин и др., 2018); 2 – граница сухостепных и полупустынных ландшафтов.

8.3.2. Климатические изменения южной переходной зоны ЕТР

В дополнение к пространственному градиентному анализу была исследована временная динамика климатических параметров в районе южной переходной климатической зоны России за последние десятилетия. Сравнение периодов 1991–2020 гг. и 1961–1990 гг. проводилось на фоне выраженного летнего потепления (до $0.8\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ за 1976–2010 гг.) и отрицательной тенденции летних осадков на юге ЕТР (Второй..., 2014; Ташилова, 2021; Черенкова, 2023). Эти процессы ведут к росту испаряемости и снижению влагозапасов почвы (Доклад о климатических рисках..., 2020).

Ключевым выявленным процессом стало изменение поля дивергенции влагопереноса (рис. 8.14). В период 1991–2020 гг. в степных и лесостепных ландшафтах отмечается усиление дивергенции влаги, указывающее на ослабление поступления влаги. При этом на юге степной зоны, в сухих степях Волгоградской и Оренбургской областей, произошло наиболее резкое ослабление дивергенции влаги вплоть до перехода к отрицательным значениям. Это свидетельствует о значительном ослаблении притока влаги с воздушными массами в самой переходной зоне юга ЕТР, что стало важным циркуляционным фактором её современной трансформации.

Региональная перестройка потоков влаги привела к неоднородным изменениям климатических параметров. Потепление в июле в период 1991–2020 гг. было наиболее интенсивным в западной части ЕТР. К востоку его влияние затрагивало степные и лесостепные районы с постепенным затуханием (см. главу 3). В самой переходной климатической зоне и к югу от неё, на границе сухостепных и полупустынных ландшафтов, комплексное снижение влагообеспеченности привело к повышению риска засух.

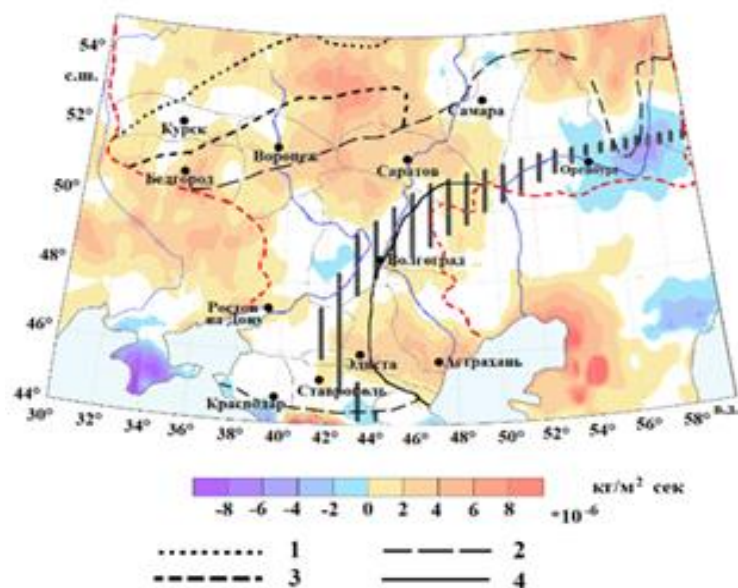


Рис. 8.14. Изменение средней проинтегрированной дивергенция влаги, кг/м^2 в сек, (1991–2020) – (1961–1990), июль (данные ERA5). Условные обозначения см. рис. 8.1 и рис. 8.12.

Изменения в атмосферных процессах нашли прямое отражение в состоянии подстилающей поверхности. Эвапотранспирация, ключевой индикатор тепло- и влагообеспеченности экосистем, значительно увеличилась в западной части степной зоны и в переходных сухостепных ландшафтах (рис. 8.15). Этот тренд согласуется с динамикой NDVI, наиболее заметное снижение которого зафиксировано в Оренбургской области и на востоке Ростовской области. Влажность почвы верхнего (0–7 см) и среднего (7–25 см) горизонтов, критически важная для растительности, в наибольшей степени детерминировалась ростом температуры. К северу от переходной климатической зоны, в степных, лесостепных и лесных ландшафтах, наблюдается значимое иссушение обоих слоёв почвы. К югу от зоны изменения влагосодержания статистически незначимы (рис. 8.16).

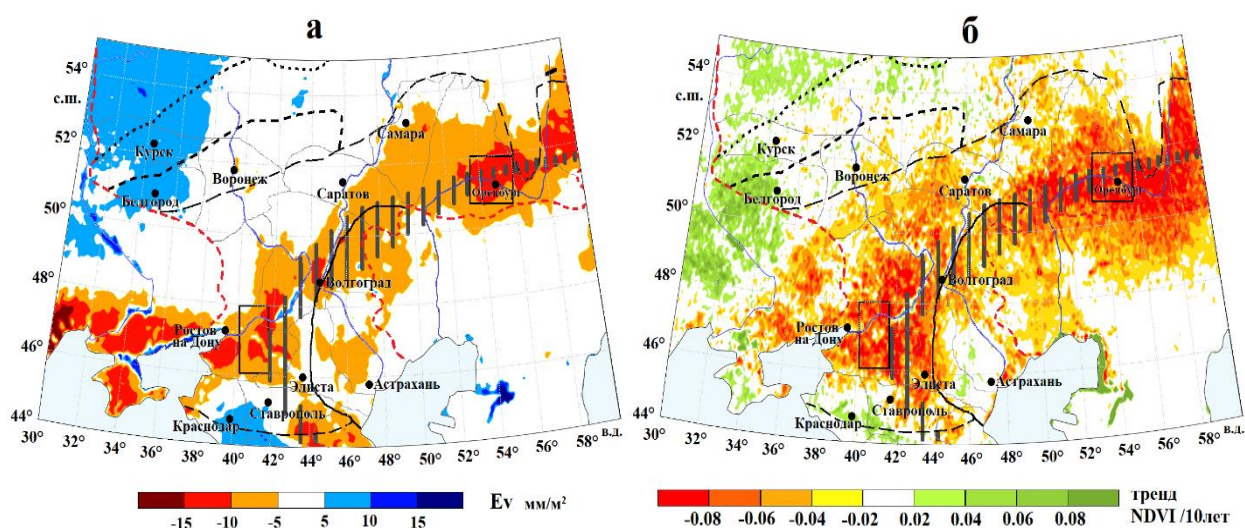


Рис. 8.15. Значимое изменение эвапотранспирации E_v (1991–2020) – (1961–1990), мм/м^2 (данные ERA5) (а), значимый тренд NDVI (данные MODIS) (2000–2020) (б), июль. Квадратами показаны районы наибольших изменений.

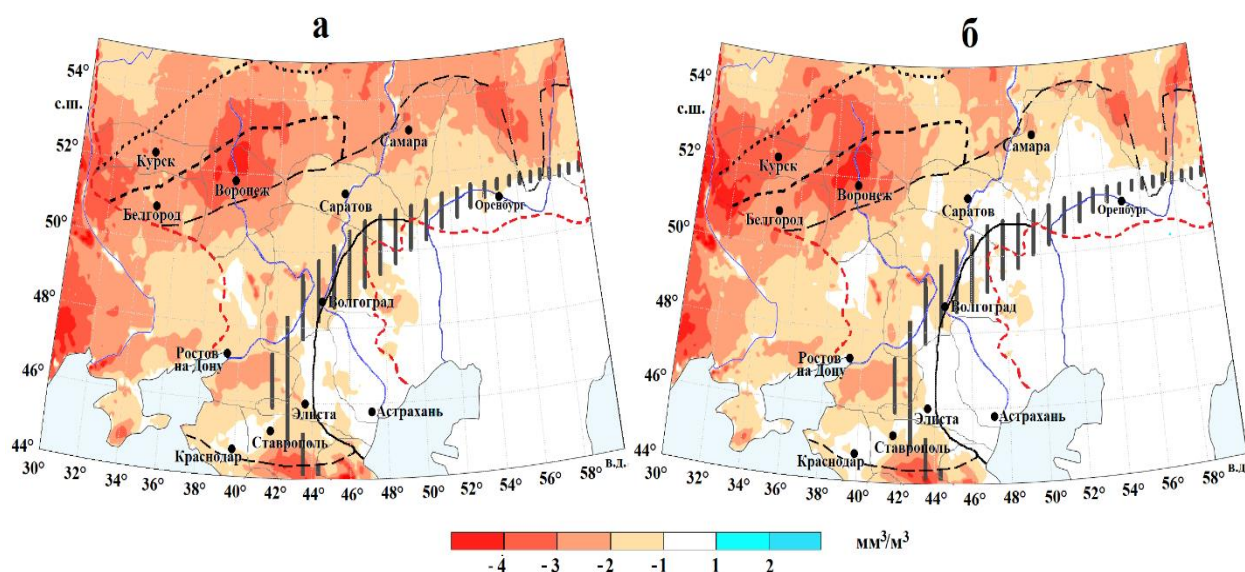


Рис. 8.16. Значимые изменения влажности почвы (S_w) в горизонте 0–7 см (а) и 7–28 см (б), (1991–2020) – (1961–1990), июль, $\text{мм}^3/\text{м}^3$ (данные ERA5).

Проведённый анализ выявил значимые изменения динамики климата в районе южной переходной зоны ЕТР в период 1991–2020 гг. по сравнению с базовым периодом 1961–1990 гг. Ключевым процессом стала перестройка влагопереноса, выразившаяся в усилении дивергенции влаги (ослаблении

влагопоступления) в степных ландшафтах и формировании зоны отрицательной дивергенции (усиленного конвергентного влагопритока) в сухостепных ландшафтах переходной зоны. Это привело к контрастным трендам увлажнения: увеличению осадков в подтаёжных и широколиственно-лесных ландшафтах на севере региона и усилению аридизации к югу от степной зоны в сухостепных и полупустынных ландшафтах, где наблюдается снижение влагообеспеченности, рост засушливости и риска засух.

Климатические изменения вызвали чёткую дифференциацию в состоянии экосистем. В степных ландшафтах и в самой переходной зоне усилились горизонтальные температурные градиенты. Данные по эвапотранспирации и вегетационному индексу подтверждают значительное иссушение и снижение продуктивности в сухостепных ландшафтах. Влажность почвы в наибольшей степени детерминировалась ростом температуры, что привело к иссушению почв к северу от переходной зоны.

Наиболее сильный отклик на современные климатические изменения проявился именно в сухостепных ландшафтах переходной климатической зоны. Эта зона утвердила свою роль активного климатического рубежа, где сфокусировано влияние изменений влагопереноса на параметры подстилающей поверхности. Формирование здесь в период 1991–2020 гг. устойчивой зоны конвергенции влаги является её отличительной чертой. Именно с этим процессом в 1990-х годах был связан временный рост осадков, стимулировавший процессы «остепнения» полупустынь и повышения продуктивности сухо-степей (Золотокрылин, Виноградова, 2007; Золотокрылин и др., 2014).

Указанные климатические тенденции на юге ЕТР в начале XXI века согласуются с крупномасштабными изменениями циркуляции: ослаблением зонального переноса в Атлантико-Европейском секторе, увеличением повторяемости блокирующих антициклонов на востоке Восточно-

Европейской равнины и повышенной частотой отрицательных фаз ведущих атмосферных мод АО и колебания EAWR (Черенкова и др., 2020).

Таким образом, южная переходная климатическая зона не только маркирует границу ландшафтов, но и выступает как чувствительный индикатор и ключевой регион современных климатических изменений.

8.3.3. Комплексная характеристика зонально-климатического рубежа в Оренбургской области

В качестве итогового примера, демонстрирующего эффективность комплексного подхода, рассмотрим детализированную структуру зонально-климатического рубежа на примере степной части Оренбургской области. Этот регион представляет собой модельную территорию для отработки методики интегрального районирования и выявления зон наиболее чувствительных к климатическим изменениям. Здесь переходные процессы выражены с высокой степенью контрастности, поскольку на коротком меридиональном расстоянии сменяются подзоны от сухих до умеренно-засушливых степей, каждая из которых имеет специфический водно-тепловой режим и характер землепользования, а также высокую степень антропогенной трансформации ландшафтов.

Результаты проведённого анализа показывают, что интегрированный климатический рубеж, выделенный по совокупности климатических индикаторов и свойств поверхности, имеет здесь чёткую пространственную привязку (рис. 8.17). Он локализуется к югу от г. Оренбурга, проходя в пределах ландшафтов распаханной разнотравно-ковыльной и типчаково-ковыльной степи. Именно здесь пересекаются изолинии среднегодовых температур, градиенты увлажнения и зональные смены почвенного покрова, что создаёт предпосылки для формирования выраженной экологической границы.

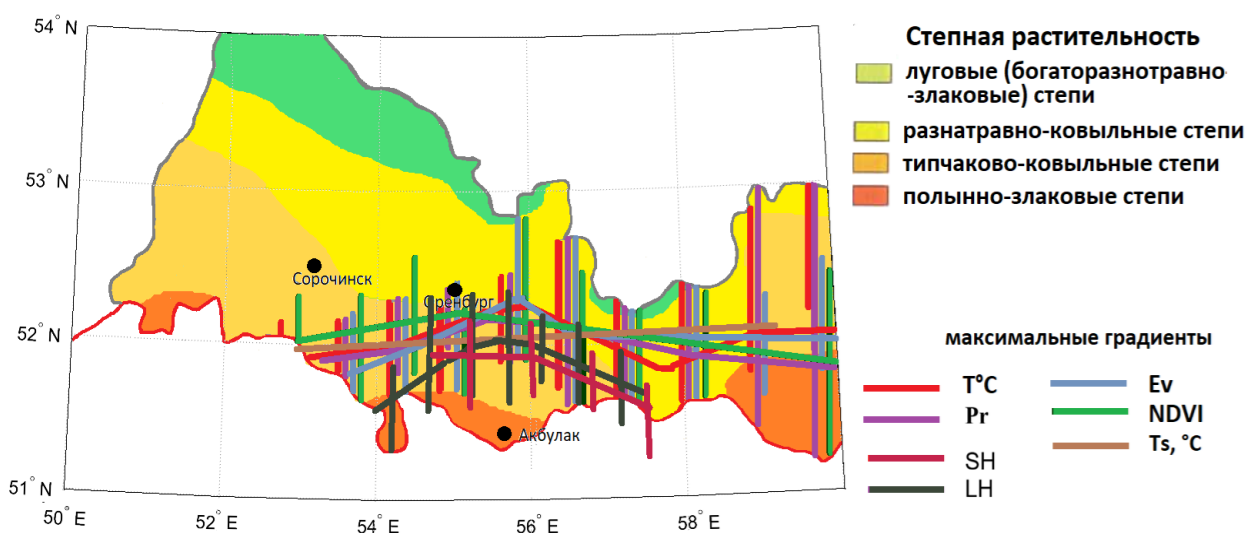


Рис. 8.17. Климатический рубеж в Оренбургской области. Схематично показаны линии максимальных градиентов параметров с их доверительными интервалами на карте растительности (Географический.... 1999), июль, 1981–2018 гг.

Формирование и положение этого рубежа обусловлено совокупностью нескольких пространственно совпадающих максимумов градиентов T_v , P_r , турбулентных потоков SH и LH и $NDVI$, которые в сумме фиксируют зону наибольшей климатической неоднородности. Рубеж совпадает с областями, где зафиксированы максимальные изменения между 1961–1990 гг. и 1991–2020 гг. интегральных показателей дивергенции влаги (индикатор перестройки атмосферной циркуляции и влагопереноса), эвапотранспирации (индикатор тепло- и влагообеспеченности экосистем), влажности верхнего слоя почвы (критический фактор для растительности и сельского хозяйства). Совпадение этих максимумов в пространстве свидетельствует о том, что рубеж не является статичной изолинией, а представляет собой зону сопряжённых климатических и биологических перестроек.

Таким образом, в Оренбургской области зонально-климатический рубеж является активной динамической границей, где климатические тренды и их экологические последствия проявляются с максимальной силой. Это выражается в ускоренном смещении фитоценозов, перестройке водного

баланса и учащении экстремальных засушливых явлений к югу от рубежа. Всё это делает его ключевым объектом для мониторинга и оценки климатических рисков в степной зоне, а также полигоном для верификации климатических моделей, прогнозирующих сдвиг природных зон в условиях продолжающегося потепления.

8.4. Вывод к главе 8

Глава 8 посвящена выделению и анализу пространственно-временной изменчивости переходных климатических зон на равнинах России, определяемых как зонально-климатические рубежи на основе максимумов градиентов климатических параметров, тепло-влагообмена и характеристик поверхности. Мониторинг этих зон выявил их сложную локальную структуру и динамику, а также позволил определить ключевые районы с наиболее контрастными показателями.

Для выделения переходных климатических зон достаточно одного-двух климатических индикаторов, которые могут меняться в зависимости от района. Наиболее стабильными и надёжными индикаторами являются горизонтальные градиенты вегетационного индекса и эвапотранспирации, а также турбулентного тепло-влагообмена.

На севере ЕТР и в Западной Сибири переходные климатические зоны формируются под влиянием ветвей АФ и отличаются квазистационарностью. Их положение маркируется полосой максимальных градиентов ΔT_v , ΔSH , ΔLH , ΔEv , $\Delta NDVI$, с изменением их интенсивности.

На северо-востоке ЕТР (Большеземельская тундра) климатический рубеж шириной $\sim 2^\circ$ связан с главной ветвью АФ и охватывает южную тундру, лесотундру и окраину северной тайги. В среднетаёжной зоне Западной Сибири климатический рубеж обусловлен вторичной ветвью АФ, чётко выражен по градиентам ΔSH , ΔLH , $\Delta NDVI$ и ΔEv между Обью и Енисеем.

На юге ЕТР ведущую роль играют градиенты осадков, а температурные градиенты информативны лишь локально в сухих степях. Критически важным индикатором служит градиент NDVI, чьи максимумы совпадают с максимумами осадков, что позволяет использовать его для оценки процессов аридизации и опустынивания. На примере Оренбургской области показано, что климатический рубеж определяется как максимумами градиентов ΔPr , ΔT_v и $\Delta NDVI$, так и зонами наибольших долгосрочных изменений ΔSH , ΔLH , ΔDM , ΔEv и ΔSw . Как и на севере, эта зона квазистационарна и демонстрирует динамику интенсивности градиентов.

Таким образом, наиболее стабильными индикаторами квазистационарных зонально-климатических рубежей (зон максимальной контрастности климатических характеристик) в Большеземельской тундре, в зоне средней тайги Западной Сибири и в сухостепной зоне ЕТР являются горизонтальные градиенты потоков явного и скрытого тепла, вегетационного индекса и эвапотранспирации, интенсивность которых модулируется климатическими условиями.

В результате впервые определена целостная картина пространственно-временной структуры зонально-климатических рубежей на основе контрастности климатических параметров теплого периода, тепло-влагообмена и характеристик поверхности, что даёт основу для мониторинга и прогнозирования смещения климатических границ природных зон в условиях современных изменений климата.

Результаты исследований, представленные в главе 8, отражены в работах: Титкова и др., 2020, 2021; Титкова Золотокрылин, 2021, 2022; Титкова, Виноградова, 2019; Виноградова, Титкова, Черенкова, 2015; Золотокрылин, Титкова, 2010.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Несмотря на обширные исследования изменения климата в последние десятилетия, региональные особенности трансформации турбулентного тепло- и влагообмена остаются недостаточно изученными в зависимости от темпов глобального потепления.

Диссертационная работа посвящена решению крупной научной проблемы – комплексному определению пространственно-временной климатической изменчивости природных зон равнин России под влиянием глобального потепления и динамики ОЦА, а также связанных с этими изменениями турбулентного тепло-влагообмена и свойств поверхности в тёплый период первой четверти XXI века. Дополнительно обоснована методика дешифрирования ареалов с деградированной растительностью природного и антропогенного происхождения по данным спутникового мониторинга. Проведена оценка пространственно-временной динамики переходных климатических зон с выделением зонально-климатических рубежей.

Рассмотрены теоретические аспекты взаимодействия подстилающей поверхности с атмосферой в природных зонах. Обозначены направления исследований взаимодействия подстилающей поверхности с атмосферой (глава 1). Использовались архивы данных (наблюдения, реанализ, данные дистанционного зондирования, циркуляционные индексы). Применялись методы статистической обработки баз данных в пакете анализа MATLAB, для которого были написаны специальные программы (глава 2). Даны количественные оценки изменений климатических режимов природных зон с середины XX века и оценки уровня климатической изменчивости природных зон равнин России в первой четверти XXI века (глава 3). Установлена пространственно-временная структура летнего тепло-влагообмена и его изменений в первой четверти XXI столетия относительно второй половины XX века в природных зонах ЕТР и Западной Сибири с выделением

региональных энергоактивных зон на основе контрастности тепло-влагообмена (глава 4). Рассмотрено влияние географического положения Арктического и Полярного фронтов, интенсивности фронтальных процессов, колебания общей циркуляции атмосферы (на основе динамики циркуляционных мод), температуры поверхности океана (ТПО) северной Атлантики, температуры воздуха на климатическую изменчивость тепло-влагообмена в природных зонах равнин России (глава 5). Определён диапазон, сочетание и пространственно-временная динамика характеристик подстилающей поверхности Al , T_s , $NDVI$ и исследована их связь с климатическими параметрами, особенностями турбулентного тепло-влагообмена в тёплый период первой четверти XXI века в природных зонах ЕТР и Западной Сибири (глава 6). Представлена и обоснована методика выявления ареалов с деградированной или отсутствующей растительностью природного и антропогенного происхождения на основе определения типа терморегуляции поверхности с использованием данных спутникового мониторинга (глава 7). Выявлена и проанализирована пространственно-временная динамика переходных климатических зон с зонально-климатическими рубежами в субарктической зоне ЕТР, бореальной зоне Западной Сибири и суббореальной зоне ЕТР (глава 8). Решение поставленных задач позволило оценить потенциальные последствия современного изменения климата для природных экосистем.

Таким образом, работа представляет собой многоаспектный анализ, связывающий глобальные климатические тренды с региональными изменениями тепло-влагообмена, состоянием растительного покрова и структурой климатических зон. Полученные результаты и разработанный методический аппарат вносят вклад в понимание механизмов климатической трансформации природных зон России и формируют основу для их мониторинга и оценки уязвимости.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ:

1. В начале XXI века по сравнению со второй половиной XX столетия зафиксированы повышения среднегодовой температуры, температуры января и июля, суммы температур выше 10°C , а также пространственно разнонаправленные тренды осадков.
2. Климатические сдвиги привели к изменению климатических режимов в южных секторах природных зон равнин России (от тундры до сухой степи), где значения стали соответствовать более южным ландшафтам. Данный факт указывает на частичную климатическую трансформацию природных зон.
3. Трансформация тепло-влагообмена равнин России в 1991-2020 гг характеризуется повсеместным ростом восходящих потоков явного тепла относительно 1961-1990 гг (от 2% в субарктике ЕТР до 17% в суббореальной зоне ЕТР), ростом турбулентных потоков скрытого тепла в субарктической и бореальной зонах (2–10%) и их снижением в суббореальной зоне (до –6%), а также значимым положительным ростом баланса тепло-влагообмена (отношение Боуэна) на 24% в суббореальной зоне ЕТР.
4. Бореальные леса и сухие степи являются региональными энергоактивными зонами с повышенной горизонтальной контрастностью турбулентного тепло-влагообмена до 1 МДж в ячейке $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ по широте и долготе и в начале XXI века распространяются к северу, формируя новые ареалы в субарктической зоне – от таёжной зоны до зоны тундр, в суббореальной – от сухостепной зоны до лесостепи.
5. Пространственно-временная изменчивость климатического режима и тепло-влагообмена равнин России в начале XXI века определяется квазистационарным положением и увеличением циклонической активности с ростом градиентов приземной температуры и осадков на Арктическом и Полярном фронтах.

6. Изменение преобладающих фаз мод атмосферной циркуляции (АО с отрицательной на положительную, а SCAND и EAWR с положительной на отрицательную) в начале XXI века приводит к ослаблению зонального переноса и увеличению блокирующих антициклонов, что в свою очередь влияет на трансформацию турбулентных потоков тепло-влагообмена.
7. Характеристики поверхности (вегетационный индекс, альbedo и радиационная температура) находятся в динамичном взаимодействии с климатом и процессами тепло-влагообмена.
8. В первой четверти XXI века изменение климата вызывает в субарктике рост вегетационного индекса, что сопровождается ростом радиационной температуры и разнонаправленным трендом альbedo поверхности. В бореальной зоне наблюдается рост фитомассы при снижении радиационной температуры и незначимом изменении альbedo. В суббореальной зоне повышение приповерхностной температуры воздуха, снижение увлажнённости и рост аридизации приводят к уменьшению фитомассы, увеличению радиационной температуры и мозаичному изменению альbedo поверхности на фоне усиливающейся антропогенной нагрузки.
9. Объективное выявление деградированных ареалов природных зон методами спутникового мониторинга основано на выявлении механизма терморегуляции подстилающей поверхности по направленности связи альbedo поверхности – радиационная температура. Радиационный механизм определяется по отрицательной связи, а эвапотранспирационный – по положительной.
10. Ареалы с радиационным типом терморегуляции поверхности служат индикаторами деградации поверхности и выявляются во всех природных зонах. Рост их площади обусловлен комплексным воздействием неблагоприятных климатических условий и антропогенной деятельности.
11. Переходные климатические зоны с зонально-климатическими рубежами определяются на основе контрастности показателей T_v , Pr , SH , LH , $NDVI$, Ev .

12. Зонально-климатические рубежи представляют собой квазистационарные образования, интенсивность которых модулируется климатическими условиями и служат важным инструментом для мониторинга состояния и динамики переходных экосистем равнин России.

В итоге в первой четверти XXI века на равнинах России установлена частичная климатическая трансформация природных зон (южные участки зон приобрели климат более южных ландшафтов) и перестройка летнего турбулентного тепло-влагообмена: повсеместный рост явного тепла, разнонаправленная динамика скрытого тепла. Изменения обусловлены потеплением, ослаблением зонального переноса, активизацией фронтов. Бореальные леса и сухие степи являются зонами высокой контрастности теплообмена и могут быть обозначены как региональные энергоактивные зоны. Альbedo поверхности, радиационная температура и вегетационный индекс устойчиво связаны с тепло-влагообменом в пространственном диапазоне от подтаёжной зоны до полупустыни. Связь альbedo и радиационной температуры является индикатором ареалов с деградированной растительностью. Атмосферная циркуляция, турбулентный обмен, растительный покров формируют единый квазистационарный зонально-климатический рубеж в Большеземельской тундре, в зоне средней тайги Западной Сибири и в сухостепной зоне ЕТР с климатически обусловленной изменчивостью их интенсивности.

Полученные выводы подтверждают сформулированные защищаемые положения: выводы 1, 2 – защищаемое положение 1, выводы 3 и 4 – защищаемое положение 2, вывод 5, 6 – защищаемое положение 3, выводы 7, 8 – защищаемое положение 4, вывод 9, 10 – защищаемое положение 5, вывод 11, 12 – защищаемое положение 6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г.В., Кузьмина С.И., Глок Н.И. (а) Влияние аномалий температуры океана в низких широтах на атмосферный перенос тепла в Арктику // Фундаментальная и прикладная климатология. 2017. № 1. С. 106–123.
2. Алексеев Г.В., Кузьмина С.И., Бобылев Л.П., Уразгильдеева А.В., Гнатюк Н.В. (б) Влияние атмосферных переносов тепла и влаги на летнее потепление в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 3 (113). С. 67–77.
3. Анисимов О.А., Лобанов В.А., Ренева С.А. Анализ изменений температуры воздуха на территории России и эмпирический прогноз на первую четверть XXI века // Метеорология и гидрология. 2007. № 10. С. 20–29.
4. Анисимов О.А., Жильцова Е.Л., Ренева С.А. Оценка критических уровней воздействия изменения климата на природные экосистемы суши на территории России // Метеорология и гидрология. 2011. № 11. С. 31–41.
5. Анисимов О.А. Климат – это не всегда константа: к 100-летию со дня рождения академика РАН М.И. Будыко // Вестник Российской академии наук. 2020. Т. 90. № 1. С. 71–81. DOI: 10.31857/S086958732001003X
6. Асканазий А.И. К вопросу о летней циркуляции над европейской территорией Союза // Журнал геофизики. 1934. № 4. С. 2–10.
7. Атлас теплового баланса земного шара / под ред. М.И. Будыко. М.: Межведомственный геофизический комитет. 1963. 69 с.
8. Бажина Е.В., Сторожев В.П., Третьякова И.Н. Усыхание пихтово-кедровых лесов Кузнецкого Алатау в условиях техногенного загрязнения // Лесоведение. 2013. № 2. С. 15–21.

9. Базилевич Н.И., Гребенщиков О.С., Тишков А.А. Географические закономерности структуры и функционирования экосистем / под ред. Ю.А. Исакова. М.: Наука, 1986. 297 с.
10. Бардин М.Ю., Платова Т.В., Самохина О.Ф. Особенности изменчивости циклонической активности в умеренных широтах Северного полушария, связанные с ведущими модами атмосферной циркуляции в Атлантико-Европейском секторе // Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. № 2. С. 14–40.
11. Бардин М.Ю., Ранькова Э.Я., Самохина О.Ф. Температурные экстремумы июня и июля 2016 года // Фундаментальная и прикладная климатология. 2016. № 2. С. 143–148.
12. Бардин М.Ю., Платова Т.В., Самохина О.Ф. Изменчивость антициклонической активности в умеренных широтах Северного полушария // Фундаментальная и прикладная климатология. 2019. Т. 5. № 3. С. 32–58. DOI: 10.21513/0207-2564-2019-3-32-58
13. Бардин М.Ю., Платова Т.В., Самохина О.Ф. Долгопериодные изменения повторяемости циклонов в умеренных широтах Северного полушария // Фундаментальная и прикладная климатология. 2021. Т. 7. № 2. С. 57–80. DOI: 10.21513/2410-8758-2021-2-57-80
14. Барталев С.А., Стыщенко Ф.В., Егоров В.А., Лупян Е.А. Спутниковая оценка гибели лесов России от пожаров // Лесоведение. 2015. № 2. С. 83–94.
15. Белоновская Е.А., Тишков А.А., Вайсфельд М.А., Глазов П.М., Кренке А.Н. (мл.), Морозова О.В., Покровская И.В., Царевская Н.Г., Тертицкий Г.М. «Позеленение» Российской Арктики и современные тренды изменения ее биоты // Известия РАН. Серия географическая. 2016. № 3. С. 28–39.

16. Белоусова Е.П., Молодых С.И. Вариации солнечной активности и энергообмен подстилающей поверхности // Известия Крымской астрофизической обсерватории. 2013. Т. 109. № 2. С. 63–70.
17. Бирман Б.А., Бережная Т.В. Основные погодно-климатические особенности Северного полушария Земли в 2010 г. / Москва. 2011. 60 с.
18. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. Л.: Гидрометеиздат. 1956. 256 с.
19. Будыко М.И. Влияние человека на климат. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 46 с.
20. Будыко М.И. Избранные работы. СПб.: ООО «Америт»; Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова, 2020. 206 с.
21. Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Клещенко Л.К., Аржанова Н.М., Дементьева Т.М. Погода на территории Российской Федерации в 2016 году // ВНИИГМИ-МЦД. URL: <http://meteo.ru/pogoda-i-klimat/93-klimaticheskie-usloviya/697-pogoda-na-territorii-rossijskoj-federatsii-v-2016-godu>
22. Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Разуваев В.Н. Погода на территории Российской Федерации в 2010 году // ВНИИГМИ-МЦД. URL: <http://meteo.ru/component/content/article/93-klimaticheskie-usloviya/188-pogoda-na-territorii-rossijskoj-federatsii-v-2010-godu>
23. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Коршунова Н.Н. Снежный покров на территории России и его пространственные и временные изменения за период 1966–2010 гг. // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 2011. Т. 24. С. 211–227.
24. Бышев В.Н., Нейман В.Г., Романов Ю.А. О разнонаправленности изменений глобального климата на материках и океанах // Доклады Академии наук. 2005. Т. 400. № 1. С. 98–108.

25. Бышев В.Н., Нейман В.Г., Романов Ю.А. Природные факторы глобальной изменчивости современного климата // Известия РАН. Серия географическая. 2009. № 1. С. 7–13.
26. Васильев А.А., Гравис А.Г., Губарьков А.А., Дроздов Д.С. [и др.] Деградация мерзлоты: результаты многолетнего геокриологического мониторинга в западном секторе Российской Арктики // Криосфера Земли. 2020. Т. 24. № 2. С. 15–30.
27. Величко А.А., Борисова О.К., Зеликсон Э.М., Морозова Т.Д. К оценке изменений в состоянии растительного и почвенного покровов Восточно-Европейской равнины в XXI веке вследствие антропогенного изменения климата // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. СПб.: Гидрометеиздат. 2002. Т. 18. С. 208–220.
28. Вильфанд Р.М., Страшная А.И., Береза О.В. О динамике агроклиматических показателей условий сева, зимовки и формирования урожая основных зерновых культур // Труды Гидрометцентра России. 2016. Вып. 360. С. 45–78.
29. Виноградова В.В., Титкова Т.Б., Черенкова Е.А. Динамика увлажнения и теплообеспеченности в переходных ландшафтных зонах по спутниковым и метеорологическим данным в начале XXI века // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 2. С. 162–172.
30. Виноградова В.В., Титкова Т.Б. (а) Климатические предпосылки изменений границ ландшафтных зон и подзон в европейской части России и Западной Сибири // Известия РАН. Серия географическая. 2024. Т. 88. № 3. С. 281–295. DOI: 10.31857/S2587556624030027
31. Виноградова В.В., Титкова Т.Б. (б) Устойчивость ландшафтов Калмыкии и Дагестана к долговременным изменениям климата // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2024. Т. 21. № 6. С. 188–199. DOI: 10.21046/2070-7401-2024-21-6-188-199

32. Вилли К., Детье В. Биология. М.: Мир. 1975. 824 с.
33. ВНИИГМИ-МЦД. URL: <http://www.meteo.ru>
34. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. Л. Гидрометеиздат, 1991. 616 с.
35. Воронин В.И., Софронов А.П., Морозова Т.И., Осколков В.А., Суховольский В.Г., Ковалёв А.В. Ландшафтная приуроченность бактериальных болезней темнохвойных лесов хребта Хамар-Дабан (Южное Прибайкалье) // География и природные ресурсы. 2019. № 4. С. 56–65. DOI: 10.21782/GIPR0206-1619-2019-4(56-65)
36. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / под общ. ред. С.М. Семенова. М.: Росгидромет, 2014. 1009 с.
37. Вязилова Н.А. Циклоническая активность и колебания циркуляции в Северной Атлантике // Метеорология и гидрология. 2012. № 7. С. 5–14.
38. Вязилова Н.А., Вязилов А.Е. Климатология штормовых циклонов, выходящих на европейскую территорию России из различных районов генезиса // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2020. Вып. 186. С. 90–100.
39. Географический атлас Оренбургской области. 1999 / Карта растительности Оренбургской области С. 44–45. <http://orenpriroda.ru/images/AtlasGeo99/AtlasGeo99-44-45.jpg>
40. Герасимов И.П. Географический прогноз: советский опыт // Известия АН СССР. Серия географическая. 1985. № 2. С. 41–55.
41. Гечайте И., Погорельцев А.И., Угрюмов А.И. Влияние арктического колебания на температурный режим восточной части Балтийского региона // Солнечно-земная физика. 2016. Т. 2. № 1. С. 64–70. DOI: 10.12737/13478

42. Глаголев М.В., Сабреков А.Ф. Углеродный баланс России // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. 2014. Т. 5. № 2. С. 50–70. DOI: 10.17072/2410-8553-2021-1-6-34
43. Глобальный климат и почвенный покров России: проявления засухи, меры предупреждения, борьбы, ликвидация последствий и адаптационные мероприятия (сельское и лесное хозяйство): национальный доклад / под общ. ред. Р.С.-Х. Эдельгериева. М., 2021. Т. 3. 700 с. DOI: 10.52479/978-5-6045103-9-1
44. Голицын Г.С. Природные процессы и явления: волны, планеты, конвекция, климат, статистика. М.: Физматлит. 2004. 344 с.
45. Голицын Г.С., Васильев А.А. Изменение климата и его влияние на частоту экстремальных гидрометеорологических явлений // Метеорология и гидрология. 2019. № 11. С. 9–12.
46. Головинов Е.Э., Васильева Н.А. Сравнение многолетних метеорологических характеристик по данным реанализа и наземных наблюдений на территории Московской области // Мелиорация, водное хозяйство и агрофизика. 2022. Т. 12. № 3. С. 92–105. DOI: 10.31774/2712-9357-2022-12-3-92-105
47. Голубев В.С., Сперанская Н.А., Цыценко К.В. Суммарное испарение в бассейне Волги и его изменчивость // Метеорология и гидрология. 2003. № 7. С. 89–99.
48. Горбатенко В.П., Кужевская И.В., Пустовалов К.Н., Чурсин В.В., Константинова Д.А. Оценка изменчивости конвективного потенциала атмосферы в условиях изменяющегося климата Западной Сибири // Метеорология и гидрология. 2020. № 5. С. 108–117.

49. Горчаков Г.И., Чхетиани О.Г., Карпов А.В., Гушин Р.А., Даценко О.И. Турбулентные потоки аэрозоля и тепла на опустыненной территории при всплесковой эмиссии пылевого аэрозоля // Доклады РАН. Науки о Земле. 2024. Т. 515. № 1. С. 124–131.
50. Григорьев А.А., Будыко М.И. О периодическом законе географической зональности // Доклады Академии наук СССР. 1956. Т. 110. № 1. С. 129–132.
51. Григорьев В.Ю., Титкова Т.Б. Сравнение точности сеточных архивов осадков по данным наземных наблюдений за осадками и речным стоком // Морские исследования и образование (MARESEDU-2019): труды VIII Международной научно-практической конференции. М., 2020. С. 242–248.
52. Григорьев В.Ю., Фролова Н.Л., Киреева М.Б., Степаненко В.М. Оценка точности данных реанализа ERA-5 // Морские исследования и образование (MARESEDU-2020): труды IX Международной научно-практической конференции. М., 2020. Т. 2. С. 47–50.
53. Григорьев В.Ю., Фролова Н.Л., Киреева М.Б., Степаненко В.М. Пространственно-временная изменчивость ошибки воспроизведения осадков реанализом ERA5 на территории России // Известия РАН. Серия географическая. 2022. Т. 86. № 3. С. 435–446. DOI: 10.31857/S2587556622030062
54. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Обнаружение изменений климата: состояние, изменчивость и экстремальность климата // Метеорология и гидрология. 2004. № 4. С. 50–66.
55. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Оценка изменений климата на территории Российской Федерации // Метеорология и гидрология. 2009. № 11. С. 15–29.
56. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха. Обнинск: ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2012. 194 с.

57. Груздев А.И., Лобанов В.А. Оценка современных климатических изменений температуры воздуха в северо-западном федеральном округе // Гидрометеорология и экология. 2025. № 79. С. 307-323.
58. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой // Институт водных проблем РАН. М.: Наука. 2010. 327 с.
59. Демченко П.Ф., Семенов В.А. Оценка неопределённости климатических трендов приповерхностной температуры, связанной с внутренней динамикой атмосферы // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476. № 3. С. 339–342. DOI: 10.7868/S0869565217270202
60. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2020 год. М.: Росгидромет, 2021. 104 с. URL: https://cc.voeikovmgo.ru/images/dokumenty/2021/doklad_klimat2020.pdf
61. Долгов С.В., Коронкевич Н.И. Особенности реакции рек Русской равнины на изменение температуры воздуха // Известия РАН. Серия географическая. 2012. № 6. С. 55–62.
62. Дрозд И.Д., Артамонов А.Ю., Барсков К.В., Гавриков А.В., Пашкин А.Д., Репина И.А., Степаненко В.М. Соотношение вторых и третьих турбулентных моментов в городском пограничном слое атмосферы на примере данных микрометеорологической мачты МГУ // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 4. С. 509–522.
63. Дроздов В.В., Лобанов В.А., Окуличева А.А., Буренкова А.А. Экстремальные гидрометеорологические процессы и их влияние на экосистемы и промышленную инфраструктуру Ленинградской области / Экология и промышленность России. 2023. Т. 27. № 2. С. 53-59.

64. Дьяконов К.Н., Варлыгин Д.Л., Ретеюм А.Ю. Влияние океанов на физико-географическую зональность по спутниковым данным о фотосинтезе // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2017. № 2. С. 11–15.
65. Евдокимова Н.Е. Моделирование процессов энергообмена в агропродовольственных системах // Агротехника и энергообеспечение. 2022. Т. 1 (34). С. 63–68.
66. Елисеев А.В., Васильева А.В. Природные пожары: данные наблюдений и моделирование // Фундаментальная и прикладная климатология. 2020. Т. 6. № 3. С. 73–119. DOI: 10.21513/2410-8758-2020-3-73-119
67. Елисеев А.В., Малахова В.В., Аржанов М.М., Голубева Е.Н., Денисов С.Н., Мохов И.И. Изменение границ многолетнемерзлого слоя и зоны стабильности гидратов метана на арктическом шельфе Евразии в 1950–2100 гг. // Доклады Академии наук. 2015. Т. 465. № 5. С. 598–603.
68. Елисеев А.В., Мохов И.И. Влияние учёта радиационного эффекта изменения альбедо поверхности суши при землепользовании на воспроизведение климата XVI–XXI веков // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 1. С. 18–34.
69. Елисеев А.В., Мохов И.И., Мурышев К.Е. Оценки изменений климата XX–XXI веков с использованием версии климатической модели ИФА РАН, включающей модель общей циркуляции океана // Метеорология и гидрология. 2011. № 2. С. 5–16.
70. Жильцова Е.Л., Анисимов О.А. Динамика растительности Северной Евразии: анализ современных наблюдений и прогноз на XXI век // Арктика: XXI век. Естественные науки. 2015. № 2 (3). С. 48–59.
71. Замолодчиков Д.Г. Оценка климатогенных изменений разнообразия древесных пород по данным учета лесного фонда // Успехи современной биологии. 2011. Т. 131. № 4. С. 382–392.

72. Зеликсон Э.М., Борисова О.К., Величко А.А. Растительный покров // Климаты и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления: ретроспективный анализ и сценарии / под ред. А.А. Величко. М.: Геос, 2010. С. 110–119.
73. Зоидзе Е.К., Хомякова Т.В. Моделирование формирования влагообеспеченности территории Европейской России в современных условиях и основы оценки агроклиматической безопасности // Метеорология и гидрология. 2006. № 2. С. 98–105.
74. Золотокрылин А.Н. Климатическое опустынивание / М.: Наука, 2003. 246 с.
75. Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б. Природная переходная зона на Прикаспийской низменности // Известия РАН. Серия географическая. 2004. № 2. С. 92–99.
76. Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б., Виноградова В.В. Лесотундровая переходная зона на равнинах России по спутниковым данным // Известия РАН. Серия географическая. 2005. № 4. С. 67–74.
77. Золотокрылин А.Н., Виноградова В.В., Титкова Т.Б. Экстремальные ситуации в зональных растительных формациях России: оценка и сценарии // Проблемы региональной экологии. 2005. № 5. С. 81–91.
78. Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б. Изменения климата в области повышенных меридиональных градиентов показателей климата и растительности на юго-востоке Русской равнины // Степи Северной Евразии: материалы IV Международного симпозиума. Оренбург. 2006. С. 274–277.
79. Золотокрылин А.Н., Виноградова В.В. Соотношение между климатическим и антропогенным факторами восстановления растительного покрова юго-востока Европейской России // Аридные экосистемы. 2007. Т. 13. № 33–34. С. 7–16.

80. Золотокрылин А.Н., Виноградова В.В., Черенкова Е.А. Динамика засух в Европейской России в ситуации глобального потепления // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 2007. Т. 21. С. 160–181.
81. Золотокрылин А.Н., Коняев К.В., Виноградова В.В., Титкова Т.Б. Пространственное изменение связи между аномалиями NDVI и соотношением тепла и влаги на равнинах России // Исследование Земли из космоса. 2007. № 1. С. 66–73.
82. Золотокрылин А.Н. Климат и опустынивание засушливых земель России // Известия РАН. Серия географическая. 2008. № 2. С. 27–35.
83. Золотокрылин А.Н. Факторы регулирования температуры засушливых земель по данным AVHRR NOAA // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2009. Т. 2. № 6. С. 380–387.
84. Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б. Климатический фактор динамики растительности засушливых земель Европейской территории России // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. М.: ИГКЭ, 2009. Т. 22. С. 79–91.
85. Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б. Климатообусловленная динамика лесостепной, степной и полупустынной растительности России и Казахстана // Известия РАН. Серия географическая. 2010. № 2. С. 40–48.
86. Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б. Новый подход к мониторингу очагов опустынивания // Аридные экосистемы. 2011. Т. 17. № 3 (48). С. 14–22.
87. Золотокрылин А.Н., Михайлов А.Ю., Титкова Т.Б. Полярный фронт и контрастность степной растительности Европейской России // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. М.: 2011. Т. 24. С. 295–306.

88. Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б. Тенденция опустынивания Северо-Западного Прикаспия по MODIS данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 2. С. 217–225.
89. Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б. Спутниковый индекс климатических экстремумов засушливых земель // Аридные экосистемы. 2012. Т. 18. № 4 (53). С. 5–12.
90. Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б., Черенкова Е.А., Виноградова В.В. Спутниковый индекс для оценки климатических экстремумов на засушливых землях (на примере Кума-Манычской впадины) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 1. С. 114–122.
91. Золотокрылин А.Н. Засухи и опустынивание в суббореальных ландшафтах России // Известия РАН. Серия географическая. 2013. № 5. С. 64–73.
92. Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б., Уланова С.С., Федорова Н.Л. Наземные и спутниковые исследования продуктивности пастбищ республики Калмыкии с различной степенью деградации растительных сообществ // Аридные экосистемы. 2013. Т. 19. № 4 (57). С. 31–39.
93. Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б., Черенкова Е.А. Сравнительные исследования засух 2010 и 2012 гг. на Европейской территории России по метеорологическим и MODIS данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 1. С. 246–253.
94. Золотокрылин А.Н., Трофимов И.А., Титкова Т.Б. Оценка экологического состояния «норма» аридных пастбищ по геоботаническим и MODIS данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 2. С. 197–207.
95. Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б., Черенкова Е.А. Увлажнение засушливых земель Европейской территории России: настоящее и будущее // Аридные экосистемы. 2014. Т. 20. № 2 (59). С. 5–12.

96. Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б., Михайлов А.Ю. Климатические вариации арктического фронта и ледовитости Баренцева моря зимой // Лёд и Снег. 2014. № 1. С. 80–85.
97. Золотокрылин А.Н., Черенкова Е.А., Титкова Т.Б., Виноградова В.В., Михайлов А.Ю. Климатические ресурсы и условия устойчивого развития засушливых земель юго-восточной части России // Стратегические ресурсы и условия устойчивого развития Российской Федерации / М.: Институт географии РАН, 2014. С. 56–61.
98. Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б., Черенкова Е.А., Виноградова В.В. Тренды увлажнения и биофизических параметров засушливых земель Европейской части России за период 2000–2014 гг. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 2. С. 155–161.
99. Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б. Смягчение засушливости климата Приволжской степи в 2000–2007 гг., выявленное с помощью спутниковых данных // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 7. С. 128–135.
100. Золотокрылин А.Н., Бажа С.Н., Титкова Т.Б., Сыртыпова С.-Х.Д. Тренды поголовья скота и спектральных характеристик поверхности пастбищ (на примере среднегобийского аймака Монголии) // Аридные экосистемы. 2018. Т. 24. № 3 (76). С. 3–10.
101. Золотокрылин А.Н., Черенкова Е.А., Титкова Т.Б. Биоклиматическая субгумидная зона на равнинах России: засухи, опустынивание/деградация // Аридные экосистемы. 2018. Т. 24. № 1 (74). С. 13–20.
102. Золотокрылин А.Н., Черенкова Е.А., Титкова Т.Б. (а) Аридизация засушливых земель Европейской части России и связь с засухами // Известия РАН. Серия географическая. 2020. Т. 84. № 2. С. 207–217. DOI: 10.31857/S258755662002017X

103. Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б., Черенкова Е.А. (б) Характеристики весенне-летних засух в сухие и влажные периоды на юге Европейской России // Аридные экосистемы. 2020. Т. 10. № 4. С. 76–83.
104. Золотокрылин А.Н., Черенкова Е.А., Титкова Т.Б. Роль весенне-летних засух в динамике аридизации засушливых земель европейской территории России // Известия РАН. Серия географическая. 2022. Т. 86. № 1. С. 98–108. DOI: 10.31857/S2587556622010137
105. Зуев В.В., Семенов В.А., Шелехова Е.А., Гулев С.К., Колтерман П. Оценки влияния океанического переноса тепла в Северной Атлантике и Баренцевом море на климат Северного полушария // Доклады Академии наук. 2012. Т. 445. № 5. С. 585–589.
106. Израэль Ю.А., Назаров И.М. Проблема опасного антропогенного воздействия на климатическую систему Земли // Метеорология и гидрология. 2004. № 11. С. 5–16.
107. Исаченко А.Г. Ландшафтоведение и физико-географическое районирование. М.: Высшая школа, 1991. 370 с.
108. Исаченко А.Г. Экологическая география России. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2001. 328 с.
109. Казанский А.Б., Золотокрылин А.Н. О тепловом балансе поверхности тундры в области вечной мерзлоты // Материалы гляциологических исследований. 2004. Вып. 96. С. 119–122.
110. Кислов А.В. Климат в прошлом, настоящем и будущем. М.: Наука, 2001. 326 с.
111. Кислов А.В., Варенцов М.И., Горлач И.А., Алексеева Л.И. Остров тепла московской агломерации и урбанистическое усиление глобального потепления // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2017. № 4. С. 12–19.

112. Климатическая доктрина Российской Федерации: утв. распоряжением Президента Российской Федерации от 17 декабря 2009 г. № 861.
113. Коломыц Э.Г. Ландшафтные исследования в переходных зонах. М.: Наука, 1987. 120 с.
114. Кондратьев К.Я. Глобальные изменения климата: данные наблюдений и результаты численного моделирования // Исследование Земли из космоса. 2004. № 2. С. 61–96.
115. Коняев К.В., Золотокрылин А.Н., Виноградова В.В., Титкова Т.Б. Определение по спутниковым данным реакции растительного покрова на аномалии климатических показателей // Исследование Земли из космоса. 2003. № 2. С. 18–26.
116. Коняев К.В., Золотокрылин А.Н., Виноградова В.В., Титкова Т.Б. Зависимость продуктивности растительного покрова от радиационного баланса и потока скрытого тепла в Северной Евразии // Исследование Земли из космоса. 2005. № 2. С. 13–19.
117. Корзухин М.Д., Золотокрылин А.Н. Малоразмерная модель системы климат – растительность для северной части Прикаспийской низменности // Фундаментальная и прикладная климатология. 2018. Т. 2. С. 52–68.
118. Коронкевич Н.И., Георгиади А.Г., Ясинский С.В. О гидрологических изменениях // Вопросы географии. 2018. № 145. С. 15–34.
119. Кренке А.Н., Золотокрылин А.Н. Исследование роли типов растительности во взаимодействии подстилающей поверхности и атмосферы // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1984. № 11. С. 1081–1088.
120. Кренке А.Н. Антропогенные изменения географической зональности и их влияние на соотношение тепла и влаги в климатической системе // Известия АН СССР. Серия географическая. 1989. № 3. С. 43–51.

121. Кузьмина Е.В., Ольчев А.В., Розинкина И.А., Ривин Г.С., Никитин М.А. Применение мезомасштабной модели COSMO-CLM для оценки влияния изменения лесистости европейской части России на региональные метеорологические условия // Метеорология и гидрология. 2017. № 9. С. 48–58.
122. Куулар Х.Б. Температура ландшафтной поверхности Республики Тыва по данным спутника Landsat-8 в зимний период 2014–2017 гг. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 7. С. 67–77. DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-7-67-77
123. Лавриненко И.А., Лавриненко О.В. Влияние климатических изменений на растительный покров островов Баренцева моря // Труды Кольского научного центра РАН. 2013. Вып. 6. С. 5–16.
124. Лавров С.А. Закономерности формирования испарения с поверхности суши и воды под влиянием климатических изменений // Водное хозяйство России. 2019. № 1. С. 4–23. DOI: 10.35567/1999-4508-2019-1-1
125. Лавров С.А. Влияние климатических изменений на влажность почвы // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2025. № 2. С. 19–39. DOI: 10.35567/19994508-2025-2-19-39
126. Ландшафтная карта СССР. Масштаб 1:4 000 000 / под ред. А.Г. Исаченко. М.: ГУГК, 1988.
127. Лархер В. Экология растений. М.: Мир, 1978. 185 с.
128. Либберт Э. Физиология растений. М.: Мир, 1976. 582 с.
129. Лобанов В.А., Горошкова Н.И., Стриженко А.В., Семенова Д.А. Влияние изменения климата на экстремальные гидрологические характеристики в бассейне реки Печоры / Гидрометеорология и экология. 2022. № 68. С. 435–452

130. Лобанов В.А., Абанников В.Н., Окуличева А.А., Григорьева А.А. Современные и будущие изменения климата Ленинградской области и их влияние на агроклиматические характеристики / Метеорология и гидрология. 2023. № 9. С. 100-113.
131. Лупян Е.А., Мазуров А.А., Ершов Д.В., Коровин Г.Н., Королева Н.В., Абушенко Н.А., Тащилин С.А., Сухинин А.И., Афонин С.В., Белов В.В., Гришин А.М., Соловьев В.С. Спутниковый мониторинг лесов России // Оптика атмосферы и океана. 2007. Т. 20. № 5. С. 443–447.
132. Мазепа В.С. Изменение климата и динамика притундровых редколесий на Полярном Урале в XX веке // Environment of Siberia, the Far East and Arctic: тезисы конференции. Томск, 2001. С. 53–56.
133. Мамкин В.В., Авилов В.К., Байбар А.С., Иванов Д.Г., Ольчев А.В., Курбатова Ю.А. Результаты мониторинга потоков тепла, влаги и CO₂ на сплошной вырубке в юго-западной части Валдайской возвышенности // Мониторинг состояния и загрязнения окружающей среды. М.: ФГБУ «Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН», 2017. С. 130–131.
134. Мамкин В.В., Авилов В.К., Иванов Д.Г., Ольчев А.В., Курбатова Ю.А. Потоки CO₂ на сплошной вырубке в южной тайге европейской территории России // Сибирский экологический журнал. 2019. Т. 26. № 5. С. 598–611.
135. Мартынов А.Н., Мельников Е.С., Ковязин В.Ф., Аникин А.С., Минаев В.Н., Беляева Н.В. Основы лесного хозяйства и таксация леса. СПб.: 2008. 372 с.
136. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В., Лаппо С.С., Саркисян А.С., Хворостьянов В.И. (а) Атмосфера, океан, космос – программа «Разрезы». Энергоактивные зоны: концептуальные основы. М.: Наука, 1989. Т. 11. Ч 1. 240 с.

137. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В., Лаппо С.С., Саркисян А.С., Хворостьянов В.И. (б) Атмосфера, океан, космос – программа «Разрезы». Энергоактивные зоны: концептуальные основы. М.: Наука, 1989. Т. 11. Ч. 2. 368 с.
138. Медведев А.И., Степаненко В.М. Влияние внешних параметров на величину речного стока в модели деятельного слоя суши ИВМ – МГУ (на примере р. Северная Двина) // *Enviromis 2020: сборник трудов конференции*. Томск, 2020. С. 144–148.
139. Медведков А.А. Климатогенная динамика ландшафтов сибирской тайги в бассейне Среднего Енисея // *География и природные ресурсы*. 2018. № 4. С. 122–129.
140. Мезенцев В.С. Водный баланс. Новосибирск: Наука, 1973. 229 с.
141. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 142 с.
142. Михайлов А.Ю., Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б. Полярный фронт над равнинами России // *Метеорология и гидрология*. 2012. № 2. С. 24–29.
143. Михайлов А.Ю., Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б. Положение арктического фронта в периоды похолодания и потепления Арктики // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 4. С. 493–501. DOI: 10.15356/2076-6734-2016-4-493-501
144. Молчанов А.Г., Курбатова Ю.А., Ольчев А.В. Влияние сплошной вырубki леса на эмиссию CO₂ с поверхности почвы // *Известия РАН. Серия биологическая*. 2017. № 2. С. 190–196.
145. Монин А.С., Обухов А.М. Безразмерность турбулентности в приземном слое атмосферы // *Труды Геофизического института АН СССР*. 1954. № 24 (151). С. 163–187.
146. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая механика. М.: Наука, 1965. 639 с.

147. Мохов И.И. Диагностика структуры климатической системы. СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 271 с.
148. Мохов И.И., Чернокульский А.В., Школьник И.М. Региональные модельные оценки пожароопасности при глобальных изменениях климата // Доклады Академии наук. 2006. Т. 411. № 6. С. 808–811.
149. Мохов И.И., Семенов В.А. Погодно-климатические аномалии в российских регионах в связи с глобальными изменениями климата // Метеорология и гидрология. 2016. № 2. С. 16–28. DOI: 10.31857/S268673972260206X
150. Мохов И.И. Изменения климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования // Вестник РАН. 2022. Т. 92. № 1. С. 3–14.
151. Мухартова Ю.В., Левашова Н.Т., Ольчев А.В., Шапкина Н.Е. Применение двумерной модели для описания турбулентного переноса CO₂ в пространственно-неоднородном растительном покрове // Вестник Московского университета. Серия 3. Физика. Астрономия. 2015. № 1. С. 15–22.
152. Мячина К.В., Керимов И.А., Дубровская С.А., Ряхов Р.В., Щавелев А.Н., Безбородникова Р.М. Анализ секвестрационного потенциала геосистем на основе расчетов NDVI по спутниковым данным // Известия высших учебных заведений. Геодезия и аэрофотосъемка. 2022. Т. 66. № 5. С. 60–72. DOI: 10.30533/0536-101X-2022-66-5-60-72
153. Мячина К.В., Щавелев А.Н., Ряхов Р.В. Анализ динамики некоторых средообразующих переменных в природно-техногенных геосистемах степного Приуралья на основе спутниковых данных // Геоинформатика. 2024. № 4. С. 48–56. DOI: 10.47148/1609-364X-2024-4-48-56

154. Национальный атлас России: в 4 т. Т. 2: Природа. Экология. М.: Роскартография, 2007. С. 398–399. URL: <https://nationalatlas.ru/tom2/398-399.html>
155. Николаев В.А. Ландшафтные экотоны // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2003. № 6. С. 3–9.
156. Обухов А.М. Структура температурного поля в турбулентном потоке // Известия АН СССР. Серия геофизики и географии. 1949. Т. 13. № 1. С. 58–69.
157. Обухов А.М. Турбулентность и динамика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 414 с.
158. Оке Т.Р. Климаты пограничного слоя. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 362 с.
159. Ольчев А.В., Розинкина И.А., Кузьмина Е.В., Никитин М.А., Ривин Г.С. Оценка влияния изменения лесистости центрального региона Восточно-Европейской равнины на летние погодные условия // Фундаментальная и прикладная климатология. 2017. Т. 4. С. 83–105.
160. Ольчев А.В., Авилов В.К., Байбар А.С., Белотелов Н.В., Болондинский В.К. и др. Леса Европейской территории России в условиях меняющегося климата. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2017. 276 с.
161. Ольчев А.В., Мамкин В.В., Авилов В.К., Байбар А.С., Иванов Д.Г., Курбатова Ю.А. Сезонная динамика потоков CO₂, явного и скрытого тепла на свежей сплошной вырубке в южно-таежной зоне европейской части России // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 2017. Т. 28. № 4. С. 5–23.
162. Ольчев А.В., Зырянов В.И., Сатосина Е.М., Фокеев Е.В., Мухартова Ю.В., Новенко Е.Ю., Прокушкин А.С. Сезонная изменчивость потоков диоксида углерода, явного и скрытого тепла в северотаежном лиственничном лесу Средней Сибири по данным пульсационных измерений // Метеорология и гидрология. 2022. № 10. С. 111–120.

163. Ольчев А.В. Оценка эмиссии и поглощения диоксида углерода и метана поверхностью суши и океана в XXI веке // Фундаментальная и прикладная климатология. 2025. Т. 11. № 3. С. 374–440. DOI: 10.21513/2410-8758-2025-3-374-440
164. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Т. 1: Изменение климата. М.: Росгидромет, 2008. 227 с.
165. Павлов А.В. Энергообмен в ландшафтной сфере Земли. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984. 256 с.
166. Павлов А.В. Мерзлотно-климатические изменения на Севере России: наблюдения, прогноз // Известия РАН. Серия географическая. 2003. № 6. С. 39–50.
167. Панин Г.Н., Дианский Н.А. Климатические изменения в Арктике, Северной Атлантике и на Северном морском пути // Доклады Академии наук. 2015. Т. 462. № 2. С. 217–222.
168. Пановский Г.А., Брайер Г.В. Статистические методы в метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 209 с.
169. Переведенцев Ю.П., Верещагин М.А., Шанталинский К.М., Наумов Э.П., Хабутдинов Ю.Г. Изменения климатических условий и ресурсов Среднего Поволжья. Казань: Центр инновационных технологий, 2011. 149 с.
170. Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М. Неоднородность изменения температурного режима Земли в XIX–XXI столетиях // Географический вестник. 2011. № 3 (18). С. 46–58.
171. Переведенцев Ю.П., Гурьянов В.В., Шанталинский К.М., Аухадеев Т.Р. Динамика тропосферы и стратосферы в умеренных широтах Северного полушария и современные изменения климата в Приволжском федеральном округе. Казань: Изд-во Казанского университета. 2017. 186 с.

172. Переведенцев Ю.П. Современные изменения климата и их последствия // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: География. Геоэкология. 2019. № 2. С. 98–102.
173. Переведенцев Ю.П., Васильев А.А., Шерстюков Б.Г., Шанталинский К.М. Климатические изменения на территории России в конце XX – начале XXI века // Метеорология и гидрология. 2021. № 10. С. 14–26.
174. Полонский А.Б. Атлантическая мультидекадная осцилляция и ее проявления в Атлантико-Европейском регионе // Морской гидрофизический журнал. 2008. № 4. С. 69–79.
175. Полуэктов Р.А., Смоляр Э.И., Терлеев В.В., Топаж А.Г. Модели продукционного процесса сельскохозяйственных культур. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2006. 396 с.
176. Попова В.В. Современные изменения температуры приземного воздуха на севере Евразии: региональные тенденции и роль атмосферной циркуляции // Известия РАН. Серия географическая. 2009. № 6. С. 59–69.
177. Попова В.В., Шмакин А.Б. Региональная структура колебаний температуры приземного воздуха в Северной Евразии во второй половине XX – начале XXI веков // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 2. С. 161–175.
178. Попова В.В. Летнее потепление на европейской территории России и экстремальная жара 2010 г. как проявление тенденций крупномасштабной атмосферной циркуляции в конце XX – начале XXI в. // Метеорология и гидрология. 2014. № 3. С. 37–49.
179. Попова В.В. Современные изменения климата на севере Евразии как проявление вариаций крупномасштабной атмосферной циркуляции // Фундаментальная и прикладная климатология. 2018. № 1. С. 84–111. DOI: 10.21513/2410-8758-2018-1-84-111

180. Попова В.В., Мацковский В.В., Михайлов А.Ю. Современные изменения климата суши внетропической зоны Северного полушария // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2018. № 1. С. 3–13.
181. Прищепов А.В., Мячина К.В., Камп Й., Смелянский И.Э., Дубровская С.А., Ряхов Р.В., Грудинин Д.А., Яковлев И.Г., Уразалиев Р. Множественные траектории фрагментации степных ландшафтов, их деградации и восстановления на примере Оренбургской области // Вопросы степеведения. 2021. № 3. С. 45–68. DOI: 10.24412/2712-8628-2021-3-45-68
182. Пугачёва А.М. Климатические флуктуации сухих степей и их роль в процессе демутации // Аридные экосистемы. 2020. Т. 26. № 3 (84). С. 14–22. DOI: 10.24411/1993-3916-2020-10102
183. Раунер Ю.Л. Суммарное испарение лесной растительности // Известия АН СССР. Серия географическая. 1966. № 3. С. 17–29.
184. Раунер Ю.Л. Тепловой баланс растительного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 210 с.
185. Репина И.А. Российские исследования в области динамической метеорологии в 2019–2022 гг. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 7. С. 852–881.
186. Репина И.А., Чечин Д.Г., Мортиков Е.В. Взаимодействие атмосферы с термически неоднородными ландшафтами по данным измерений и моделирования / В книге: Материалы 22-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Москва, 2024. С. 272.
187. Репина И.А. Спутниковые методы определения параметра шероховатости поверхности и турбулентных потоков / В книге: Спутниковые методы и системы исследования Земли. Сборник материалов Тринадцатой Международной Школы-семинара. Москва, 2025. С. 9.

188. Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 664 с.
189. Русин Н.П. Солнце на Земле. М.: Советская Россия, 1971. 204 с.
190. Рябчиков А.М. Структура и динамика геосферы, её естественное развитие и изменение человеком. М.: Мысль, 1972. 224 с.
191. Саидов А.Г. Структура реляционной БД КСЯ основных типов ландшафта и ее программное обеспечение на базе ГИС // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 3. С. 70–74.
192. Сайгин И.А., Барталев С.А., Стыценко Ф.В. Метод детектирования долгосрочных усыханий темнохвойных лесов России на основе спутниковых данных // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: материалы 17-й Всероссийской открытой конференции. М.: ИКИ РАН, 2019. URL: <http://conf.rse.geosmis.ru>
193. Сатосина Е.М., Зырянов В.И., Прокушкин А.С., Ольчев А.В. Временная изменчивость потоков диоксида углерода, метана, явного и скрытого тепла в лесных и болотных экосистемах Северной Евразии // Грозненский естественнонаучный бюллетень. 2022. Т. 7. № 4 (30). С. 79–85.
194. Семенов В.А., Мохов И.И., Латиф М. Влияние температуры поверхности океана и границ морского льда на изменение регионального климата в Евразии за последние десятилетия // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 4. С. 403–421.
195. Семенов С.М. Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. М.: Росгидромет, 2012. 512 с.
196. Семенов В.А., Шелехова Е.А., Мохов И.И., Зуев В.В., Колтерманн К.П. Влияние атлантического долгопериодного колебания на формирование аномальных климатических режимов в регионах Северной Евразии по модельным расчетам // Доклады Академии наук. 2014. Т. 459. № 6. С. 742–745.

197. Семенов В.А., Черенкова Е.А. Оценка влияния атлантической мультideкадной осцилляции на крупномасштабную атмосферную циркуляцию в Атлантическом секторе в летний сезон // Доклады РАН. Науки о Земле. 2018. Т. 478. № 6. С. 697–701.
198. Семенов В.А., Алешина М.А. Оценка прямого радиационного воздействия на изменения приземной температуры в современный период // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 2. С. 155–160. DOI: 10.31857/S2686739721040150
199. Сиротенко О.Д., Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Абашина Е.В., Павлова В.Н. Современные климатические изменения теплообеспеченности, увлажненности и продуктивности агросферы России // Метеорология и гидрология. 2007. № 8. С. 90–103.
200. Справочник эколого-климатических характеристик Москвы / под ред. А.А. Исаева. М.: Географический факультет МГУ, 2005. Т. 2. 410 с.
201. Степаненко В.М., Репина И.А., Федосов В.Э. Обзор методов параметризации теплообмена в моховом покрове для моделей земной системы // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56. № 2. С. 127–138. DOI: 10.31857/S0002351520020133
202. Страшная А.И., Береза О.В., Павлова А.В. Агрометеорологические условия и прогнозирование урожайности зерновых и зернобобовых культур на основе комплексирования наземных и спутниковых данных в субъектах Приволжского федерального округа // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2020. № 3 (377). С. 71–91. DOI: 10.37162/2618-9631-2020-3-71-91
203. Страшная А.И., Береза О.В., Кланг П.С. Прогнозирование урожайности зерновых культур на основе комплексирования наземных и спутниковых данных в субъектах Южного федерального округа // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2021. № 2 (380). С. 111–137. DOI: 10.37162/2618-9631-2021-2-111-137

204. Ташилова А.А. Изменения в распределении региональных осадков в ответ на глобальное потепление // Наука. Инновации. Технологии. 2021. № 3. С. 73–90.
205. Тепловодообмен в мерзлотных ландшафтах Восточной Сибири и его факторы. Субарктическая тундра / Тверь: ООО «Изд-во “Триада”», 2007. 576 с.
206. Титкова Т.Б. (а) Изменение климата европейского севера России в XX в. // Известия РАН. Серия географическая. 2003. № 6. С. 30–38.
207. Титкова Т.Б. (б) Изменения климата полупустынь Прикаспия и Тургая в XX в. // Известия РАН. Серия географическая. 2003. № 1. С. 106–111.
208. Титкова Т.Б., Михайлов А.Ю., Виноградова В.В. Арктический фронт и ледовитость Баренцева моря в зимний период // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 3. С. 117–125.
209. Титкова Т.Б., Виноградова В.В. Отклик растительности на изменение климатических условий в бореальных и субарктических ландшафтах в начале XXI века // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 3. С. 75–86.
210. Титкова Т.Б. Изменение характера температурного режима европейской части России // отв. ред. Е.В. Вышкваркова. Севастополь: Институт природно-технических систем. 2017. С. 124.
211. Титкова Т.Б., Виноградова В.В., Михайлов А.Ю. Климатические вариации арктического фронта в теплый период и их проявления в северных ландшафтах // Известия РАН. Серия географическая. 2015. № 4. С. 39–46.
212. Титкова Т.Б., Виноградова В.В. Изменения климата в переходных природных зонах севера России и их проявление в спектральных характеристиках ландшафтов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 5. С. 310–323. DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-5-310-323

213. Титкова Т.Б., Золотокрылин А.Н., Виноградова В.В. (а) Спектральные характеристики тундровых и лесотундровых ландшафтов в годы летних температурных аномалий // Фундаментальная и прикладная климатология. 2020. № 4. С. 88–104. DOI: 10.21513/2410-8758-2020-4-88-104
214. Титкова Т.Б., Золотокрылин А.Н., Виноградова В.В. (б) Спектральный портрет равнинных ландшафтов России // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 3. С. 117–126. DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-3-117-126
215. Титкова Т.Б., Золотокрылин А.Н., Виноградова В.В. (в) Климатический рубеж в Северном Прикаспии: индикаторы и размещение // Известия РАН. Серия географическая. 2020. Т. 84. № 6. С. 864–873. DOI: 10.31857/S2587556620050167
216. Титкова Т.Б., Золотокрылин А.Н. (а) Региональная неравномерность летнего потепления материковой Арктики // Арктика: экология и экономика. 2021. Т. 11. № 3. С. 386–396. DOI: 10.25283/2223-4594-2021-3-386-396
217. Титкова Т.Б., Золотокрылин А.Н. (б) Климатическая переходная зона севера России в летних условиях // Известия РАН. Серия географическая. 2021. Т. 85. № 5. С. 714–725. DOI: 10.31857/S2587556621040142
218. Титкова Т.Б., Золотокрылин А.Н. Летние климатические изменения на юге Европейской России // Фундаментальная и прикладная климатология. 2022. Т. 8. № 1. С. 107–121. DOI: 10.21513/2410-8758-2022-1-107-121
219. Титкова Т.Б., Золотокрылин А.Н. Мониторинг подверженных опустыниванию земель Республики Калмыкия // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19. № 2. С. 130–141. DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-2-130-141

220. Титкова Т.Б., Черенкова Е.А., Золотокрылин А.Н. Современные тенденции изменений влажности почвы и испарения на юге европейской России по спутниковым данным и данным реанализа // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. С. 460. DOI: 10.21046/20DZZconf-2022a
221. Титкова Т.Б., Золотокрылин А.Н. (а) Пространственная неоднородность летнего турбулентного теплообмена на равнинах России // Фундаментальная и прикладная климатология. 2023. № 4. С. 467–481. DOI: 10.21513/2410-8758-2023-4-467-481
222. Титкова Т.Б., Золотокрылин А.Н. (б) Климат зональных ландшафтов равнин России при современном глобальном потеплении в летний период // Известия РАН. Серия географическая. 2023. Т. 87. № 3. С. 391–402. DOI: 10.31857/S2587556623030111
223. Титкова Т.Б., Золотокрылин А.Н., Тарасова М.А. Летние изменения соотношения тепла и влаги в сельскохозяйственных районах юга России при современном потеплении // Метеорология и гидрология. 2023. № 9. С. 72–85. DOI: 10.52002/0130-2906-2023-9-72-85
224. Титкова Т.Б., Золотокрылин А.Н., Тарасова М.А. Взаимосвязь турбулентного тепло-влагообмена и NDVI в различных ландшафтных зонах равнин России в летний период // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2024. Т. 21. № 5. С. 219–231. DOI: 10.21046/2070-7401-2024-21-5-219-231
225. Титкова Т.Б., Золотокрылин А.Н. Влияние изменений крупномасштабной атмосферной циркуляции на летние вертикальные потоки тепло- и влагообмена в ландшафтных зонах равнин России // Метеорология и гидрология. 2024. № 6. С. 26–39. DOI: 10.52002/0130-2906-2024-6-26-39

226. Титкова Т.Б., Золотокрылин А.Н. Проявление летнего потепления в изменениях спектральных характеристик поверхности природных зон России // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2025. Т. 22. № 3. С. 193–206. DOI: 10.21046/2070-7401-2025-22-3-193-206
227. Тишков А.А., Белоновская Е.А., Глазов П.М., Кренке А.Н., Титова С.В., Царевская Н.Г., Шматова А.Г. Антропогенная трансформация арктических экосистем России: подходы, методы, оценки // Арктика: экология и экономика. 2019. № 4 (36). С. 38–51.
228. Тишков А.А., Белоновская Е.А., Вайсфельд М.А. Региональные биогеографические эффекты «быстрых» изменений климата в Российской Арктике в XXI в. // Арктика: экология и экономика. 2020. № 2 (38). С. 31–44. DOI: 10.25283/2223-4594-2020-2-31-44
229. Тишков А.А., Белоновская Е.А., Кренке А.Н., Титова С.В., Царевская Н.Г. Изменения биологической продуктивности наземных экосистем российской Арктики в XXI в. // Арктика: экология и экономика. 2021. Т. 11. № 1. С. 30–41. DOI: 10.25283/2223-4594-2021-1-30-41
230. Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / под общ. ред. В.М. Катцова. СПб.: Научно-технологические, 2022. 676 с.
231. Турков Д.В., Сократов В.С. Расчет характеристик снежного покрова равнинных территорий с использованием модели локального тепловлагообмена SPONSOR и данных реанализа на примере Московской области // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 369–380. DOI: 10.15356/2076-6734-2016-3-369-380
232. Турков Д.В., Сократов В.С., Титкова Т.Б. Определение снегозапасов Западной Сибири по расчётам на модели локального тепловлагообмена SPONSOR с использованием данных реанализа // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 343–354.

233. Турков Д.В., Дроздов Е.Д., Ломакин А.А. Альбедо снежного покрова и его параметризация для целей моделирования природных систем и климата // Лёд и Снег. 2024. Т. 64. № 3. С. 403–419.
234. Федоров Ю.А., Сухоруков В.В., Трубник Р.Г. Аналитический обзор: эмиссия и поглощение парниковых газов почвами. экологические проблемы // АТПС. 2021. № 1. URL: <https://cyberleninka.ru/article/n/analiticheskiy-obzor-emissiya-i-pogloschenie-parnikovyyh-gazov-pochvami-ekologicheskie-problemy>
235. Фролова Н.Л., Киреева М.Б., Харламов М.А., Самсонов Т.Е., Энтин А.Л., Лурье И.К. Картографирование современного состояния и трансформации водного режима рек Европейской территории России // Геодезия и картография. 2020. № 7. С. 14–26.
236. Хорошаев Д.А., Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О. Оценка отклика гетеротрофного почвенного дыхания на режим выпадения летних осадков и разную глубину снежного покрова в условиях умеренно-континентального климата // Почвоведение. 2023. № 11. С. 1400–1417. DOI: 10.31857/S0032180X23600749
237. Хитун О.В., Лейбман М.О., Москаленко Н.Г., Орехов П.Т., Уолкер Д.А., Фрост Г.В., Хомутов А.В., Эпштейн Х.Е. Зональные изменения некоторых параметров растительного покрова в западносибирской Арктике // Отечественная геоботаника: основные вехи и перспективы: материалы конференции. СПб., 2011. Т. 1. С. 429–432.
238. Хромов С.П. Основы синоптической метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1948. 712 с.
239. Хромов С.П. Географическое размещение климатологических фронтов // Известия Всесоюзного географического общества. 1950. № 2. С. 126–137.
240. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. М.: Изд-во МГУ, 2004. 585 с.

241. Цванг Л.Р. Измерения спектров температурных пульсаций в свободной атмосфере // Известия АН СССР. Серия геофизическая. 1960. № 11. С. 1674–1678.
242. Чебакова Н.М., Бажина Е.В., Парфенова Е.И., Сенашова В.А. В поисках фактора «икс»: обзор публикаций по проблеме усыхания темнохвойных лесов Северной Евразии // Метеорология и гидрология. 2022. № 5. С. 123–140.
243. Черенкова Е.А., Титкова Т.Б. Изменение увлажнения суббореальных равнинных ландшафтов России в условиях глобального потепления // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. СПб.: Гидрометеиздат, 2009. Т. 22. С. 66–80.
244. Черенкова Е.А., Школьник И.М. Модельные оценки характеристик полярного фронта над Восточно-Европейской равниной в середине XXI века // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 2011. Т. 24. С. 169–178.
245. Черенкова Е.А., Титкова Т.Б., Михайлов А.Ю. Сезонные особенности арктического фронта на территории России в XX и XXI веках // Криосфера Земли. 2014. Т. 18. № 4. С. 78–85.
246. Черенкова Е.А. Сезонные осадки на территории Восточно-Европейской равнины в периоды теплых и холодных аномалий температуры поверхности Северной Атлантики // Известия РАН. Серия географическая. 2017. № 5. С. 72–81. DOI: 10.7868/S0373244417050061
247. Черенкова Е.А. (а) Влияние долгопериодных изменений Северной Атлантики на увлажнение степных ландшафтов Европейской территории России // Степи Северной Евразии: материалы VIII Международного симпозиума. Оренбург, 2018. С. 1073–1077.

248. Черенкова Е.А. (б) Влияние изменений крупномасштабной атмосферной циркуляции и температуры поверхности океана на тренды летних осадков на европейском севере России по наземным и спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 5. С. 229–238. DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-5-229-238
249. Черенкова Е.А. Оценка влияния изменений климата в Северной Атлантике и крупномасштабной циркуляции атмосферы на изменения температуры воздуха летом на европейском севере России // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: материалы 18-й Всероссийской открытой конференции. М., 2020. С. 185.
250. Черенкова Е.А., Бардин М.Ю., Платова Т.В., Семенов В.А. Влияние долгопериодной изменчивости температуры поверхности океана в Северной Атлантике и изменений атмосферной циркуляции на повторяемость сильных атмосферных засух летом на юге Восточно-Европейской равнины // Метеорология и гидрология. 2020. № 12. С. 5–19. DOI: 10.3103/S1068373920120018
251. Черенкова Е.А. Тренды изменений атмосферного и почвенного увлажнения в начале XXI века на европейской территории России по спутниковым и наземным данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: материалы 19-й Международной конференции. М.: ИКИ РАН, 2021. С. 390.
252. Черенкова Е.А. Роль изменений атмосферной циркуляции в увеличении повторяемости летних засух на европейской части России // Метеорология и гидрология. 2023. № 9. С. 43–60.
253. Чернокульский А.В., Елисеев А.В., Козлов Ф.А., Курганский М.В., Мохов И.И., Семенов В.А., Спрыгин А.А., Шихов А.Н., Ярынич Ю.И. Экстремальные атмосферные конвективные явления и их изменения в российских регионах // Изменение климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования. М., 2024. С. 73–82.

254. Шаков С.И. Общие закономерности режима тепла и увлажнения на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 230 с.
255. Шерстюков Б.Г. Анализ изменений климата и их последствий // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2012. 176 с.
256. Шерстюков Б.Г. Инерционность изменений температуры в приповерхностном слое // Метеорология и гидрология. 2017. № 4. С. 5–17.
257. Шерстюков Б.Г., Переведенцев Ю.П. Дальние асинхронные связи в долгопериодных колебаниях Мирового океана и региональной атмосферы применительно к Республике Татарстан // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: География. Геоэкология. 2019. № 1. С. 5–11.
258. Шерстюков Б.Г. Лесные пожары России в условиях изменяющегося климата // Труды Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мирового центра данных. 2021. № 188. С. 30–40.
259. Шерстюков Б.Г. Глобальное потепление и его возможные причины // Гидрометеорология и экология. 2023. № 70. С. 7–37.
260. Шестой национальный доклад «Сохранение биоразнообразия в Российской Федерации». М., 2020. URL: <https://chm.cbd.int/database/record?documentID=253450>
261. Шиятов С.Г., Терентьев М.М., Фомин В.В. Пространственно-временная динамика лесотундровых сообществ на Полярном Урале // Экология. 2005. № 2. С. 1–8.
262. Школьник И.М., Мелешко В.П., Катцов В.М. Региональная климатическая модель ГГО для территории Сибири // Метеорология и гидрология. 2007. № 6. С. 5–18.

263. Школьник И.М., Мелешко В.П., Ефимов С.В., Стафеева Е.Н. Изменения экстремальности климата на территории Сибири к середине XXI века: ансамблевый прогноз по региональной модели ГГО // Метеорология и гидрология. 2012. № 2. С. 5–23.
264. Шмакин А.Б. Сезонная организация регионального энерговлагообмена суши с атмосферой // Известия РАН. Серия географическая. 2006. № 5. С. 22–29.
265. Шполянская Н.А., Осадчая Г.Г., Малкова Г.В. Современное изменение климата и реакция криолитозоны (на примере Западной Сибири и Европейского Севера России) // Географическая среда и живые системы. 2022. № 1. С. 6–30.
266. Шмакин А.Б., Турков Д.В., Михайлов А.Ю. Модель снежного покрова с учетом слоистой структуры и ее сезонной эволюции // Криосфера Земли. 2009. Т. 13. № 4. С. 69–79.
267. Шмакин А.Б. Сезонная организация регионального энерговлагообмена суши с атмосферой // Известия РАН. Серия географическая. 2006. № 5. С. 22–29.
268. Эколого-географические последствия глобального потепления климата XXI века на Восточно-Европейской равнине и в Западной Сибири / под ред. Н.С. Касимова, А.В. Кислова. М.: МАКС Пресс, 2011. 496 с.
269. Юрова А.Ю., Володин Е.М. Совместное моделирование климата с учетом динамики растительного покрова // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 5. С. 579–588.
270. Albergel C., de Rosnay P., Gruhier C., Munoz-Sabater J., Hasenauer S., Isaksen L., Kerr Y., Wagner W. Evaluation of remotely sensed and modelled soil moisture products using global ground-based in situ observations // Remote Sensing of Environment. 2012. Vol. 118. pp. 215–226. DOI: 10.1016/j.rse.2011.11.017

271. Allen R.G., Pereira L.S., Raes D., Smith M. Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements. Rome: FAO, 1998. 300 p.
272. Amatya D.M., Irmak S., Gowda P., Sun G., Nettles J.E., Douglas-Mankin K.R. Ecosystem Evapotranspiration: Challenges in Measurements, Estimates, and Modeling // Transactions of the ASABE. 2016. Vol. 59. No. 2. pp. 555–560.
273. Amiro B.D. Paired-tower measurements of carbon and energy fluxes following disturbance in the boreal forest // Global Change Biology. 2001. Vol. 7. pp. 253–268.
274. Amiro B.D., Barr A.G., Black T.A., Iwashita H., Kljun N., et al. Carbon, energy and water fluxes at mature and disturbed forest sites, Saskatchewan, Canada // Agricultural and Forest Meteorology. 2006. Vol. 136. pp. 237–251.
275. Anisimov O., Kokorev V., Zhiltcova Y. Arctic Ecosystems and their Services under Changing Climate: Predictive-Modeling Assessment // Geographical Review. 2017. Vol. 107. No. 1. pp. 108–124. DOI: 10.1111/j.1931-0846.2016.12199.x
276. Baldocchi D., Falge E., Gu L., Olson R., Hollinger D., Running S., Anthoni P., Bernhofer C., Davis K., Evans R., et al. FLUXNET: A New Tool to Study the Temporal and Spatial Variability of Ecosystem-Scale Carbon Dioxide, Water Vapor, and Energy Flux Densities // Bulletin of the American Meteorological Society. 2001. Vol. 82. No. 11. pp. 2415–2434. DOI: 10.1175/1520-0477(2001)082<2415:FANTTS>2.3.CO;2.
277. Baldocchi D., Valentini R., Running S., Oechel W., Dahlman R. Strategies for measuring and modelling CO₂ and water vapor fluxes over terrestrial ecosystems // Global Change Biology. 1996. Vol. 2. No. 3. pp. 159–168. DOI: 10.1111/j.1365-2486.1996.tb00069.x
278. Baldocchi D.D. How eddy covariance flux measurements have contributed to our understanding of Global Change Biology // Global Change Biology. 2020. Vol. 26. No. 1. pp. 242–260. DOI: 10.1111/gcb.14807

279. Barnston A.G., Livezey R.E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // *Monthly Weather Review*. 1987. Vol. 115. pp. 1083–1126. DOI: 10.1175/1520-0493(1987)115<1083:CSAPOL>2.0.CO2
280. Barriopedro D., García-Herrera R., Lupo A.R., Hernández E. A climatology of Northern Hemisphere blocking // *Journal of Climate*. 2006. Vol. 19. pp. 1042–1063.
281. Bathiany S., Claussen M., Brovkin V., Raddatz T., Gayler V. Combined biogeophysical and biogeochemical effects of large-scale forest cover changes in the MPI earth system model // *Biogeosciences*. 2010. Vol. 7. pp. 1383–1399.
282. Becker F., Bolle H.-J., Rowntree P.R. The International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) // *ISLSCP Report*. 1988. Vol. 1. 100 p.
283. Beguería S., Vicente-Serrano S.M., Reig F., Latorre B. Standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI) revisited: parameter fitting, evapotranspiration models, tools, datasets and drought monitoring // *International Journal of Climatology*. 2014. Vol. 34. pp. 3001–3023. DOI: 10.1002/joc.3887
284. Bergeron T. Richtlinien einer dynamischen Klimatologie // *Meteorologische Zeitschrift*. 1930. Vol. 47. pp. 246–262.
285. Berrisford P., Kållberg P., Kobayashi S., Dee D., Uppala S., Simmons A.J., Poli P., Sato H. Atmospheric conservation properties in ERA-Interim // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2011. Vol. 137. No. 659. pp. 1381–1399. DOI: 10.1002/qj.864
286. Bjerknes J., Solberg H. Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation // *Geofysiske Publikasjoner*. 1922. Vol. 3. No. 1. pp. 1–18.
287. Blok D., Schaepman-Strub G., Bartholomeus H., Heijmans M.M.P.D., et al. The response of Arctic vegetation to the summer climate: relation between shrub cover, NDVI, surface albedo and temperature // *Environmental Research Letters*. 2011. Vol. 6. No. 3. 035502. DOI: 10.1088/1748-9326/6/3/035502

288. Blyth E.M., Arora V.K., Clark D.B., Dadson S.J., De Kauwe M.G., Lawrence D.M., Melton J.R., Pongratz J., Turton R.H., Yoshimura K., et al. Advances in Land Surface Modelling // Current Climate Change Reports. 2021. Vol. 7. No. 2. pp. 45–71. DOI: 10.1007/s40641-021-00171-5
289. Boeke R.C., Taylor P.C. Evaluation of the Arctic surface radiation budget in CMIP5 models // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2016. Vol. 121. No. 14. pp. 8525–8548. DOI: 10.1002/2016JD025099
290. Bonan G.B. Ecological Climatology: Concepts and Applications. 3rd ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2015. 754 p. DOI: 10.1017/CBO9781107339200
291. Bouwer L.M. Observed and projected impacts from extreme weather events: implications for loss and damage // Loss and Damage from Climate Change: Climate Risk Management, Policy and Governance / R. Mechler et al. (Eds.). Cham: Springer, 2019. pp. 63–82. DOI: 10.1007/978-3-319-72026-5_3
292. Brazhnik K., Hanley C., Shugart H.H. Simulating changes in fires and ecology of the 21st century Eurasian boreal forests of Siberia // Forests. 2017. Vol. 8. No. 2. 49 p. DOI: 10.3390/f8020049
293. Brovkin V., Raddatz T., Reick C.H., Claussen M., Gayler V. Global biogeophysical interactions between forest and climate // Geophysical Research Letters. 2009. Vol. 36. L07405. DOI: 10.1029/2009GL037543
294. Brown P.T., Li W., Li L., Ming Y. Top-of-atmosphere radiative budget in CMIP5 models // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2014. Vol. 119. pp. 11–30. DOI: 10.1002/2014JD022293
295. Burba G. Eddy Covariance Method for Scientific, Regulatory, and Commercial Applications. Lincoln: LI-COR Biosciences, 2022. 702 p.
296. Callaghan T.V., Velichko A.A., Borisova O.K. Tundra in a changing climate // Geography Environment Sustainability. 2011. V. 4 (3). DOI: 10.15356/2071-9388_03v04_2011_01

297. Carlson D.W., Groot A., 1997. Microclimate of Clearcut, Forest Interior, and Small Openings in Trembling Aspen Forest // *Agric. For. Meteorol.* V. 87. pp. 313–329.
298. Carlson T., Person A.A., Canich T.J., Petropoulos G.P. A Downloadable Soil–Vegetation–Atmosphere–Transfer (SVAT) Model for Teaching and Research // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2021. Vol. 102. No. 12. pp. E2198–E2206. DOI: 10.1175/BAMS-D-20-0296.1
299. Charney J.G., Quirk W.J., Chow S., Kornfield J. A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1977. Vol. 34. pp. 1366–1385.
300. Chen S, Chen X, Xu J Impacts of climate change on agriculture: Evidence from China // *Journal of Environmental Economics and Management*. 2016 Vol. 76. pp. 105–124. DOI: 10.1016/j.jeem.2015.01.005
301. Chen X., Tung K.-K. Varying planetary heat sink led to global-warming slowdown and acceleration // *Science*. 2014. Vol. 345, № 6199. pp. 897–903.
302. Climate Change and Biodiversity / H. Gitay, A. Suarez, R.T. Watson, D.J. Dokken (Eds.). Geneva: IPCC, 2002. 86 p. URL: <http://www.ipcc.ch/pub/tpbiodiv.pdf>
303. Climatic Research Unit, University of East Anglia. NCEP Reanalysis Data. URL: <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/ncep/>
304. Cooper G.S., Willcock S., Dearing J.A. Regime shifts occur disproportionately faster in larger ecosystems // *Nature Communications*. 2020. Vol. 11. No. 1. P. 1175. DOI: 10.1038/s41467-020-15029-x
305. Copernicus Climate Data Store. URL: <https://cds.climate.copernicus.eu/>

306. de Noblet-Ducoudré N., Boisier J.-P., Pitman A., Bonan G.B., Brovkin V., Cruz F., Delire C., Gayler V., van den Hurk B.J.J.M., Lawrence P.J., van der Molen M.K., Müller C., Reick C.H., Strengers B.J., Voldoire A. Determining robust impacts of land-use induced land-cover changes on surface climate over North America and Eurasia: results from the first set of LUCID experiments // *Journal of Climate*. 2012. Vol. 25. pp. 3261–3281.
307. Defriez E.J, Reuman D.C. A global geography of synchrony for terrestrial vegetation // *Global Ecol Biogeogr*. 2017. Vol. 26. pp. 878–888. <https://doi.org/10.1111/geb.12595>
308. Distributed Active Archive Center (DAAC). URL: <http://daac.gsfc.nasa.gov/>
309. Dolinar E.K., Dong X., Xi B., Jiang J.H., Su H. Evaluation of CMIP5 simulated clouds and TOA radiation budgets using NASA satellite observations // *Climate Dynamics*. 2015. Vol. 44. pp. 3393–3429. DOI: 10.1007/s00382-014-2430-z
310. Dufour A., Zolina O., Gulev S.K. Atmospheric moisture transport to the Arctic: assessment of reanalyses and analysis of transport components // *Journal of Climate*. 2016. Vol. 29. pp. 5061–5081.
311. Eisfelder C., Üreyen S., Asam S., Hirner A., Reiners P., Huth J., Bachofer F., Bachmann M., Holzwarth S., Kuenzer C. Thirty-Year Analyses of Seasonal NDVI and Climatic Drivers Across Different Land Cover Types and Biogeographical Regions in Europe. *IEEE J Sel Top Appl Earth Observations Remote Sensing*. 2025. Vol. 18. pp. 11225–11249. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2025.3558816>
312. Eugster W., Rouse W.R., Pielke R.A., McFadden J.P., et al. Land-atmosphere energy exchange in Arctic tundra and boreal forest: available data and feedbacks to climate // *Global Change Biology*. 2000. Vol. 6 (Suppl. 1). pp. 84–115.
313. Fatichi S., Pappas C., Ivanov V.Y. Modeling plant-water interactions: an ecohydrological overview from the cell to the global scale // *WIREs Water*. 2016. Vol. 3. pp. 327–368. DOI: 10.1002/wat2.1125

314. Fedorov N.I., Martynenko V.B., Zhigunova S.N., Mikhailenko O.I., Shendel G.V., Naumova L.G. Changes in the Distribution of Broadleaf Tree Species in the Central Part of the Southern Urals since the 1970s // *Russian Journal of Ecology*. 2021. Vol. 52. pp. 118–125. DOI: 10.1134/S1067413621020053
315. Fisher J.B., Melton F., Middleton E., Hain C., Anderson M., et al. The future of evapotranspiration: Global requirements for ecosystem functioning, carbon and climate feedbacks, agricultural management, and water resources // *Water Resources Research*. 2017. Vol. 53. pp. 2618–2626. DOI: 10.1002/2016WR020175
316. Fisher R.A., Koven C.D. Perspectives on the Future of Land Surface Models and the Challenges of Representing Complex Terrestrial Systems // *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. 2020. Vol. 12. No. 6. Article e2018MS001453. DOI: 10.1029/2018MS001453
317. FLUXNET2015 Dataset. URL: <https://fluxnet.org/data/fluxnet2015-dataset/>
318. Forbes B.C., Fauria M.M., Zetterberg P. Russian Arctic warming and 'greening' are closely tracked by tundra shrub willows // *Global Change Biology*. 2010. Vol. 16. pp. 1542–1554.
319. Forzieri G., Alkama R., Miralles D.G., Cescatti A. Satellites reveal contrasting responses of regional climate to the widespread greening of Earth // *Science*. 2017. Vol. 356. No. 6343. pp. 1180–1184. DOI: 10.1126/science.aal1727
320. Fu C. Transitional Climate Zones and Biome Boundaries: A Case Study from China // *Landscape Boundaries: Consequences for Biotic Diversity and Ecological Flows* / A.J. Hansen, F. di Castri (Eds.). New York: Springer, 1992. Vol. 92. pp. 394–402. DOI: 10.1007/978-1-4612-2804-2_20
321. Fyfe J.C., Gillett N.P., Zwiers F.W. Overestimated global warming over the past 20 years? // *Nature Climate Change*. 2013. Vol. 3. pp. 767–769.

322. Gil-Clavel S., Wagenblast T., Filatova T. Incremental and transformational climate change adaptation factors in agriculture worldwide: A comparative analysis using natural language processing // PLoS ONE. 2025. Vol. 20. No. 2. Article e0318784. DOI: 10.1371/journal.pone.0318784
323. Global Modeling and Assimilation Office (GMAO). MERRA-2 tavgM_2d_rad_Nx: 2d, Monthly mean, Time-Averaged, Single-Level, Assimilation, Radiation Diagnostics V5.12.4 // Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC). 2015. URL: https://goldsmr4.gesdisc.eosdis.nasa.gov/data/MERRA2_MONTHLY/M2TMNXRAD.5.12.4/
324. Gonzalez P., Neilson R.P., Lenihan J.M., Drapek R.J. Global patterns in the vulnerability of ecosystems to vegetation shifts due to climate change // Global Ecology and Biogeography. 2010. Vol. 19. pp. 755–768.
325. Gray L.J., Beer J., Geller M., Haigh J.D., Lockwood M., et al. Solar influences on climate // Reviews of Geophysics. 2010. Vol. 48. RG4001. DOI: 10.1029/2009RG000282
326. Gulev S.K., Belyaev K. Probability distribution characteristics for surface air–sea turbulent heat fluxes over the global ocean // Journal of Climate. 2012. Vol. 25. pp. 184–206. DOI: 10.1175/2011JCLI4211.1
327. Gushchina D., Tarasova M., Satosina E., Zheleznova I., Emelianova E., Gibadullin R., Osipov A., Olchev A. The response of daily carbon dioxide and water vapor fluxes to temperature and precipitation extremes in temperate and boreal forests // Climate. 2023. Vol. 11. No. 10. 206. DOI: 10.3390/cli11100206
328. Harding R., Best M., Blyth E., Hagemann S., Kabat P., Tallaksen L.M., et al. WATCH: Current knowledge of the terrestrial global water cycle // Journal of Hydrometeorology. 2011. Vol. 12. pp. 1149–1156. DOI: 10.1175/JHM-D-11-024.1

329. Hartmann D.L., Klein Tank A.M.G., Rusticucci M., Alexander L.V., et al. Observations: Atmosphere and Surface // Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / T.F. Stocker et al. (Eds.). Cambridge: Cambridge University Press, 2013. pp. 159–254.
330. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Biavati G., Horányi A., et al. ERA5 hourly data on single levels from 1979 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), 2018. DOI: 10.24381/cds.adbb2d47
331. Hersbach H., Peubey C., Simmons A., Berrisford P., Dee D. ERA-20CM: a twentieth-century atmospheric model ensemble // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2015. Vol. 141. pp. 2350–2375.
332. Hou Y., Guo H., Yang Y., Liu W. Global Evaluation of Runoff Simulation From Climate, Hydrological and Land Surface Models // Water Resources Research. 2023. Vol. 59. No. 3. Article e2021WR031817. DOI: 10.1029/2021WR031817.
333. Hultgren A., Carleton T., Delgado M., Gergel D.R., Greenstone M., Houser T., Hsiang S., Jina A., Kopp R.E., Malevich S.B., McCusker K.E., Mayer T., Nath I., Rising J., Rode A., Yuan J. Impacts of climate change on global agriculture accounting for adaptation // Nature. 2025. Vol. 642. pp. 644–652. <https://doi.org/10.1038/s41586-025-09085-w>
334. IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / T.F. Stocker et al. (Eds.). Cambridge: Cambridge University Press, 2013.
335. IPCC. Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / H.-O. Pörtner et al. (Eds.). Cambridge: Cambridge University Press, 2022. URL: <https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg2/>

336. IPCC. Summary for Policymakers // Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / V. Masson-Delmotte et al. (Eds.). Cambridge: Cambridge University Press, 2021. pp. 3–32. URL: https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_FullReport.pdf
337. Jia G.J., Epstein H.E., Walker D.A. Greening of Arctic Alaska, 1981–2001 // Geophysical Research Letters. 2003. Vol. 30. No. 20. 2067. DOI: 10.1029/2003GL018268
338. Jiménez C., Prigent C., Mueller B., Seneviratne S.I., McCabe M.F., et al. Global intercomparison of 12 land surface heat flux estimates // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2011. Vol. 116. D02102. DOI: 10.1029/2010JD014545
339. Johnston C.A., Pastor J., Pinay G. Quantitative methods for studying landscape boundaries // Landscape Boundaries: Consequences for Biotic Diversity and Ecological Flows / A.J. Hansen, F. di Castri (Eds.). New York: Springer, 1992. Vol. 92. pp. 107–125. DOI: 10.1007/978-1-4612-2804-2_5
340. Jones C.D., Ciais P., Davis S.J., Friedlingstein P., Gasser T., et al. Twenty-first-century compatible CO₂ emissions and airborne fraction simulated by CMIP5 Earth system models under four representative concentration pathways // Journal of Climate. 2013. Vol. 26. pp. 4398–4413.
341. Jones P.D., Wigley T.M.L., Wright P.B. Global temperature variations between 1861 and 1984 // Nature. 1986. Vol. 322. pp. 430–434.
342. Jung M. et al. Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply // Nature. 2010. No. 467 (7318). pp. 951–954.
343. Kármán T., Burgers J.M. General Aerodynamic Theory. 2 vols., Julius Springer. 1924

344. Kato S., Rose F.G., Rutan D.A., Thorsen T.J., Loeb N.G., Doelling D.R., Huang X., Smith W.L., Su W., Ham S.-H. Surface irradiances of edition 4.0 Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Energy Balanced and Filled (EBAF) data product // *Journal of Climate*. 2018. Vol. 31. No. 11. pp. 4501–4527. DOI: 10.1175/JCLI-D-17-0523.1
345. Kharuk V.I., Im S.T., Petrov I.A., Golyukov A.S., Ranson K.J., Yagunov M.N. Climate-induced mortality of Siberian pine and fir in the Lake Baikal Watershed, Siberia // *Forest Ecology and Management*. 2017. Vol. 384. pp. 191–199.
346. Kim B.-M., Hong J.-Y., Jun S.-Y., Zhang X., Kwon H., Kim S.-J., Kim J.-H., Kim S.-W., Kim H.-K. Major cause of unprecedented Arctic warming in January 2016: critical role of an Atlantic windstorm // *Scientific Reports*. 2017. Vol. 7. 40051. DOI: 10.1038/srep40051
347. King M.P., Kucharski F., Molteni F. The roles of external forcings and internal variabilities in the Northern Hemisphere atmospheric circulation change from the 1960s to the 1990s // *Journal of Climate*. 2010. Vol. 23. pp. 6200–6220.
348. Kodama Y., Ishii Y., Nomura M., Sato N., Yabuki H., Ohata T. Seasonal energy exchange over tundra region near Tiksi, Eastern Siberia // *GAME-Siberia Activity Report*. 2000. pp. 13–14.
349. Kondrat'ev K.I., Kozoderov V. Satellite observations of the earth's radiation budget components and the problem of the energetically active zones of the world ocean (EAO) // *Vistas in Applied Mathematics: Numerical Analysis, Atmospheric Sciences, Immunology* / A.V. Balakrishnan et al. (Eds.). New York: Springer, 1986. pp. 223–243.
350. Kowalski S., Sartore M., Burlett R., Berbigier P., Loustau D. The annual carbon budget of a French pine forest (*Pinus pinaster*) following harvest // *Global Change Biology*. 2003. Vol. 9. No. 7. pp. 1051–1065.

351. Krajick K. The 100th meridian, where the great plains begin, may be shifting // Columbia University Blog. 2018. URL: <http://blogs.ei.columbia.edu/2018/04/11/the-100th-meridian-where-the-great-plains-used-to-begin-now-moving-east/>
352. Krivoguz D. Analysis of Spatial and Temporal Dynamics of Climate Aridization in Rostov Oblast in 1951–2054 Using ERA5 and CMIP6 Data and the De Martonne Index // *Climate*. 2025. Vol. 13. P. 151
353. Kropp H., Loranty M.M., Natali S.M., Kholodov A.L., Rocha A.V., et al. Shallow soils are warmer under trees and tall shrubs across Arctic and Boreal ecosystems // *Environmental Research Letters*. 2020. Vol. 16. 015001. DOI: 10.1088/1748-9326/abc994
354. L'Ecuyer T.S., Beaudoin H.K., Rodell M., Olson W., Lin B., Kato S., et al. The observed state of the energy budget in the early twenty-first century // *Journal of Climate*. 2015. Vol. 28. pp. 8319–8346. DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00556.1
355. Lawal S., Hewitson B., Egbebiyi T.S., Adesuyi A. On the suitability of using vegetation indices to monitor the response of Africa's terrestrial ecoregions to drought // *Science of The Total Environment*. 2021. Vol. 792. 148282. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.148282>
356. Leadley P., Proença V., Fernández-Manjarrés J., Pereira H.M., Alkemade R., Biggs R., Bruley E., Cheung W., Cooper D., Figueiredo J., Gilman E., Guénette S., Hurtt G., Mbow C., Oberdorff T., Revenga C., Scharlemann J.P.W., Scholes R., Smith M.S., Sumaila U.R., Walpole M. Interacting Regional-Scale Regime Shifts for Biodiversity and Ecosystem Services // *BioScience*. 2014. Vol. 64. No. 8. pp. 665–679. DOI: 10.1093/biosci/biu093.

357. Li J.-L.F., Waliser D.E., Stephens G., Lee S., L'Ecuyer T., Kato S., Loeb N., Ma H.-Y. Characterizing and understanding radiation budget biases in CMIP3/CMIP5 GCMs, contemporary GCM, and reanalysis // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2013. Vol. 118. pp. 8166–8184. DOI: 10.1002/jgrd.50378
358. Loarie S.R., Duffy P.B., Hamilton H., Asner G.P., Field C.B., Ackerly D.D. The velocity of climate change // *Nature*. 2009. Vol. 462. pp. 1052–1055. DOI: 10.1038/nature08649
359. Malhi G.S., Kaur M., Kaushik P. Impact of Climate Change on Agriculture and Its Mitigation Strategies: A Review // *Sustainability*. 2021. Vol. 13. 1318. <https://doi.org/10.3390/su13031318>
360. Mallick K., Trebs I., Boegh E., Giustarini L., Schlerf M., Drewry D.T., et al. Canopy-scale biophysical controls of transpiration and evaporation in the Amazon Basin // *Hydrology and Earth System Sciences*. 2016. Vol. 20. pp. 4237–4264. DOI: 10.5194/hess-20-4237-2016
361. Mamkin V., Kurbatova J., Avilov V., Mukhartova Y., Krupenko A., Ivanov D., Levashova N., Olchev A. Changes in net ecosystem exchange of CO₂, latent and sensible heat fluxes in a recently clear-cut spruce forest in western Russia: results from an experimental and modeling analysis // *Environmental Research Letters*. 2016. Vol. 11. 125012. DOI: 10.1088/1748-9326/11/12/125012
362. Marshall S.J. Regime Shifts in Glacier and Ice Sheet Response to Climate Change: Examples From the Northern Hemisphere // *Frontiers in Climate*. 2021. Vol. 3. 702585. DOI: 10.3389/fclim.2021.702585
363. May W., Miller P.A., Smith B. The importance of land-atmosphere biophysical interactions for regional climate and terrestrial ecosystem change // *CEC Syntheses*. Lund: Centre for Environmental and Climate Research (CEC), Lund University, 2020.

364. McCabe M.F., Aragon B., Houborg R., Mascaro J. CubeSats in Hydrology: Ultrahigh-Resolution Insights into vegetation dynamics and terrestrial evaporation // *Water Resources Research*. 2017. Vol. 53. pp. 10017–10024. DOI: 10.1002/2017WR022240
365. Mehmood K., Anees S.A., Muhammad S., Hussain K., Shahzad F., Liu Q., Ansari M.J., Alharbi S.A., Khan W.R. Analyzing vegetation health dynamics across seasons and regions through NDVI and climatic variables // *Sci Rep*. 2024. Vol. 14. P. 11775. <https://doi.org/10.1038/s41598-024-62464-7>
366. Merz E., Saberski E., Gilarranz L.J., Isles P.D.F., Sugihara G., Berger C., Pomati F. Disruption of ecological networks in lakes by climate change and nutrient fluctuations // *Nature Climate Change*. 2023. Vol. 13. No. 4. pp. 389–396. DOI: 10.1038/s41558-023-01615-6.
367. Milly P.C.D., Shmakin A.B. Global modeling of land water and energy balances. Part I: The land dynamics (LaD) model // *Journal of Hydrometeorology*. 2002. Vol. 3. No. 3. pp. 283–299.
368. Mintz Y., Sellers P.J., Willmott C.J. On the design of an interactive GLAS general circulation model // *NASA Technical Memorandum*. 1983. No. 84973.
369. MODIS/Terra Vegetation Indices Monthly L3 Global 0.05Deg CMG (MOD13C1) Version 6. URL: <https://lpdaac.usgs.gov/products/mod13c1v006/>
370. Monteith J.L. Evaporation and environment // *Symposia of the Society for Experimental Biology*. 1965. Vol. 19. pp. 205–234.
371. Moss W.E., Crausbay S.D., Rangwala I., Wason J.W., Trauernicht C., Stevens-Rumann C.S., Sala A., Rottler C.M., Pederson G.T., Miller B.W., Magness D.R., Littell J.S., Frelich L.E., Frazier A.G., Davis K.T., Coop J.D., Cartwright J.M., Booth R.K. Drought as an emergent driver of ecological transformation in the twenty-first century // *BioScience*. 2024. Vol. 74. pp. 524–538. <https://doi.org/10.1093/biosci/biae050>

372. Mueller B., Hirschi M., Jiménez C., Ciais P., Dirmeyer P.A., et al. Benchmark products for land evapotranspiration: LandFlux-EVAL multi-data set synthesis // *Hydrology and Earth System Sciences*. 2013. Vol. 17. pp. 3707–3720. DOI: 10.5194/hess-17-3707-2013
373. Mueller B., Seneviratne S.I. Systematic land climate and evapotranspiration biases in CMIP5 simulations // *Geophysical Research Letters*. 2014. Vol. 41. pp. 128–134. DOI: 10.1002/2013GL058055
374. Muñoz-Sabater J., Dutra E., Agustí-Panareda A., Albergel C., et al. ERA5-Land: a state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications // *Earth System Science Data*. 2021. Vol. 13. pp. 4349–4383. DOI: 10.5194/essd-13-4349-2021
375. Myers-Smith I.H., Elmendorf S.C., Beck P.S.A., Wilmking M., et al. Climate sensitivity of shrub growth across the tundra biome // *Nature Climate Change*. 2015. Vol. 5. pp. 887–891. DOI: 10.1038/nclimate2697
376. Myers-Smith I.H., Hik D.S. Climate warming as a driver of tundra shrubline advance // *Journal of Ecology*. 2018. Vol. 106. pp. 547–560. DOI: 10.1111/1365-2745.12817
377. NASA Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC). URL: <https://lpdaac.usgs.gov/>
378. NASA. Global Climate Change: Vital Signs of the Planet. URL: <https://climate.nasa.gov/>
379. NASA/GSFC/HSL. FLDAS Noah Land Surface Model L4 Global Monthly 0.1×0.1 degree (FLDAS_NOAH01_C_GL_M) // Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC). 2017. URL: https://hydro1.gesdisc.eosdis.nasa.gov/data/FLDAS/FLDAS_NOAH01_C_GL_M.001/
380. NOAA Climate Prediction Center. Teleconnections. URL: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>

381. Oehri J., Schaepman-Strub G., Kim J.-S., Grysko R., Kropp H., et al. Vegetation type is an important predictor of the Arctic summer land surface energy budget // *Nature Communications*. 2022. Vol. 13. 6379. DOI: 10.1038/s41467-022-34049-3
382. Ohmura A. Cryosphere during the twentieth century // *State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics* / R.S.J. Sparks, C.J. Hawkesworth (Eds.). Washington, D.C.: American Geophysical Union, 2004. pp. 239–257. (Geophysical Monograph Series, Vol. 150). DOI: 10.1029/150GM19
383. Olchev A., Radler K., Sogachev A., Panferov O., Gravenhorst G. Application of a three-dimensional model for assessing effects of small clearcuttings on radiation and soil temperature // *Ecological Modelling*. 2009. Vol. 220. pp. 3046–3056. DOI: 10.1016/j.ecolmodel.2009.08.009
384. Olchev A.V., Deshcherevskaya O.A., Kurbatova Y.A., Molchanov A.G., Novenko E.Y., Pridacha V.B., Sazonova T.A. CO₂ and H₂O exchange in the forest ecosystems of southern taiga under climate change // *Doklady Biological Sciences*. 2013. Vol. 450. pp. 173–176. DOI: 10.1134/S0012496613030216
385. Osland M., Bradford J.B., Toth L., Germino M.J., Grace J., Drexler J.Z., Stagg C., Grossman E.E., Thorne K.M., Romanach S., Passeri D., Noe G., Lacy J.R., Krauss K., Kowalski K.P., Guntenspergen G.R., Ganju N.K., Enwright N., Carr J.A., Byrd K.B., Buffington K. Ecological thresholds and transformations due to climate change: The role of abiotic stress // *Ecosphere*. 2025. Vol. 16. <https://doi.org/10.1002/ecs2.70229>
386. Overland J., Dethloff K., Francis J., Hall R., Hanna E., Kim S.-J., Screen J., Shepherd T.G., Vihma T. Nonlinear response of mid-latitude weather to the changing Arctic // *Nature Climate Change*. 2016. Vol. 6. pp. 992–999. DOI: 10.1038/nclimate3121

387. Paciolla N., Corbari C., Hu G., Zheng C., Menenti M., Jia L., Mancini M. Evapotranspiration estimates from an energy-water-balance model calibrated on satellite land surface temperature over the Heihe basin // *Journal of Arid Environments*. 2021. Vol. 188. 104466. DOI: 10.1016/j.jaridenv.2021.104466.
388. Pal S., Sharma P. A Review of Machine Learning Applications in Land Surface Modeling // *Earth*. 2021. Vol. 2. No. 1. pp. 174–190. DOI: 10.3390/earth2010011.
389. Palmer M.D., McNeall D.J. Internal variability of Earth's energy budget simulated by CMIP5 climate models // *Environmental Research Letters*. 2014. Vol. 9. 034016. DOI: 10.1088/1748-9326/9/3/034016
390. Panferov O., Ibrom I., Kreilein H., Oltchev A., Rauf A., June T., Gravenhorst G., Knohl A. Between deforestation and climate impact: the Bariri flux tower site in the primary montane rainforest of central Sulawesi, Indonesia // *FluxLetter*. 2009. Vol. 2. No. 3. pp. 17–19.
391. Pastick N.J., Jorgenson M.T., Goetz S.J., Jones B.M., Wylie B.K., et al. Spatiotemporal remote sensing of ecosystem change and causation across Alaska // *Global Change Biology*. 2019. Vol. 25. pp. 1171–1189. DOI: 10.1111/gcb.14273
392. Pastorello G., Trotta C., Canfora E., Chu H., Christianson D., et al. The FLUXNET2015 dataset and the ONEFlux processing pipeline for eddy covariance data // *Scientific Data*. 2020. Vol. 7. 225. DOI: 10.1038/s41597-020-0534-3
393. Petropoulos G.P., Lekka C. Recent Developments to the SimSphere Land Surface Modelling Tool for the Study of Land–Atmosphere Interactions // *Sensors*. 2024. Vol. 24. No. 10. P. 3024. DOI: 10.3390/s24103024.
394. Pithan F., Mauritsen T. Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models // *Nature Geoscience*. 2014. Vol. 7. pp. 181–184. DOI: 10.1038/ngeo2071

395. Pitman A.J., de Noblet-Ducoudré N., Cruz F.T., Davin E.L., et al. Uncertainties in climate responses to past land cover change: First results from the LUCID intercomparison study // *Geophysical Research Letters*. 2009. Vol. 36. L14814. DOI: 10.1029/2009GL039076
396. Port U., Brovkin V., Claussen M. The influence of vegetation dynamics on anthropogenic climate change // *Earth System Dynamics*. 2012. Vol. 3. pp. 233–243. DOI: 10.5194/esd-3-233-2012
397. Potter G.L., Cess R.D. Testing the impact of clouds on the radiation budgets of 19 atmospheric general circulation models // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2004. Vol. 109. D02106. DOI: 10.1029/2003JD004018
398. Prandtl L. Motion of fluids with very little viscosity // *NACA Technical Memorandum*. 1928. No. 452. (Original work presented 1904).
399. Prosser M.C., Williams P.D., Marlton G.J., Harrison R.G. Evidence for large increases in clear-air turbulence over the past four decades // *Geophysical Research Letters*. 2023. Vol. 50. e2023GL103814. DOI: 10.1029/2023GL103814
400. Radler K., Oltchev A., Panferov O., Klinck U., Gravenhorst G. Radiation and temperature responses to a small clear-cut in a spruce forest // *The Open Geography Journal*. 2010. Vol. 3. pp. 103–114.
401. Randsalu-Wendrup L., Conley D.J., Carstensen J., Fritz S.C. Paleolimnological records of regime shifts in lakes in response to climate change and anthropogenic activities // *Journal of Paleolimnology*. 2016. Vol. 56. No. 1. pp. 1–14. <https://doi.org/10.1007/s10933-016-9884-4>
402. Rayner N.A., Parker D.E., Horton E.B., Folland C.K., et al. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2003. Vol. 108. No. D14. 4407. DOI: 10.1029/2002JD002670

403. Reynolds O. On the dynamical theory of incompressible viscous fluids and the determination of the criterion // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. 1895. Vol. 186. pp. 123–164.
404. Richter-Menge J., Druckenmiller M.L., Jeffries M. Arctic Report Card 2019. 2019. 99 p. URL: <http://www.arctic.noaa.gov/Report-Card>
405. Rodell M., Famiglietti J.S., Wiese D.N., Reager J.T., Beaudoin H.K., Landerer F.W., Lo M.-H. Emerging trends in global freshwater availability // *Nature*. 2018. Vol. 557. pp. 651–659. DOI: 10.1038/s41586-018-0123-1
406. Rowe P.M., Fergoda M.F., Neshyba S.P. Temperature-dependent optical properties of liquid water from 240 to 298 K // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2020. Vol. 125. e2020JD032624. DOI: 10.1029/2020JD032624
407. Salmon V.G., Breen A.L., Kumar J., Lara M.J., Thornton P.E., Wullschlegel S.D., Iversen C.M. Alder distribution and expansion across a tundra hillslope: implications for local N cycling // *Frontiers in Plant Science*. 2019. Vol. 10. 1099. DOI: 10.3389/fpls.2019.01099
408. Sardanyés J., Ivančić F., Vidiella B. Identifying regime shifts, transients and late warning signals for proactive ecosystem management // *Biological Conservation*. 2024. Vol. 290. 110433. DOI: 10.1016/j.biocon.2023.110433
409. Seager R., Feldman J., Lis N., Ting M., Williams A.P., Nakamura J., Liu H., Henderson N. Whither the 100th meridian? The once and future physical and human geography of America's arid–humid divide. Part I: The story so far // *Earth Interactions*. 2018. Vol. 22. No. 5. pp. 1–22. DOI: 10.1175/EI-D-17-0011.1
410. Semenov V.A., Latif M. The early twentieth century warming and winter Arctic sea ice // *The Cryosphere*. 2012. Vol. 6. pp. 1231–1237. DOI: 10.5194/tc-6-1231-2012
411. Seneviratne S.I., Corti T., Davin E.L., Hirschi M., Jaeger E.B., Lehner I., Orlowsky B., Teuling A.J. Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. // *Earth-Science Review*. 2010. No. 99. pp. 125–161.

412. Shi S., Yang P., Vrieling A., Tol C.V.D. Vegetation optimal temperature modulates global vegetation season onset shifts in response to warming climate// Commun Earth Environ. 2025. Vol. 6. P. 203. <https://doi.org/10.1038/s43247-025-02186-4>
413. Shkolnik I.M., Nadyozhina E.D., Pavlova T.V., Molkentin E.K., Semioshina A.A. Snow cover and permafrost evolution in Siberia as simulated by the MGO regional climate model in the 20th and 21st centuries // Environmental Research Letters. 2010. Vol. 5. 015008. DOI: 10.1088/1748-9326/5/1/015008
414. Shmakin A.B., Milly P.C.D., Dunne K.A. Global modeling of land water and energy balances. Part III: Interannual variability // Journal of Hydrometeorology. 2002. Vol. 3. No. 3. pp. 311–321.
415. Singh B., Szeicz J. The effect of intercepted rainfall on the water balance of a hardwood forest // Water Resources Research. 1979. Vol. 15. pp. 131–138.
416. Singh R.P., Roy S., Kogan F. Vegetation and temperature condition indices from NOAA AVHRR data for drought monitoring over India // International Journal of Remote Sensing. 2003. Vol. 24. pp. 4393–4402. DOI: 10.1080/0143116031000084323
417. Sinore T., Wang F. Impact of climate change on agriculture and adaptation strategies in Ethiopia: A meta-analysis // Heliyon. 2024. Vol. 10. No. 4. Article e26103. DOI: 10.1016/j.heliyon.2024.e26103
418. Sorte F.A., Johnstone A., Ault T.R. Global trends in the frequency and duration of temperature extremes // Climatic Change. 2021. Vol. 166. 31. DOI: 10.1007/s10584-021-03094-0
419. Stephens G.L., Li J.-L., Wild M., Clayson C.A., Loeb N., Kato S., L’Ecuyer T., Stackhouse P.W., Lebsock M., Andrews T. An update on Earth’s energy balance in light of the latest global observations // Nature Geoscience. 2012. Vol. 5. pp. 691–696. DOI: 10.1038/ngeo1580

420. Stroe D.M., Dobre A., Cretu M., Tenciu M., Coman E.I., Patriche N. Analyzing the Impacts of Climate Change on the Hydrological Regime and Aquatic Biodiversity of the Danube River // Bulletin of the University of Agricultural Sciences and Veterinary Medicine Cluj-Napoca. Animal Science and Biotechnologies. 2025. Vol. 82. No. 1. pp. 89–97. DOI: 10.15835/buasvmcn-asb:2024.0012
421. Tabari H. Extreme value analysis dilemma for climate change impact assessment on global flood and extreme precipitation // Journal of Hydrology. 2021. Vol. 593. 125932. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2020.125932
422. Tchebakova N.M., Parfenova E.I., Bazhina E.V., Soja A.J., Groisman P.Ya. Droughts Are Not the Likely Primary Cause for Abies Sibirica and Pinus Sibirica Forest Dieback in the South Siberian Mountains // Forests. 2022. Vol. 13. 1378. DOI: 10.3390/f13091378
423. Tereshchenko I., Zolotokrylin A.N., Cherenkova E.A., Monzón C.O., Brito-Castillo L., Titkova T.B. Changes in aridity across Mexico in the second half of the twentieth century // Journal of Applied Meteorology and Climatology. 2015. Vol. 54. No. 10. pp. 2047–2062.
424. Tereshchenko I., Zolotokrylin A., Titkova T., Brito-Castillo L., Monzon C.O. On seasonal variation of surface temperature-modulating factors in the Sonoran Desert, North-West Mexico // Journal of Applied Meteorology and Climatology. 2012. Vol. 51. pp. 1519–1530. DOI: 10.1175/JAMC-D-11-0160.1
425. Titkova T.B., Zolotokrylin A.N. Circulation-related causes of changes in the heat-mass exchange in West-Siberian subarctic in the period of summer warming: case study of Yamalo-Nenets autonomous okrug // Water Resources. 2023. Vol. 50. No. S3. pp. S333–S337. DOI: 10.1134/S0097807823700549

426. Titkova T.B., Zolotokrylin A.N., Cherenkova E.A. Modern climate trends in evaporation changes and soil humidity in the south of European Russia // *Arid Ecosystems*. 2023. Vol. 13. No. 3. pp. 239–248. DOI: 10.1134/S2079096123030150
427. Titkova T.B., Zolotokrylin A.N., Cherenkova E.A. Modern climate trends in evaporation changes and soil humidity in the south of European Russia // *Arid Ecosystems*. 2023. Vol. 13. No. 3. pp. 239–248. DOI: 10.1134/S2079096123030150
428. Trenberth K.E., Fasullo J.T. An apparent hiatus in global warming? // *Earth's Future*. 2013. Vol. 1. pp. 19–32. DOI: 10.1002/2013EF000165
429. Trenberth K.E., Fasullo J.T. Regional energy and water cycles: transports from ocean to land // *Journal of Climate*. 2013. Vol. 26. pp. 7837–7851. DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00008.1
430. Trenberth K.E., Fasullo J.T. Simulation of present-day and twenty-first-century energy budgets of the southern oceans // *Journal of Climate*. 2010. Vol. 23. pp. 440–454. DOI: 10.1175/2009JCLI3152.1
431. Trenberth K.E., Fasullo J.T., Mackaro J. Atmospheric moisture transports from ocean to land and global energy flows in reanalyses // *Journal of Climate*. 2011. Vol. 24. pp. 4907–4924. DOI: 10.1175/2011JCLI4171.1
432. Tucker C.J., Sellers P.J. Satellite remote sensing of primary production // *International Journal of Remote Sensing*. 1986. Vol. 7. pp. 1395–1416. DOI: 10.1080/01431168608948944
433. Tung K.-K., Zhou J. Using data to attribute episodes of warming and cooling in instrumental records // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2013. Vol. 110. pp. 2058–2063. DOI: 10.1073/pnas.1212471110
434. Vinogradova V., Titkova T., Zolotokrylin A. How climate change is affecting the transitional natural zones of the Northern and Arctic regions of Russia // *Polar Science*. 2021. Vol. 29. 100652. DOI: 10.1016/j.polar.2021.100652

435. Vionnet V., Brun E., Morin S., Boone A., Faroux S., Le Moigne P., Martin E., Willemet J.-M. The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2 // *Geoscientific Model Development*. 2012. Vol. 5. pp. 773–791. DOI: 10.5194/gmd-5-773-2012
436. Visconti P., Elias V., Sousa Pinto I., Fischer M., Ali-Zade V., Báldi A., et al. Status, trends and future dynamics of biodiversity and ecosystems underpinning nature's contributions to people // *The IPBES Regional Assessment Report on Biodiversity and Ecosystem Services for Europe and Central Asia* / M. Rounsevell et al. (Eds.). Bonn: IPBES Secretariat. 2018. pp. 187–382.
437. Vu C.H., Nguyen B.Q., Tran T.-N.-D., Vo D.N., Arshad A. Climate Change-Driven Hydrological Shifts in the Kon-Ha Thanh River Basin // *Water*. 2024. Vol. 16. No. 23. P. 3389. DOI: 10.3390/w16233389
438. Wang H.L., Su W.Y. Evaluating and understanding top of the atmosphere cloud radiative effects in intergovernmental panel on climate change (IPCC) fifth assessment report (AR5) coupled model intercomparison project phase 5 (CMIP5) models using satellite observations // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2013. Vol. 118. pp. 683–699. DOI: 10.1029/2012JD018619
439. Wang L., Chen W., Huang G., Zeng G. Changes of the transitional climate zone in East Asia: past and future // *Climate Dynamics*. 2017. Vol. 49. pp. 1463–1477. DOI: 10.1007/s00382-016-3400-4
440. Wang X., Wu C., Peng D., Gonsamo A., Liu Z. Snow cover phenology affects alpine vegetation growth dynamics on the Tibetan Plateau: Satellite observed evidence, impacts of different biomes, and climate drivers // *Agricultural and Forest Meteorology*. 2018. Vol. 256–257. pp. 61–74. DOI: 10.1016/j.agrformet.2018.03.004
441. Wen X., Tang G., Wang S., Huang J. Comparison of global mean temperature series // *Advances in Climate Change Research*. 2011. Vol. 2. No. 4. pp. 187–192. DOI: 10.3724/SP.J.1248.2011.00187

442. Wendler G., Eaton F. On the desertification of the Sahel zone. Part 1: Ground observations // *Climatic Change*. 1983. Vol. 5. pp. 365–380.
443. Wever N., Schmid L., Heilig A., Eisen O., Fierz C., Lehning M. Verification of the multi-layer SNOWPACK model with different water transport schemes // *The Cryosphere*. 2015. Vol. 9. pp. 2271–2293. DOI: 10.5194/tc-9-2271-2015
444. Whicker C.A., Flanner M.G., Dang C., Zender C.S., Cook J.M., Gardner A.S. SNICAR-ADv4: a physically based radiative transfer model to represent the spectral albedo of glacier ice // *The Cryosphere*. 2022. Vol. 16. pp. 1197–1220. DOI: 10.5194/tc-16-1197-2022
445. Wild M. Decadal changes in radiative fluxes at land and ocean surfaces and their relevance for global warming // *WIREs Climate Change*. 2016. Vol. 7. pp. 91–107. DOI: 10.1002/wcc.372
446. Wild M. The global energy balance as represented in CMIP6 climate models // *Climate Dynamics*. 2020. Vol. 55. pp. 553–577. DOI: 10.1007/s00382-020-05282-7
447. Wild M. Towards global estimates of the surface energy budget // *Current Climate Change Reports*. 2017. Vol. 3. pp. 87–97. DOI: 10.1007/s40641-017-0058-x
448. Wild M., Folini D., Hakuba M.Z., Schär C., Seneviratne S.I., Kato S., et al. The cloud-free global energy balance and inferred cloud radiative effects: an assessment based on direct observations and climate models // *Climate Dynamics*. 2019. Vol. 52. pp. 4787–4812. DOI: 10.1007/s00382-018-4413-y
449. Wild M., Folini D., Schär C., Loeb N., Dutton E.G., König-Langlo G. The global energy balance from a surface perspective // *Climate Dynamics*. 2013. Vol. 40. pp. 3107–3134. DOI: 10.1007/s00382-012-1569-8

450. Wild M., Folini D., Schär C., Loeb N., Dutton E.G., König-Langlo G. The energy balance over land and oceans: an assessment based on direct observations and CMIP5 climate models // *Climate Dynamics*. 2015. Vol. 44. pp. 3393–3429. DOI: 10.1007/s00382-014-2430-z
451. Williams P.D., Guilyardi E., Sutton R., Gregory M.G., Madec G. A new feedback on climate change from the hydrological cycle // *Geophysical Research Letters*. 2007. Vol. 34. L08706. DOI: 10.1029/2007GL029275
452. Wing A.A., Stauffer C.L., Becker T., Reed K.A., Ahn M.-S., et al. Clouds and convective self-aggregation in a multimodel ensemble of radiative–convective equilibrium simulations // *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. 2020. Vol. 12. e2020MS002138. DOI: 10.1029/2020MS002138
453. Wohlfahrt G., Irschick C., Thalinger B., Hörtnagl L., Hammerle A., Li X., Gerdel K. Insights from independent evapotranspiration estimates for closing the energy balance: a grassland study // *Vadose Zone Journal*. 2010. Vol. 9. pp. 1025–1033. DOI: 10.2136/vzj2009.0158
454. Wu M., Schurgers G., Rummukainen M., Smith B., Samuelsson P., Jansson C., Siltberg J., May W. Vegetation–climate feedbacks modulate rainfall patterns in Africa under future climate change // *Earth System Dynamics*. 2016. Vol. 7. pp. 627–647. DOI: 10.5194/esd-7-627-2016
455. Wu Y., Yang J., Li S., Guo C., Yang X., Xu Y., Yue F., Peng H., Chen Y., Gu L., Shi Z., Luo G. NDVI-Based Vegetation Dynamics and Their Responses to Climate Change and Human Activities from 2000 to 2020 in Miaoling Karst Mountain Area, SW China // *Land*. 2023. Vol. 12. pp. 1267. <https://doi.org/10.3390/land12071267>
456. Zhang G., Zhou G.-S., Yang F.-L. Dynamics of sensible and latent heat fluxes over a temperate desert steppe ecosystem in Inner Mongolia // *Chinese Journal of Applied Ecology*. 2010. Vol. 21. No. 3. pp. 597–603.

457. Zhang J., Ding J., Hou X., Wu P. Quantifying drought response sensitivity and spatial and temporal heterogeneity of vegetation in arid and semi-arid regions // International Journal of Remote Sensing. 2023. Vol. 44. pp. 1665–1683. <https://doi.org/10.1080/01431161.2023.2182651>
458. Zhang R., Wang H., Fu Q., Pendergrass A.G., Wang M., Yang Y., Ma P.-L., Rasch P.J. Local radiative feedbacks over the Arctic based on observed short-term climate variations // Geophysical Research Letters. 2018. Vol. 45. pp. 5761–5770. DOI: 10.1029/2018GL077852
459. Zhang X., Walsh J.E., Zhang J., Bhatt U.S., Ikeda M. Climatology and interannual variability of Arctic cyclone activity: 1948–2002 // Journal of Climate. 2004. Vol. 17. pp. 2300–2317. DOI: 10.1175/1520-0442(2004)017<2300:CAIVOA> 2.0.CO2
460. Zolotokrylin A.N., Brito-Castillo L., Titkova T.B. Monitoring of the "island" of desertification in Sonora in the 21st century // Journal of Arid Environments. 2020a. Vol. 178. 104147. DOI: 10.1016/j.jaridenv.2020.104147
461. Zolotokrylin A.N., Titkova T.B., Brito-Castillo L. Wet and dry patterns associated with ENSO events in the Sonoran Desert from 2000–2015 // Journal of Arid Environments. 2016. Vol. 134. pp. 21–32. DOI: 10.1016/j.jaridenv.2016.06.007
462. Zolotokrylin A.N., Gunin P.D., Titkova T.B., Baja C.N., Kazantseva T.I. Diagnosis of the desertification dynamics of arid pastures in Mongolia from observation in key areas and MODIS data // Arid Ecosystems. 2016. Vol. 6. No. 3. pp. 153–160. DOI: 10.1134/S2079096116030134
463. Zolotokrylin A.N., Titkova T.B., Cherenkova E.A., Vinogradova V.V. Dynamics of summer moistening and biophysical parameters of arid pastures in the European part of Russia in 2000–2014 // Arid Ecosystems. 2016. Vol. 6. No. 1. pp. 322–328.

464. Zolotokrylin A.N., Cherenkova E.A., Titkova T.B. Bioclimatic subhumid zone of Russia plains: droughts, desertification, and land degradation // *Arid Ecosystems*. 2018. Vol. 8. No. 1. pp. 7–12. DOI: 10.1134/S2079096118010140
465. Zolotokrylin A.N., Titkova T.B., Cherenkova E.A. Characteristics of spring–summer drought in dry and wet periods in the south of European Russia // *Arid Ecosystems*. 2020b. Vol. 10. No. 4. pp. 322–328. DOI: 10.1134/S2079096120040216

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Средняя ошибка потоков явного (SH) и скрытого (LH) тепла реанализа ERA5-Land в % за 2011–2018 гг. в летние месяцы по полигонам относительно данных наблюдений базы FLUXNET2015.

широта	долгота	Явное тепло			Скрытое тепло			Страна/ идентификатор	Название сайта
		июнь	июль	август	июнь	июль	август		
71.3	–156.6	16	10	8	14	9	11	US-A10	ARM-NSA-Barrow
70.8	147.5	8	9	4	8	7	5	RU-Cok	Chokurdakh
70.5	–149.9	9	8	5	15	11	14	US-A03	ARM-AMF3-Oliktok
70.5	–157.4	6	8	7	14	14	24	US-Atq	Atqasuk
68.6	161.4	8	8	6	16	11	11	RU-Ch2	Chersky reference
68.6	161.3	8	8	8	15	11	10	RU-Che	Cherski
68.5	–155.8	5	5	5	17	13	13	US-Ivo	Ivotuk
68.4	19.1	1	3	10	1	5	6	SE-St1	Stordalen grassland
64.9	–147.9	3	3	3	15	13	10	US-Uaf	University of Alaska, Fairbanks
64.9	–163.7	8	10	6	16	12	12	US-NGC	NGEE Arctic Council
64.7	–148.3	8	3	3	11	12	11	US-BZF	Bonanza Creek Rich Fen
64.2	19.6	11	7	5	9	11	11	US-BZS	Bonanza Creek Black Spruce
63.9	–149.3	4	2	1	13	12	11	US-EML	Eight Mile Lake Permafrost thaw gradient, Healy Alaska
63.8	45.5	6	4	3	22	19	18	SE-Deg	Degero
63.8	24.3	9	11	4	9	8	7	GL-NuF	Nuuk Fen
61.3	–121.3	12	13	18	5	5	6	CA-SCC	Scotty Creek Landscape
56.4	32.9	4	6	5	2	2	2	RU-Fyo	Fyodorovskoye
54.2	12.2	9	12	17	3	3	3	DE-Hte	Huetelmoor
53.9	12.9	8	13	28	2	2	2	DE-Zrk	Zarnekow
53.2	13.1	11	14	22	3	3	3	DE-Dgw	Dagowsee
47.8	11.3	2	3	2	8	8	8	DE-SfN	Schechenfilz Nord
47.3	2.3	5	3	5	8	7	6	FR-LGt	La Gnette
47.3	7.7	6	3	2	7	8	9	CH-Oe2	Oensingen crop
47.2	8.4	6	6	5	6	6	5	CH-Cha	Chamau
47.1	11.3	19	30	17	5	6	7	AT-Neu	Neustift
46.8	9.9	10	11	14	3	6	6	CH-Dav	Davos
45.9	–90.3	5	6	6	8	7	7	US-PFa	Park Falls/WLEF
45.2	–68.7	5	9	8	11	11	13	US-Ho1	Howland Forest (main tower)
43.3	141.8	3	2	1	12	10	10	JP-BBY	Bibai bog
41.6	–83	3	4	3	13	10	9	US-CRT	Curtice Walter-Berger cropland
41.5	–83.3	3	11	12	18	5	4	US-Oho	Oak Openings
41.5	–83	9	15	6	12	9	9	US-WPT	Winous Point North Marsh
41.4	–82.3	27	17	9	7	6	7	US-OWC	Old Woman Creek
40.5	15	3	8	8	8	4	4	IT-BCi	Borgo Cioffi

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Изменение климатических параметров между 30-летними периодами (1991–2020) – (1961–1990) по ландшафтным зонам по летним месяцам (по данным ERA5-Land): на профиле 44° в.д. (центр ЕТР).

параметр	температура, °C			осадки, мм/месяц			испарение, мм/месяц			влажность почвы 0–7 см, %		
Ландшафтная зона	июнь	июль	август	июнь	июль	август	июнь	июль	август	июнь	июль	август
Северотаёжная	00.5	00.6	00.4	00.8	00.9	20.3	10.1	10.5	00.5	–0.4	–0.7	00.4
Среднетаёжная	00.5	00.7	00.4	–1.2	–5.3	–4.9	00.0	10.4	00.1	–0.8	–1.4	–0.6
Южнотаёжная	00.5	00.9	00.5	10.5	–15.8	–0.8	10.5	1.9	–0.6	–0.7	–2.0	–1.5
Подтаёжная	00.5	00.9	00.6	30.6	–15.2	–2.4	20.2	300.3	–0.6	–0.1	–1.9	–2.0
Широколиственно-лесные	00.5	00.9	00.8	00.0	–17.4	–0.1	20.0	20.9	–0.1	–0.1	–2.2	–2.0
Лесостепные	00.5	10.0	00.9	00.9	–13.2	–6.5	10.1	20.7	–2.3	–0.4	–2.1	–2.6
Степные типичные и сухостепные	10.0	10.2	10.5	–3.8	–8.1	–10.9	–1.7	–4.2	–7.5	–1.1	–1.4	–2.5

Полужирным выделены значимые изменения с вероятностью 0.95 по критерию Стьюдента.

На профиле 55° в.д. (восток ЕТР).

параметр	температура, °С			осадки, мм/месяц			испарение, мм/месяц			влажность почвы 0–7 см, %		
	июнь	июль	август	июнь	июль	август	июнь	июль	август	июнь	июль	август
Ландшафтная зона												
Арктическая	0.7	1.2	1.3	2.3	11.6	–1.0	0.1	1.8	0.0	1.4	0.8	0.2
Тундровая	1.9	0.1	0.4	14.9	4.5	–1.6	10.2	0.6	0.2	–1.8	0.5	1.7
Лесотундровая	1.5	0.0	0.2	15.2	–2.1	–2.6	8.8	0.1	–0.3	–1.5	–0.5	0.8
Северотаёжная	1.0	0.0	0.2	11.2	–3.7	–2.8	5.4	2.4	–1.0	–0.4	–0.2	–0.2
Среднетаёжная	0.7	0.2	0.2	5.9	–7.6	0.8	2.5	1.0	–2.4	0.3	–1.1	–0.5
Южнотаёжная	0.5	0.2	0.3	2.6	–8.0	0.3	3.2	0.0	–2.8	0.5	–0.9	–0.8
Подтаёжная	0.5	0.2	0.6	2.4	–14.2	–0.2	2.5	–0.3	–0.2	–0.5	–1.4	–1.0
Лесостепные	0.5	0.2	0.6	2.4	–14.2	–0.2	2.5	–0.3	–0.2	–0.5	–1.4	–1.0
Степные типичные, сухостепные	0.9	0.6	1.1	–6.3	–8.2	–8.1	–5.7	–11.1	–9.8	–1.3	–1.4	–2.1
Полупустынные, пустынные	0.8	0.4	1.1	–1.0	1.0	–3.9	–0.2	–1.4	–1.9	0.1	0.1	–0.5

Полужирным выделены значимые изменения с вероятностью 0.95 по критерию Стьюдента.

На профиле 80° в.д. (центр Западной Сибири).

параметр	температура, °С			осадки, мм/месяц			испарение, мм/месяц			влажность почвы 0–7 см, %		
	июнь	июль	август	июнь	июль	август	июнь	июль	август	июнь	июль	август
Ландшафтная зона												
Тундровая	2.9	0.2	0.3	4.8	–2.4	4.1	14.1	2.3	–0.2	–0.8	–1.9	0.2
Лесотундровая	3.3	–0.1	0.2	0.8	–4.6	7.0	16.7	–1.2	–0.8	–3.5	–1.4	–0.2
Северотаёжная	2.4	–0.3	0.3	–1.8	–4.5	10.4	14.0	0.6	0.1	–2.8	–0.7	0.2
Среднетаёжная	1.2	–0.2	0.5	5.0	–4.1	–3.0	3.7	1.9	–0.2	–0.6	0.4	–1.4
Южнотаёжная	0.6	–0.2	0.7	12.5	3.5	–7.3	–0.3	0.8	1.2	–0.1	1.4	–2.1
Лесостепные	0.4	–0.1	0.9	9.6	9.5	–8.2	–4.5	0.1	–0.9	0.0	1.1	–1.8
Степные типичные, сухостепные	0.3	–0.1	1.0	8.9	12.5	–5.7	–9.3	–1.4	–2.9	–0.1	1.5	–1.4

Полужирным выделены значимые изменения с вероятностью 0.95 по критерию Стьюдента.