



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

На правах рукописи

Варенцов Михаил Иванович

**Анализ и моделирование
мезоклиматических особенностей
Московской агломерации**

25.00.30 – метеорология, климатология, агрометеорология

**ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата географических наук**

Научный руководитель:
профессор, доктор географических наук
Кислов Александр Викторович

Москва – 2018

Оглавление

Введение	5
Глава 1. Аномалии температуры и влажности Московской агломерации и их временная изменчивость	13
1.1. Особенности городского климата и факторы их формирования.....	13
1.2. Московская агломерация как объект изучения городской климатологии....	15
1.3. Проблемы мониторинга городского климата	18
1.3.1. Сеть метеорологических наблюдений в Московском регионе.....	19
1.3.2. Формирование базы данных метеорологических наблюдений	22
1.3.3. Проблема определения количественных характеристик городских климатических аномалий	24
1.4. Городской остров тепла, его суточная, сезонная и многолетняя динамика .	26
1.5. Городские аномалии влажности.....	47
Выводы к главе 1	57
Глава 2. Особенности пространственного распределения температуры и влажности в пределах Московской агломерации	58
2.1. Оценка репрезентативности метеорологических измерений станций ГПБУ «Мосэкомониторинг»	59
2.2. Проблемы визуализации и интерполяции данных новых сетей мониторинга	66
2.3. Пространственная структура городского острова тепла	70
2.3.1. Остров тепла в поле среднесуточных температур	71
2.3.2. Пространственное распределения ночных температур.....	73
2.3.3. Пространственного распределения температуры в условиях хорошо выраженного острова тепла	74
2.3.4. Оценка влияния локальных и мезоклиматических факторов на интенсивность острова тепла.....	77

2.4. Пространственная структура городского острова сухости	82
Выводы к главе 2.....	87
Глава 3. Детализированное моделирование метеорологического режима Московской агломерации.....	88
3.1. Мезомасштабные модели атмосферы и возможности их применения для городских условий	88
3.2. Описание модели COSMO и ее версии COSMO-CLM	92
3.3. Конфигурация численных экспериментов	94
3.4. Описание урбанизированной поверхности в модели COSMO	99
3.5. Методика расчета необходимых параметров городской среды.....	102
3.6. Верификация результатов моделирования для загородных условий.....	107
3.6.1. Описание процедуры верификации результатов моделирования	107
3.6.2. Температура воздуха (лето)	109
3.6.3. Температура воздуха (зима).....	114
3.6.4. Влажность воздуха.....	117
3.6.5. Скорость ветра	118
3.6.6. Осадки	120
3.7. Верификация результатов моделирования для городских условий	122
3.7.1. Интенсивность острова тепла в летний период.....	123
3.7.2. Интенсивность острова тепла в зимний период	126
3.7.3. Городские аномалии влажности.....	129
Выводы к главе 3	130
Глава 4. Четырёхмерная структура городских аномалий метеорологического режима по данным моделирования.....	132
4.1. Городские аномалии температуры и влажности	133
4.1.1. Вертикальная структура городского острова тепла	133
4.1.2. Городские тепловые шлейфы	139

4.1.3. Влияние города на стратификацию атмосферы	142
4.1.4. Вертикальная структура городских аномалий влажности	144
4.2. Влияние города на ветровой режим	146
4.2.1. Вертикальная структура городской аномалии скорости ветра	146
4.2.2. Пространственные особенности городского бриза	152
4.3. Влияние города на облачность и осадки	157
4.3.1. Аномалии сумм осадков летнего сезона	159
4.3.2. Аномалии облачности летнего сезона	161
4.3.3. Аномалии сумм осадков и облачности зимнего сезона	164
Выводы к главе 4	165
Глава 5. Отклик городского климата на гипотетические сценарии развития Московской агломерации	166
5.1. Актуальность задачи анализа отклика климата на урбанистические изменения и методы ее решения	166
5.2. Рассматриваемые сценарии развития города	168
5.3. Отклик летнего термического режима	175
5.3.1. Локальные и удаленные отклики	175
5.3.2. Зависимость отклика от времени суток и фоновой температуры	179
5.3.3. Отклик характеристик термического комфорта	183
5.4. Отклик в поле летних сумм осадков	188
Выводы по главе 5	190
Заключение	191
Список сокращений и условных обозначений	193
Список литературы	194

Введение

Урбанизированные территории характеризуются значительной антропогенной нагрузкой на окружающую среду и отличаются от естественных ландшафтов термодинамическими свойствами подстилающей поверхности. Эти факторы определяют формирование характерных **урбанистических (городских)¹ аномалий метеорологического режима**. Яркий пример такой аномалии – эффект **городского острова тепла** (далее – ОТ), заключающийся в превышении температуры воздуха в городе относительно его окрестностей, в отдельных случаях – на 10 °С и более. ОТ и аномалии других метеорологических величин (ветра, влажности и т.д.) сказываются на условиях проживания городского населения и хозяйственной деятельности. Соответственно, актуальным направлением современной метеорологии и климатологии является изучение подобных аномалий и их учет в различных практических задачах, начиная с прогноза погоды и заканчивая планированием долгосрочного развития городов и их адаптации к изменениям климата.

Подобные исследования ведутся в рамках городской климатологии, возникшей как наука в XIX в. и активно развивающейся с 1950-х гг. Однако многие ее классические результаты получены по точечным данным редких городских метеорологических станций (далее – МС), что затрудняет понимание пространственной структуры городских аномалий метеорологического режима. Так, дискуссионным остается вопрос об их пространственном масштабе. Часто такие аномалии рассматриваются как локальные (микrokлиматические) особенности местности, для которых подразумевается горизонтальный масштаб менее 1 км и локализация в пределах приземного слоя атмосферы.

¹ Термин «**урбанистическая аномалия**» используется, чтобы подчеркнуть обусловленность аномалий не только городской застройкой, но и другими факторами антропогенной деятельности в пределах урбанизированных территорий. При этом их пространственная локализация может отличаться от локализации застройки, что показано далее. Термин «городская аномалия» (например, «городской остров тепла») используется в работе с аналогичным смыслом.

Поскольку современные мегаполисы простираются на десятки км, можно говорить и о соизмеримых **мезомасштабных** аномалиях, обусловленных интегральным влиянием города. Их свойства неизбежно должны отличаться от микроклиматических особенностей отдельных дворов, улиц и парков. Это обстоятельство подтверждается установленными фактами влияния крупных городов на атмосферные процессы далеко за пределами приземного слоя, в том числе на местные циркуляции и режим осадков. Однако подобные факты немногочисленны и получены по данным разрозненных и преимущественно непродолжительных измерений, что затрудняет понимание общей картины влияния большого города на мезоклимат. Новые возможности для исследования данного вопроса открывают технологии мезомасштабного моделирования.

Московская агломерация (далее – МА) в силу своего размера, особенностей планировки и географического положения является удобным объектом для изучения урбанистических мезо-аномалий метеорологического режима. Дополнительную значимость подобным исследованиям для Москвы придает их важность для понимания отклика климата города на его рост и развитие и, в итоге, для долгосрочного градостроительного планирования. В частности, важной задачей представляется оценка изменений мезоклимата МА вследствие реализации масштабных проектов развития территории «Новой Москвы» и реновации старых пятиэтажных зданий, реализуемых Правительством Москвы.

Ключевым инструментом данного исследования является региональная модель атмосферы COSMO, на базе которой разработана технологическая система COSMO-Ru, используемая для оперативного прогноза погоды в Гидрометцентре России. Это определяет высокую практическую значимость развития и апробации методов воспроизведения особенностей городского климата в рамках данной модели.

Таким образом, комплексный анализ мезоклиматических особенностей МА по данным наблюдений и моделирования, а также оценка чувствительности мезоклимата города к возможным сценариям его развития представляют собой актуальную научную задачу.

Объект данного исследования – метеорологический режим Московского региона. **Предмет исследования** – урбанистические мезо-аномалии метеорологического режима МА и их пространственно-временная изменчивость.

Целью работы является комплексный анализ урбанистических мезоклиматических аномалий МА, их пространственно-временной изменчивости и чувствительности к реализации возможных сценариев развития города.

Для достижения поставленной цели решены следующие **задачи**:

1. Уточнение количественных характеристик урбанистических аномалий температуры и влажности МА (величин, аномалии которых могут быть надежно диагностированы по стационарным данным), тенденций их многолетней динамики и взаимосвязи последней с изменениями климата.
2. Определение пространственной структуры этих аномалий по данным новых сетей метеорологического мониторинга, развёрнутых в Московском регионе в последние годы.
3. Адаптация мезомасштабной модели атмосферы COSMO-CLM для условий Московского региона, включающая выбор и настройку необходимых параметризаций, подготовку требующихся входных параметров и определение оптимальной конфигурации модели.
4. Анализ четырехмерной (пространственно-временной) структуры урбанистических мезо-аномалий метеорологического режима по результатам моделирования.
5. Оценка чувствительности климата МА к реализации набора гипотетических сценариев ее развития по результатам моделирования.

Научная новизна работы

1. Для анализа пространственно-временной изменчивости урбанистических аномалий температуры и влажности МА в дополнение к данным стандартных метеорологических наблюдений **впервые** использованы данные новых сетей мониторинга: автоматических метеостанций (далее – АМС) ФГБУ «Центральное УГМС» и автоматических станций контроля загрязнения атмосферы (далее – АСКЗА) ГПБУ «Мосэкомониторинг».
2. Предложена, апробирована и успешно верифицирована методика детализированного моделирования метеорологического режима МА, синтезирующая **самые передовые программные и технические решения**: современную мезомасштабную модель COSMO, адаптированную соискателем под условия Московского региона и дополненную специализированными параметризациями городской поверхности; **принципиально новую технологию** получения параметров городской среды на основе геоинформационного анализа картографических данных OpenStreetMap, разработанную на кафедре картографии и геоинформатики географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова Самсоновым Т.Е. с участием соискателя; высокопроизводительные суперкомпьютерные вычисления.
3. Моделирование атмосферных процессов в Московском регионе **впервые** выполнено в рамках мезомасштабной модели атмосферы с явным учетом влияния урбанизированной поверхности, с высоким пространственным разрешением (шаг сетки 1 км), на многолетнем временном масштабе.
4. **Впервые** проведен комплексный анализ пространственной структуры ОТ и других урбанистических мезоклиматических аномалий в четырехмерном пространстве (изучена временная динамика их трехмерной структуры).
5. **Впервые** получена оценка отклика климата МА на реализацию гипотетических сценариев ее экстенсивного и интенсивного развития.

Основные положения, выносимые на защиту

1. Урбанистические аномалии метеорологического режима МА выражены как мезомасштабные явления, соизмеримые с ней по характерному горизонтальному размеру, вытянутые по вертикали на сотни метров и влияющие на динамические процессы в тропосфере.
2. Предлагаемая методика мезомасштабного моделирования способна адекватно воспроизводить метеорологический режим МА, в том числе его урбанистические аномалии, и может быть использована для их анализа.
3. В МА выражено урбанистическое усиление современного потепления климата, обусловленное ростом и развитием города, а также крупномасштабными изменениями фонового метеорологического режима, способствующими усилению ОТ в летний период.
4. Локальные урбанистические изменения (застройка новых территорий в пределах МА или на ее периферии) ведут к усилению городских мезомасштабных аномалий метеорологического режима и формированию его нелокальных откликов, что объясняет механизм наблюдаемой интенсификации ОТ.

Практическая значимость

Полученные результаты демонстрируют важность учета урбанистических мезо-аномалий метеорологического режима в широком спектре научных и прикладных задач, включая прогноз погоды и качества воздуха для урбанизированных территорий, детализацию ожидаемых климатических изменений и разработку оптимальных сценариев развития города. Также показана перспективность применения современных технологий мезомасштабного моделирования для решения подобных задач. В частности, результаты работы могут быть использованы для улучшения качества численных прогнозов погоды для Московской агломерации и других урбанизированных территорий в рамках системы краткосрочного прогноза погоды COSMO-Ru, развиваемой в ФГБУ «Гидрометцентр России».

Апробация работы

Основные результаты работы доложены соискателем лично на **14** конференциях и семинарах: на генеральной ассамблее Европейского геофизического союза EGU (Вена, Австрия, 2014; 2016; 2017), международной конференции по городскому климату ICUC (Тулуза, Франция, 2015); конференции Европейского метеорологического общества EMS (Триест, Италия, 2016; Дублин, Ирландия, 2017), «Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические эффекты (САТЭП)» (Шепси, Россия, 2015), русско-венгерском семинаре по городской климатологии (Сегед, Венгрия, 2016), семинарах пользователей моделей COSMO/CLM/ICON/ART (Оффенбах, Германия, 2017; 2018), научных семинарах ФГБУ «Гидрометцентр России» (2016), кафедры метеорологии и климатологии географического факультета МГУ имени В.М. Ломоносова (2017) и Католического университета г. Лёвен (Лёвен, Бельгия, 2017), научно-техническом семинаре ФГБУ «Центральное УГМС» (2016).

Также результаты диссертации использовались при выполнении работ по проекту Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ) и Русского географического общества №13-05-41306, проектам РФФИ №16-35-00474, №15-05-03911, №15-35-21129, №16-05-00704, гранту Президента РФ МК-1497.2013.5, проекту Российского научного фонда № 17-77-20070, а также приоритетному проекту AEVUS международного консорциума COSMO.

Научные публикации

По теме диссертации опубликовано **26** работ, включая **7** статей в рецензируемых российских и зарубежных научных изданиях, определенных п.2.3 Положения о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова, **5** статей и разделов в **2-х** коллективных монографиях, **17** тезисов в сборниках российских и международных конференций.

Личный вклад автора

Все анализируемые результаты работы получены автором лично. В частности, автором самостоятельно выполнены обработка и анализ всех имеющихся данных наблюдений, проведены численные эксперименты с моделью COSMO-CLM, интерпретированы результаты моделирования. Автор участвовал в разработке используемой в работе методики геоинформационного анализа данных OpenStreetMap (совместно с Самсоновым Т.Е. и Константиновым П.И.) и параметризации городской подстилающей поверхности TERRA_URB (совместно с ее основным автором Воутерсом Х.).

Благодарности

Автор выражает искреннюю признательность за постановку задач исследования и поддержку на пути к их решению своему научному руководителю, д.г.н., проф. Александру Викторовичу Кислову. Автор глубоко благодарен д.ф.-м.н., проф. Ривину Г.С., к.г.н. Розинкиной И.А., Блинову Д.В. и к.г.н. Платонову В.С за помощь в освоении и настройке модели COSMO; руководству и сотрудникам ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» и лично к.ф.-м.н. Булыгиной О.Н., руководству и сотрудникам ФГБУ «Центральное УГМС» и лично Терешонку Н.А., руководству и сотрудникам ГПБУ «Мосэкомониторинг» за содействие в получении данных наблюдений; к.г.н. Самсонову Т.Е. за создание базы данных параметров городской среды; руководству и сотрудникам суперкомпьютерного комплекса МГУ за техническую поддержку проведенных вычислений; к.г.н. Константинову П.И., д.ф.-м.н., проф. РАН Репиной И.А., к.г.н. Торопову П.А., к.ф.-м.н. Степаненко В.М., д.г.н., проф. Чубаровой Н.Е., к.г.н. Локощенко М.А., к.ф.-м.н. Юшкову В.П., проф. Эзау И.Н., Трусиловой К. и Воутерсу Х. за ценные консультации и обсуждение результатов работы; к.г.н. Алексеевой С.Ф., д.б.н. Ольчеву В.А., д.г.н. Сурковой Г.В. и к.г.н. Шестаковой А.А. за помощь при подготовке к защите, членам своей семьи за неоценимую помощь и поддержку.

Структура и объем диссертации

Диссертационная работа состоит из введения, пяти глав, заключения, списка литературы из 256 наименований работ отечественных и зарубежных авторов, списка сокращений и обозначений. Она изложена на 212 страницах текста, включая 88 рисунков и 8 таблиц.

Структура диссертационной работы построена следующим образом:

- В **Главе 1** дан краткий обзор существующих работ, посвящённых проблемам изучения особенностей городского климата в общем и для МА; приведено описание использованных в работе данных наблюдений; даны количественные характеристики городских аномалий температуры и влажности для современного периода и тенденций их многолетней динамики, полученные по данным наблюдений на стандартных метеорологических станциях.
- **Глава 2** посвящена анализу пространственной структуры городских аномалий температуры и влажности по совместным данным стандартных метеорологических станций и новых сетей наблюдений (АМС ФГБУ «Центральное УГМС» и АСКЗА ГПБУ «Мосэкомониторинг»).
- В **Главе 3** описана используемая методика численного моделирования метеорологического режима МА в рамках модель COSMO-CLM, также приводятся результаты верификации модельных расчетов.
- **Глава 4** посвящена анализу четырехмерной (в т.ч. вертикальной) структуры и изменчивости урбанистических аномалий метеорологического режима по данным моделирования, позволяющих получить более детализированную и комплексную картину по сравнению с данными наблюдений.
- В **Главе 5** анализируется отклик климата МА на реализацию гипотетических сценариев ее развития (изменения застройки и планировки города) по данным моделирования.

Глава 1.

Аномалии температуры и влажности Московской агломерации и их временная изменчивость

1.1. Особенности городского климата и факторы их формирования

Изучение особенностей городского климата началось в XIX в. с пионерской работы Люка Ховарда «Климат Лондона». Наиболее активно городская климатология развивается с середины XX в., преимущественно в странах Западной Европы и Северной Америки. В настоящее время факторы и механизмы влияния урбанизированных территорий на климат в целом хорошо изучены, им посвящены тысячи научных статей (см. обзорные работы, например, [Arnfield, 2003; Huang, Lu, 2017; Tzavali et al., 2015]), множество зарубежных и несколько отечественных монографий (например, [Ландсберг, 1983; Мягков и др., 2007; Оке, 1987; Оке et al., 2017; Климат Москвы..., 1969]). Ключевой климатической особенностью городского климата является аномалия термического режима, известная как **городской остров тепла** (далее – ОТ). ОТ диагностируется практически для любых городов, причем не только в полях температуры поверхности или приземного воздуха, но также в пограничном слое атмосферы выше уровня крыш (см. Главу 4), в почве [Ferguson, Woodbury, 2007; Lokoshchenko, Korneva, 2015] и грунтовых водах [Benz et al., 2016] под городом. Также установлено, хотя и изучено менее детально влияние городов на режим влажности, ветра, осадков, облачности и другие метеорологические величины (см. далее по тексту).

Формирование ОТ и других городских аномалий метеорологического режима обусловлено, главным образом, характерными особенностями урбанизированной поверхности и антропогенной деятельностью. Конкретные физические механизмы, ведущие к формированию городских климатических аномалий, рассмотрены в большем числе работ, например, в [Еланский и др., 2012; Ландсберг, 1983; Мягков, 2005; Мягков и др., 2007; Оке, 1982; Оке, 1987; Оке et al., 2017]. Ниже перечислены наиболее важные из таких механизмов.

Различия теплофизических свойств искусственных и естественных поверхностей – альbedo, излучательной способности, теплоемкости и теплопроводности – обуславливают более эффективное поглощение солнечной радиации городской средой. Дополнительно этому способствуют геометрические эффекты переизлучения и переотражения длинноволновой и коротковолновой радиации между стенами зданий и поверхностью земли. Во-вторых, наличие непроницаемых для воды и лишенных растительности искусственных поверхностей изменяет соотношение потоков явного и скрытого тепла в тепловом балансе в пользу первых. В-третьих, значимую роль играет антропогенный поток тепла, формируемый транспортом, промышленностью, отапливаемыми или кондиционируемыми зданиями, человеческим метаболизмом и т.д. Другими важными факторами являются повышенная шероховатость городской подстилающей поверхности, влияющая на режим турбулентности, и особенности газового и аэрозольного состава городской атмосферы.

Все перечисленные факторы тесно взаимодействуют друг с другом и с атмосферными процессами различных масштабов, формируя наблюдаемые городские аномалии метеорологического режима. Вклад каждого из факторов меняется в зависимости от времени суток и года, синоптических и географических условий. Среди общих закономерностей, определенных для городов умеренных широт, можно отметить ключевую роль различий теплофизических свойств и условий испарения между городом и естественными ландшафтами в формирование летнего ОТ, в то время как зимний ОТ обусловлен преимущественно антропогенным потоком тепла [Мягков, 2005; Christen, Vogt, 2004; Oke, 1982; Ryu, Baik, 2012]. Это определяет качественные различия летних и зимних городских аномалий метеорологического режима. Поэтому в рамках данной работы особенности метеорологического Московской агломерации рассматриваются, в первую очередь, для летних и зимних условий.

1.2. Московская агломерация как объект изучения городской климатологии

Население Московской агломерации по состоянию на 2016 г. составляет около 16–17 млн человек [Сох, 2017], по некоторым данным – 25 млн [Московская городская агломерация..., 2017]. Столь большой разброс в оценках связан с различными подходами определения агломерации и ее границ. Но вне зависимости от выбранных критериев определения агломерации и подсчета ее населения, Московская агломерация многократно превосходит все прочие городские агломерации России и является крупнейшей моноцентрической агломерацией в Европе и одной из крупнейших в мире.

Нахождение в ряду крупнейших агломераций, а также ряд особенностей физико-географического положения и планировки делают Москву (здесь и далее название города и агломерации употребляются как синонимы) крайне интересным объектом изучения для городской климатологии. В отличие от большинства крупнейших мегаполисов мира, Москва расположена на равнине, вдали от крупных водных объектов, что существенно упрощает задачу идентификации формируемых городом климатических особенностей. Другой важной особенностью города является его достаточно компактная и симметричная форма. Также Москва является самым северным мегаполисом с населением более 10 млн человек, а ее расположение в зоне умеренно-континентального климата (по классификации Б.П. Алисова) определяет значительную повторяемость периодов летней жары и зимних морозов, когда городские аномалии метеорологического режима выражены особенно ярко (см. раздел 1.4).

Тематика изучения климатических особенностей Москвы, обусловленных ее урбанистическим влиянием, не нова. Она рассматривается, как минимум, в трех книгах, вышедших во второй половине XX века, и в большом числе научных статей. Важные результаты были получены в 1950-1960-х гг., когда на территории Москвы работала плотная сеть метеостанций. Так, в [Колобков, 1959] отмечается, что средняя многолетняя температура в городе на 1 °С выше, чем на загородных метеостанциях, что соответствует смещению на юг на 300 км. При этом

разность температуры между городом и его ближайшими окрестностями в 5–10 °С – «обычное явление», наблюдаемое, в том числе, на фоне зимних морозов. Также Н.В. Колобков отмечает для Москвы бóльшую повторяемость туманов, связывая это с высокой концентрацией ядер конденсации, бóльшие многолетние суммы осадков в городе, наличие эффекта городского острова сухости и городского бриза. Стоит отметить, что ввиду научно-популярного характер этой книги, многие результаты приводятся без доказательной базы в виде таблиц и иллюстраций.

Более детальные результаты о различиях климатических условий Москвы и Подмосковья приведены в монографии [Климат Москвы..., 1969]. Авторами отмечаются различия термического режима между центральными районами с плотной застройкой и парковыми районами города, а также существенное влияние городского ОТ на продолжительность безморозного периода: последний весенний заморозок наблюдается в центре города на 15–20 дней раньше, чем за городом, а первый осенний – на 15–20 дней позже. Также в данной монографии отмечается, что от центра города на его подветренную сторону (летом – на востоко-северо-восток, зимой – на восток) тянется шлейф повышенных сумм осадков. Суммы осадков в этом шлейфе возрастают на 50 % зимой и 15 % летом. Авторы объясняют это повышенной концентрацией ядер конденсации в загрязненном городском воздухе.

Детальный анализ климатических особенностей Москвы для более позднего периода (1950–1989 гг.) приводится в монографии [Климат Москвы..., 1995]. В ней подчеркивается наличие аномалий термического режима (ОТ) и удельной влажности воздуха (эффекта острова влажности), отрицательной аномалии относительной влажности (эффекта острова сухости), отрицательных аномалий скорости ветра и положительной аномалии сумм осадков. Однако, несмотря на детальность приведенных в данной книге результатов, основной акцент в ней делается на анализ особенностей климата Москвы в различные сезоны года, а не его урбанистических аномалий.

Таким образом, анализ существующих работ по тематике влияния города на климатические особенности Москвы указывает на значительную изученность вопроса. При этом важно отметить недостаточное понимание современного состояния климатических особенностей города и динамики их количественных характеристик. Это связано с тем, что результаты наиболее подробных комплексных исследований [Климат Москвы..., 1969; Климат..., 1995] характеризуют климатические особенности Москвы второй половины XX века, при том, что с тех пор город претерпел существенные урбанистические и социально-экономические преобразования, происходившие на фоне глобальных и региональных климатических изменений. Кроме того, в этих монографиях климат рассматривается в статическом состоянии, а его изменениям, в том числе обусловленным процессами урбанизации, практически не уделяется внимания.

Изучение климатических особенностей Московской агломерации было продолжено в многочисленных более поздних работах, например, в [Горчаков и др., 2014; Кузнецова и др., 2017; Локощенко и др., 2017; Мягков, 2005; Мягков, 2006а; Рубинштейн, Гинзбург, 2003; Стулов, 1993; Lokoshchenko, 2014; Lokoshchenko, 2017]. Эти исследования позволили изучить климатические аномалии Москвы более детально и рассмотреть, в том числе, тенденции их многолетних изменений. Также были получены принципиально новые результаты о вертикальной структуре ОТ по данным контактных и дистанционных наблюдений. Они показали, что городская температурная аномалия не ограничена приземным слоем атмосферы и вытянута на сотни метров вверх от поверхности [Кадыгров и др., 2002; Кузнецова, Нахаев, 2010; Локощенко и др., 2016; Khaikine et al., 2006], формируя ОТ в атмосферном пограничном слое (далее – АПС).

Однако в перечисленных работах климатические аномалии Московской агломерации и тенденции их изменений рассматриваются независимо друг от друга, с использованием различающихся методик и для различных временных срезов, что осложняет понимание общей картины происходящего. Примером более комплексного анализа особенностей метеорологического режима

Москвы является работа [Матвеев, 2007]. Однако в ней используются только данные за 1971–1990 гг., а многолетняя динамика анализируемых показателей не рассматривается. Таким образом, задача комплексного анализа климатических аномалий Москвы и уточнения их количественных характеристик и тенденций для современных условий представляется актуальной.

1.3. Проблемы мониторинга городского климата

Основным методом городской климатологии является сравнение данных наблюдений на городских и загородных метеорологических станциях. Именно таким образом получен ряд классических результатов [Ландсберг, 1983; Оке, 1987].

К сожалению, возможности применения данного метода ограничены малым количеством «городских» метеостанций или их отсутствием (что характерно для многих городов). Кроме того, показания одной такой станции характеризуют, во многом, микроклиматические условия конкретной части города, и могут быть нерепрезентативны для других районов в силу особенностей их застройки, рельефа и гидрографии. Это обстоятельство затрудняет изучение городских аномалий метеорологического режима как мезомасштабных структур и объясняет активное применение в городской климатологии других измерительных систем, в том числе создание специализированных городских метеорологических сетей [Chapman et al., 2015; Lelovics et al., 2016; Muller et al., 2013] и использование мобильных измерительных комплексов на базе автомобилей, велосипедов [Brandsma, Wolters, 2012; Heusinkveld et al., 2014; Spronken-Smith, Oke, 1998; Urmanis et al., 1998] или даже поездов [Еланский и др., 2012]. В то же время для надежной оценки статистических характеристик климата города необходимы долговременные стандартные метеорологические измерения.

Важно отметить, что наиболее надежно могут быть изучены по данным стационарных наблюдений городские аномалии температуры и влажности воздуха. Анализ аномалий других величин (в первую очередь, характеристик режима осадков и ветрового режима) осложнен существенными методическими проблемами. Так, скорость ветра в условиях городской застройки характеризуется

крайне высокой пространственной изменчивостью, определяемой режимом обтекания отдельных зданий [Мягков, 2006b; 2013], что осложняет сравнение друг с другом измерений на различных метеостанциях. Также велика, особенно в летний период, пространственная изменчивость поля осадков (см. раздел 4.3). Кроме того, для осадков и ветра наиболее остро стоит проблема заполнения пропусков в рядах данных наблюдений (см. раздел 1.3.2). По этим причинам данные стационарных наблюдений в рамках данной работы используются только для анализа городских аномалий температуры и влажности.

1.3.1. Сеть метеорологических наблюдений в Московском регионе

Современная сеть метеорологических наблюдений в пределах Московского региона (*Рисунок 1.1*) включающая в себя стандартные метеорологические станции (далее – МС) с продолжительными многолетними рядами, новые автоматические метеостанции (далее – АМС) ФГБУ «Центральное УГМС», МС при аэропортах московского аэроузла и автоматические станции контроля загрязнения воздуха (далее – АСКЗА) ГПБУ «Мосэкомониторинг», достаточно хорошо подходит для мониторинга и анализа климатических особенностей города.

Наиболее репрезентативные, точные и продолжительные данные наблюдений формируют стандартные метеостанции или специализированные обсерватории. Четыре такие станции расположены в пределах центральной части городской агломерации и характеризуют климатические условия различных ее районов. Метеостанция Балчуг расположена непосредственно в центре города, в 600 метрах от Кремля, в окружении плотной застройки. Метеорологическая обсерватория имени В.А. Михельсона, метеорологическая обсерватория МГУ имени М.В. Ломоносова и главная московская метеостанция ВДНХ расположены в пределах городских «зеленых зон» на удалении 8–10 км от центра. Метеостанции Немчиновка и Тушино расположены непосредственно на окраинах города вблизи МКАДа. За пределами города, в радиусе 110 км от его центра расположены еще 16 «загородных» метеостанций, включая три основных аэропорта Московского аэроузла – Шереметьево (SVO), Внуково (VKO) и Домодедово (DME).

Широкие возможности для анализа современных климатических особенностей Московской агломерации открылись с вводом в эксплуатацию новых АМС ФГБУ «Центральное УГМС», развертывание сети которых началось в последние годы. Так, в течение 2010–2013 гг. в Москве и ее окрестностях было установлено 7 АМС, 4 из которых – в пределах «сплошной» городской агломерации (Строгино, Красногорск, Долгопрудный и Горки Ленинские) и 3 за ее пределами (Электроугли, Сергиев Посад и Михайловское). Еще больше АМС было установлено в течение 2014–2015 гг. Кроме того, в связи с открытием аэропортов Остафьево и Раменское (он же – Жуковский) для регулярного гражданского авиасообщения стали доступны метеорологических измерений в этих точках (данные в коде METAR доступны с 2012 г.). Интерес к использованию данных измерений во всех этих точках обусловлен тем, что они расположены в переходной зоне между центральной частью города и загородными территориями, которая ранее не была охвачена наблюдениями.

Также важно отметить данные измерений наблюдательной сети ГПБУ «Мосэкомониторинг», развертывание которой началось в 1990-е гг. По состоянию на 2015 г. она включает в себя более 40 АСКЗА, охватывающих всю территорию города, включая наиболее застроенные и населенные районы. Интерес к использованию этих данных обусловлен возможностью детального анализа изменчивости климатических условий в пределах города на их основе. Однако условия измерений метеорологических параметров на этих станциях не соответствуют наставлениям о метеорологических наблюдениях [Наставление..., 1985], что накладывает ограничения на их использования, более подробно рассмотренные в Главе 2.

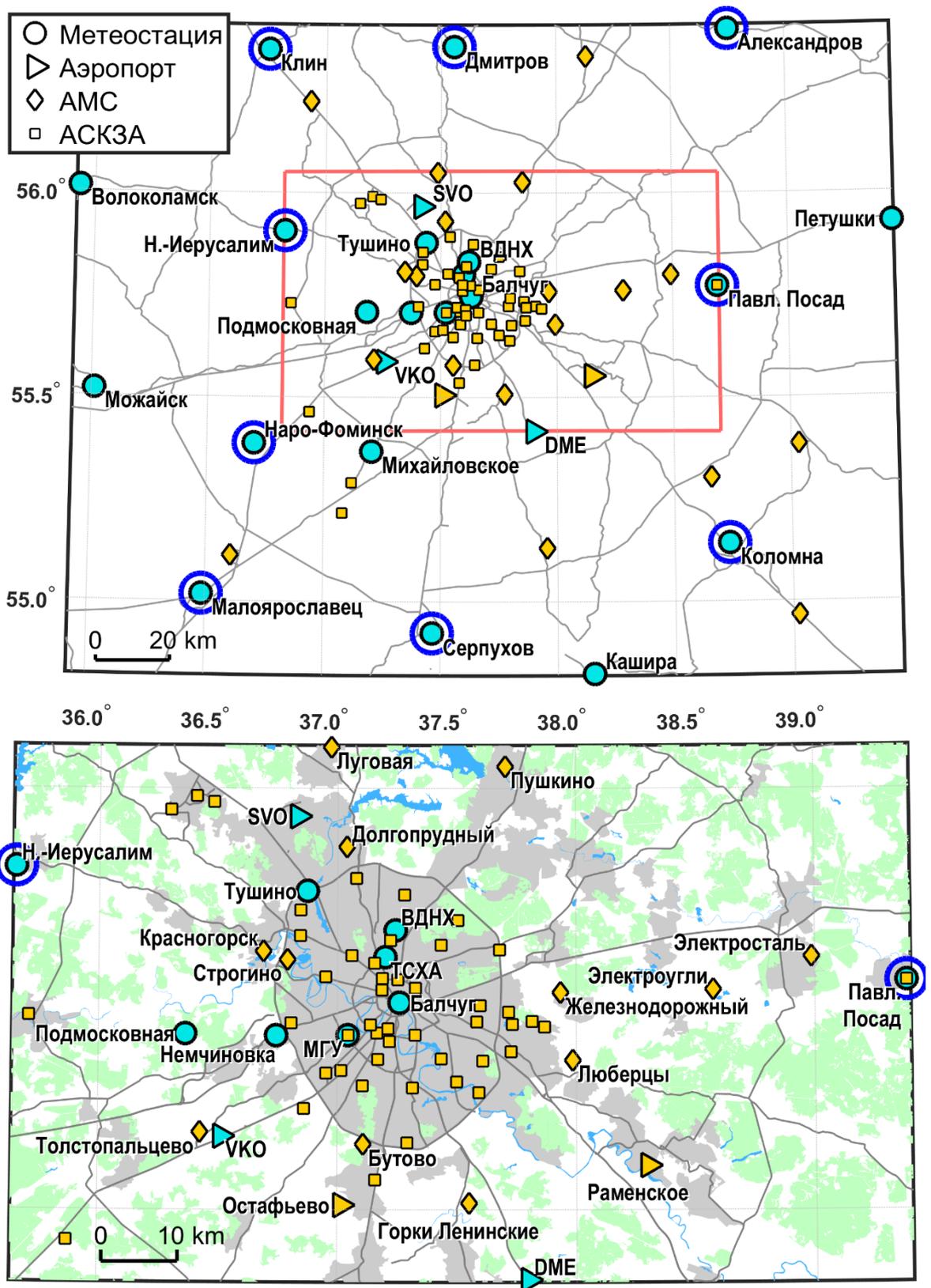


Рисунок 1.1 – Схема расположения МС, АМС и АСКЗА, используемых в работе (для всех анализируемых временных периодов), для Московского региона (сверху) и для Москвы и ближнего Подмосковья – области внутри красного прямоугольника (снизу). Бирюзовым цветом выделены точки с многолетними рядами наблюдений, оранжевым – «новые» точки измерений. МС, используемые для определения фоновых условий, обведены синими кружками. Урбанизированная территория, лесные массивы, водные объекты и автодороги показаны по данным OpenStreetMap

1.3.2. Формирование базы данных метеорологических наблюдений

Для формирования единой базы данных метеорологических наблюдений использовано несколько архивов информации (*Таблица 1.1*). В ее основу легли данные срочных наблюдений ФГБУ «Центральное УГМС» и ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», архив наблюдений метеорологической обсерватории МГУ, данные из веб-архивов сайтов «Расписание погоды» (www.rp5.ru) и NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration, www.noaa.gov). Из последних двух источников взяты, в частности, данные наблюдений на метеостанциях при аэропортах, отсутствующие в других архивах.

Исходные данные наблюдений, представленные в различных текстовых форматах, собраны в единую бинарную базу данных, в нее же интегрированы данные метеорологических наблюдений сети АСКЗА ГПБУ «Мосэкомониторинг». При этом выполнена синхронизация данных по времени и приведение к стандартным 3-часовым срокам метеорологических наблюдений. Временной охват сформированной базы данных составляет с 1977 по 2016 г. включительно.

Выбор такого временного периода определен постановкой задачи и возможностью получения данных для ее решения. Многолетняя динамика характеристик метеорологического режима Московской агломерации и их урбанистических аномалий за XIX–XX в. изучена в ряде работ [Рубинштейн, Гинзбург, 2003; Lokoshchenko, 2014; Lokoshchenko, 2017]. В рамках данной работы поставлена задача уточнения и более детального анализа современных тенденций, в том числе их пространственных особенностей. Соответственно, выбранный период определен компромиссом между его продолжительностью и числом станций, наблюдения для которых доступны в используемых архивах. Например, данные из архива ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» удалось получить по некоторым станциям (включая Балчуг) только с 1977 г., а ряды наблюдений при аэропортах Шереметьево и Внуково доступны в архиве NOAA только с 1973 г.

Таблица 1.1 – Список использованных баз данных метеорологических наблюдений

Архив исходных данных	Количество станций	Максимальный временной охват
<i>Данные стандартных метеорологических наблюдений (включая АМС)</i>		
ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД»	63	1977–2009
ФГБУ «Центральное УГМС»	137	1984–2015
МО МГУ	1	1977–2016
NOAA (данные с веб-сайта www.ncdc.noaa.gov)	2	1973–2014
Веб-сайт «Расписание погоды» (www.rp5.ru)	71	2005–2016
Всего в объединенной базе данных:	145	1977–2016
<i>Данные наблюдений АСКЗА ГПБУ «Мосэкомониторинг»</i>		
Всего:	49	2010–2016

Пространственный охват базы данных ограничен меридианами 33.7° и 41.3° в.д. и параллелями 53.7° и 57.7° с.ш., т.е. в нее были включены не только упомянутые выше станции Москвы и Московской области, но и значительная часть станций, расположенных в пределах соседних областей.

Существенной проблемой при формировании базы данных стало наличие большого числа пропусков в рядах наблюдений (в первую очередь, для станций в аэропортах, АМС и АСКЗА). Отдельные пропуски продолжительностью до года встречались и в рядах данных стандартных метеостанций, что препятствовало, в частности, анализу трендов многолетней изменчивости климатических характеристик. Для решения подобных проблем используются различные методики восстановления пропущенных значений. Например, в Главной геофизической обсерватории имени А.И. Воейкова разработан метод восстановления пропусков среднесуточных температур по данным той же станции, основанный на использовании рядов Фурье [Руководство..., 2008].

Для условий плотной сети наблюдений, существующей в Московском регионе, более перспективным представляется применение методов, использующих для заполнения пропусков данные соседних станций. В данной работе использован алгоритм множественной линейной регрессии с рядами данных соседних метеостанций, разработанный на основе методики из [Tardivo, Berti, 2012]. Заполнение пропусков таким способом проводилось для температуры, давления и влажности воздуха. Пропуски в рядах скорости и направления ветра, осадков и облачности, поля которых существенно менее гладкие [Гандин, Каган, 1976; Исаев, 1988; Калинин, 2015], не заполнялись.

1.3.3. Проблема определения количественных характеристик городских климатических аномалий

Как уже отмечалось, основными объектом изучения городской климатологии являются формируемые городом климатические аномалии (острова тепла, влажности/сухости и т.д.), определяемые как отклонения от фоновых (загородных) значений. Такое отклонение от температуры принято называть **интенсивностью острова тепла** (от англ. urban heat island intensity).

Определение таких величин требует аккуратного выбора городских и фоновых станций [Кузнецова и др., 2017; Stewart, 2011]. В идеальных условиях фоновая метеостанция должна характеризовать климат территории, аналогичной городу по всем параметрам (рельеф, высота над уровнем моря, положение относительно крупных водных объектов), но лишенной антропогенного влияния. При этом такая точка должна располагаться не слишком далеко от города, чтобы различия синоптических условий в ней и в городе были минимальны, но и не слишком близко, чтобы не попадать в городской «тепловой шлейф». В реальности строгое выполнение этих условий практически не достижимо, в частности, из-за того, что фоновые метеорологические станции в большинстве случаев расположены рядом или в пределах населенных пунктов, и, следовательно, подвержены определенному антропогенному воздействию.

Для Москвы практически идеальной фоновой точкой наблюдений является станция Подмосковная, расположенная на западе от города, в 30 км от его центра, в пределах слабо урбанизированной территории (в то время как многие из остальных станций расположены вблизи подмосковных городов). Кроме того, в относительной близости от станции Подмосковная располагалась закрытая в настоящее время метеостанция им. С.И. Небольсина, данные наблюдений которой использовались для сопоставления с данным наблюдений в городских метеостанциях в [Климат Москвы..., 1969; Климат..., 1995]. Однако, в используемых архивах данные наблюдений станции Подмосковная доступны только с 1988 г., что ограничивает возможности их использования для определения фоновых условий Московского региона.

В данной работе для определения фоновых климатических характеристик использовались девять метеостанций, окружающих Москву с четырех сторон света относительно симметричным прямоугольником (*Рисунок 1.1*). Все они имеют продолжительные ряды наблюдений, небольшую долю пропусков и расположены в том же диапазоне высот, что и основные городские станции (*Таблица 1.2*), что позволяет считать влияние рельефа незначительным. Аномалия температуры (ΔT), она же – интенсивность ОТ, определена как:

$$\Delta T = T - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n T_i \quad (1.1)$$

где T – температура на какой-либо отдельно взятой городской станции, T_i – температура на каждой из фоновых станций, $n = 9$ – число фоновых станций. Аналогичный подход часто используется в городской климатологии, в частности, он применялся для Москвы в работе [Lokoshchenko, 2014] и для Пекина – в [Yang et al., 2013]. Аналогичным образом определены городские аномалии влажности.

Таблица 1.2 – Список метеостанций, выбранных для определения средних фоновых условий (выделены жирным шрифтом), в сравнении с метеостанцией Подмосковная и основными городскими метеостанциями

Название	Индекс ВМО	Расстояние от центра города, км	Широта, ° с.ш.	Долгота, ° в.д.	Высота над уровнем моря, м
Балчуг	27605	0	55.74556	37.63	124
МГУ	27617	8	55.70694	37.52222	192
ВДНХ	27612	9	55.83139	37.62194	148
Подмосковная (Малое Сареево)	27518	28	55.70861	37.18194	169
Наро-Фоминск	27611	71	55.38722	36.70111	190
Ново-Иерусалим	27511	53	55.90639	36.825	159
Клин	27417	86	56.35	36.74972	166
Дмитров	27419	68	56.3575	37.55722	178
Александров	27428	100	56.4	38.75056	185
Павловский Посад	27523	66	55.77167	38.6925	134
Коломна	27625	95	55.14222	38.7325	112
Серпухов	27618	92	54.9225	37.46556	164
Малоярославец	27606	108	55.01694	36.48583	195

1.4. Городской остров тепла, его суточная, сезонная и многолетняя динамика

Анализ характеристик ОТ требует понимания ключевых особенностей термического режима Московского региона в целом. Для их изучения было рассмотрено два десятилетних периода: 1977–1986 гг. и 2007–2016 гг. Это позволяет рассмотреть временные срезы, достаточно продолжительные, но при этом максимально удаленные друг от друга по времени в условиях роста населения города и потепления климата. Также выбор подобных периодов позволяет использовать для анализа данные большего числа метеостанций и получать за счет этого более детальную пространственную картину. Так, для 1977–1986 гг., доступны данные метеостанции Егорьевск (закрыта в начале 1990-х гг.) и обсерватории им. В.А. Михельсона (она же ТСХА, не закрыта, но данные перестали поступать в используемые архивы с 1997 г.). Для периода 2007–2016 гг., доступны

данные метеостанций Тушино, Немчиновка и Подмосковная (данные по ним появились в используемых архивах с конца 1980-х гг.).

Поле среднегодовых температур в окрестностях Москвы за оба временных среза достаточно гладкое (*Рисунок 1.2*), пространственная изменчивость невелика – различия между самой теплой и самой холодной загородной станцией не превышают 1 °С. Этому способствует равнинный рельеф, достаточно однородные ландшафты и отсутствие крупных водных объектов. Основной вклад в пространственную изменчивость вносит широтный градиент температуры. При этом нельзя утверждать, что влияние локальных микроклиматических особенностей на термический режим загородных территорий полностью отсутствует. Например, на станции Кашира среднегодовая температура воздуха на 0.2–0.3 °С ниже, чем на расположенных несколько севернее станциях Коломна и Серпухов, что связано с условиями рельефа [Кузнецова и др., 2017].



Рисунок 1.2 – Среднегодовая температура воздуха (°С) для метеостанций Московского региона за два временных периода: 1977–1986 (а) и 2007–2016 гг., (б). Часть станций расположена за пределами области картографирования: они отмечены на ее границе, а направление на их истинное местоположение показано стрелкой. Светло-серыми линиями показаны основные автомобильные дороги по данным OpenStreetMap

Эффект ОТ четко прослеживается на таком фоне: разность температуры между городскими и фоновыми станциями существенно превосходит её загородную изменчивость. Даже в городских парках (станции ВДНХ, МГУ, ТСХА) и на окраинах города (Тушино, Немчиновка) температура в среднем выше, чем на ближайших к городу фоновых метеостанциях (Подмосковная, Ново-Иерусалим) и на метеостанциях, расположенных примерно на 100 км южнее (Малоярославец, Серпухов, Кашира, Коломна). Также *Рисунок 1.2* наглядно демонстрирует, что второй рассматриваемый период (2007–2016 гг.) значительно теплее первого.

Для изучения изменчивости характеристик ОТ во времени и сравнения Москвы с другими городами разумно перейти от значений температуры воздуха к значениям ее аномалии (*Рисунок 1.3*) согласно введенному определению интенсивности ОТ. Важно отметить, что для станции Подмосковная (которая, как отмечено выше, является практически идеальной фоновой станцией) значение аномалии близко к нулю, что подтверждает репрезентативность используемой методики оценки фоновых условий. Примечательно, что среднегодовая и летняя интенсивность ОТ для современного периода больше, чем для 1977–1986 гг. Эти различия подробно анализируются ниже.

Важной характеристикой ОТ является изменчивость его интенсивности в зависимости от времени суток, сезона года и особенностей синоптических условий. Суточный ход для большинства городов подчиняется общей закономерности: днем наблюдается минимум интенсивности ОТ, а вечером или ночью – максимум [Ландсберг, 1983; Оке, 1982; Оке, 1987]. Это связано с особенностями теплового баланса (днем урбанизированная поверхность эффективно аккумулирует тепло, а ночью охлаждается гораздо медленнее загородных ландшафтов), а также с суточным циклом стратификации атмосферы. Зависимость от синоптических условий также хорошо изучена: как и другие местные климатические особенности, ОТ наиболее хорошо выражен в ясную и безоблачную погоду, которая обычно характерна для антициклональных условий [Ландсберг, 1983]

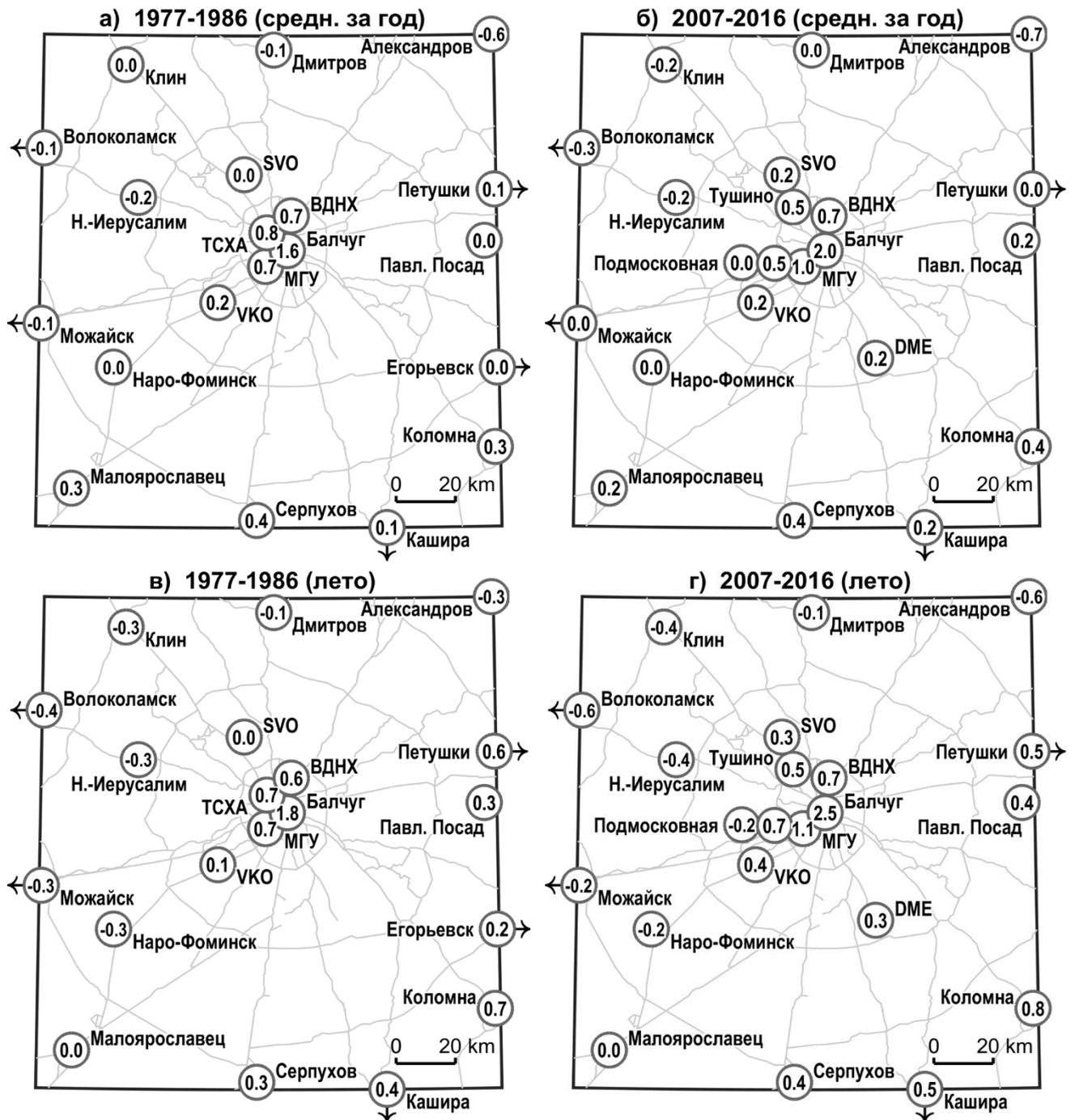


Рисунок 1.3 – Значения аномалии среднегодовой (а, б), средней летней (в, г) и средней зимней (д, е) температуры ($^{\circ}\text{C}$) для метеостанций Московского региона за два временных периода: 1977–1986 (а, в, д) и 2007–2016 гг. (б, г, е). Аномалия рассчитывается как отклонения от среднего значения по 9 фоновым станциям (см. текст). Обозначения аналогичны **Рисунок 1.2**. См. продолжение на следующей странице

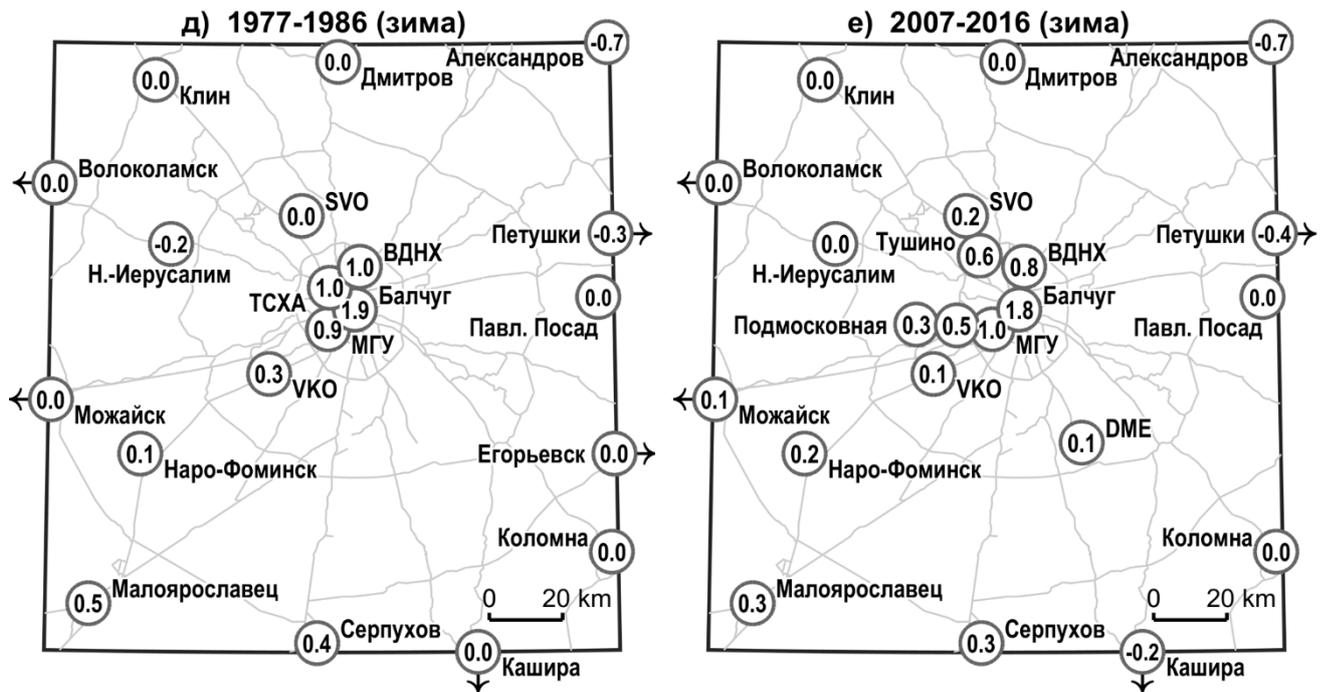


Рисунок 1.3 (продолжение)

Особенности годового цикла интенсивности ОТ существенно различаются для различных городов и соответствующих им климатических зон. В Москве для современного временного периода (**Рисунок 1.3**) интенсивность ОТ летом в среднем больше, чем зимой, что также согласуется с [Кузнецова и др., 2017]. Аналогичный годовой ход наблюдается в Лондоне [Wilby, 2003], а, например, в Пекине [Yang et al., 2013], Белграде [Unkašević et al., 2001] и Сеуле [Lee, Baik, 2010] наблюдается обратная ситуация. Важно отметить, что преобладание летней интенсивности ОТ Москвы над зимней наблюдалось не всегда. Так, для временного периода 1977–1988 гг., интенсивность зимнего ОТ несколько больше летней, а по данным за более продолжительные временные периоды (1950–1989 гг. и 1959–1987 гг.) интенсивность ОТ летом и зимой примерно одинакова [Рубинштейн, Гинзбург, 2003; Климат..., 1995]. Причины разнонаправленных многолетних изменений летних и зимних значений интенсивности ОТ рассмотрены ниже.

Закономерности суточной и сезонной изменчивости ОТ взаимосвязаны, что показывает **Рисунок 1.4**. Наибольшие значения интенсивности ОТ наблюдаются летом в ночные и предрассветные часы – с 21 по 3 ч UTC (0–6 МСК), наименьшие – летом и осенью в дневные часы (12–15 UTC / 15–18 МСК). Зимой суточный ход подчиняется тем же закономерностям, но его амплитуда меньше,

а период наступления максимальных ночных значений растянут по сравнению с летним. Эта закономерность связана с различием механизмов формирования ОТ зимой и летом (см. раздел 1.1). Зимой велик вклад антропогенного потока тепла, суточный ход которого выражен слабо и асинхронен суточному ходу инсоляции [Flanner, 2009]. Также зимой возможно более длительное существование условий устойчивой стратификации, не разрушаемой дневным прогревом поверхности.

Различия между двумя рассматриваемыми периодами также меняются в зависимости от времени года и суток. Так, дневные значения интенсивности ОТ для двух периодов практически не различаются, в то время как ночные летние значения для станций Балчуг и МГУ за 2007–2016 гг. существенно больше, чем за 1977–1986 гг. Примечательно, что для 1977–1986 гг. особенно высокие значения интенсивности ОТ наблюдаются в феврале в ночные часы и формируют вторую область максимальных значений (в дополнение к максимумам в летние ночные часы), а для современного периода этот экстремум отсутствует.

Более детально суточный ход средних интенсивности ОТ и разброса ее значений летом и зимой демонстрирует *Рисунок 1.5*. Хорошо видно, что описанные выше закономерности суточной и сезонной изменчивости проявляются не только для средних, но и для экстремальных значений интенсивности ОТ, наибольшие из которых достигаются в ночные часы летом. Также для максимумов интенсивности ОТ хорошо видны выявленные изменения между двумя рассматриваемыми временными срезами: если за 1977–1986 гг. характерное значение летних ночных максимумов интенсивности составляет около 7 °С, то для современного периода оно приближается к 10 °С, при этом для дневных сроков изменения как средних, так и экстремальных значений малы. Для зимних месяцев разброс экстремальных значений уменьшается для всех сроков наблюдений, сильнее всего – для ночных.

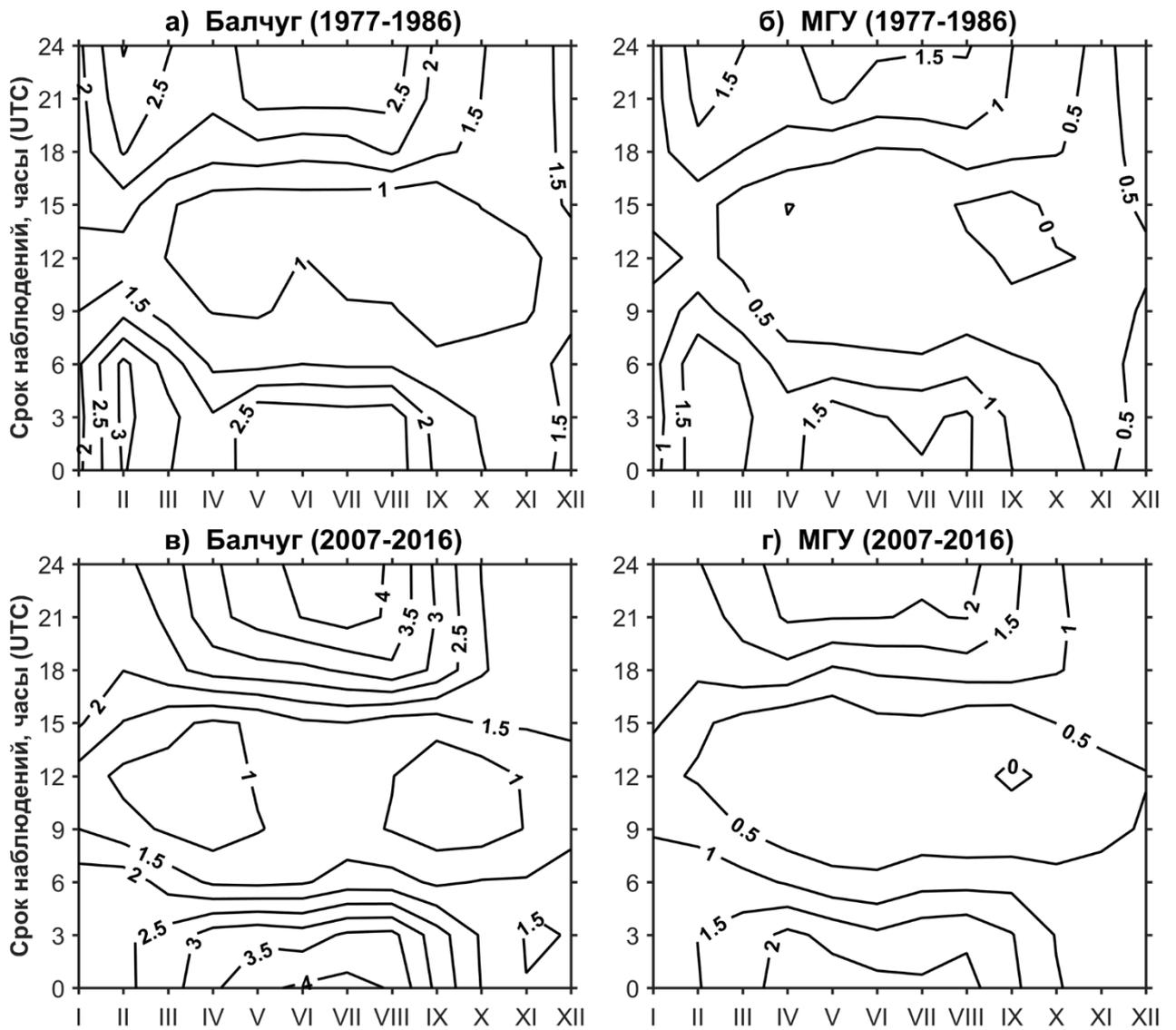


Рисунок 1.4 – Зависимость средней интенсивности ОТ от времени суток и времени года для станций Балчуг (а, в) и МГУ (б, г) за два временных периода: 1977–1986 гг. (а, б) и 2007–2016 гг. (в, г)

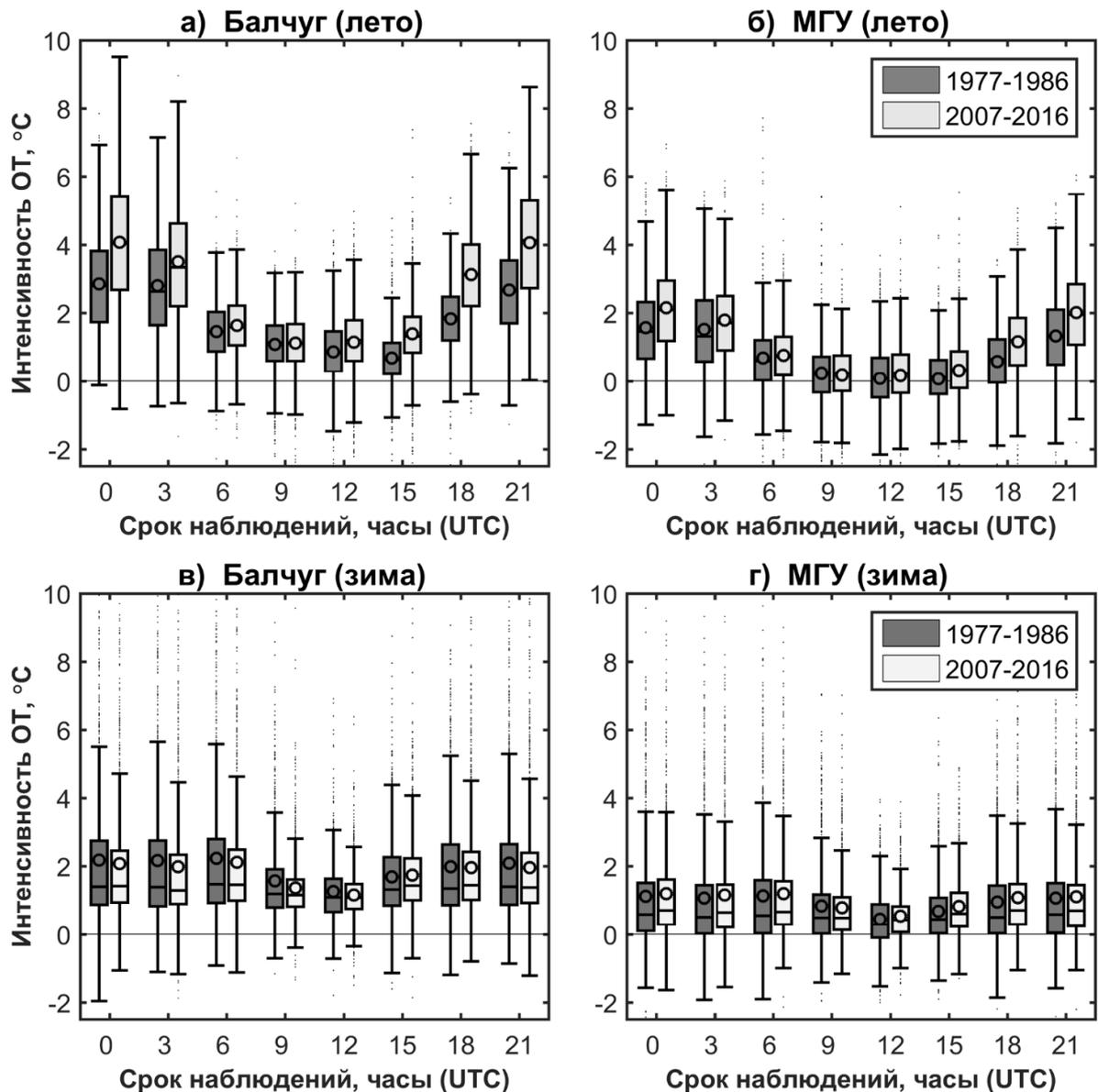


Рисунок 1.5 – Диаграммы («ящики с усами») для летних (а, б) и зимних (в, г) значений интенсивности ОТ для станций Балчуг (а, в) и МГУ (б, г) за два временных периода (1977–1986 и 2007–2016). Прямоугольники обозначают квантили 25 и 75 %, отрезок прямой внутри «ящика» – медианное значение, кружок – среднее значение. «Усы» показывают максимальные и минимальные значения, отдаленные от квантилей, соответственно, 75 и 25 % не более чем на полтора диапазона между данными квантилями (в случае нормального распределения границы такого диапазона вмещают в себя 99 % всех значений). Значения за пределами данного диапазона показаны отдельными точками. Более детальное описание данного типа графика приведено в [Frigge et al., 1989]

Рассмотрим подробнее многолетнюю динамику температуры и интенсивности ОТ на примере двух периодов: основного, соответствующего временному охвату используемой базы данных (1977–2016 гг.), и дополнительного (1988–2016 гг.). Последний интересен возможностью использования данных метеостанций Тушино и Немчиновка на окраине города, а также анализа тенденций после перелома в динамике интенсивности ОТ в конце 1980-х гг. (см. ниже).

Рисунок 1.6 наглядно демонстрирует наличие значимых¹ трендов роста среднегодовой и средней летней фоновой температуры за 1977–2016 гг. (коэффициент наклона k составляет $+0.54$ °С и $+0.6$ °С/10 лет соответственно). Для средних зимних значений коэффициент наклона еще больше ($+0.7$ °С/10 лет). Однако по причине их значительно больших, по сравнению с летом, межгодовых вариаций зимних температур (от -12 до -4 °С), вклад линейного тренда в их изменчивость мал (коэффициент детерминации $R^2 = 0.12$). Похожая динамика зимних температур наблюдается для Казани [Переведенцев и др., 2014]. Для летних температур на фоне характерной изменчивости особо выделяется экстремально жаркий 2010 г. [Мохов, 2011; Grumm, 2011]. Скорость роста средних весенних и осенних температур меньше скорости роста летних и зимних значений (**Таблица 1.3**). Коэффициенты наклона выявленных трендов хорошо согласуются с оценками из [Второй оценочный доклад..., 2014].

Для периода 1988–2016 гг. тренд летней температуры сохраняется, а тренд зимней температуры не выражен (**Таблица 1.3**). Это согласуется с сезонными особенностями многолетней динамики температуры нижней

¹ Здесь и далее значимость тренда оценивается по критерию Стьюдента, как значимость коэффициента корреляции между исходными значениями и их оценкой по уравнению тренда. В результате определяется максимальный уровень достоверности $\alpha = (1 - p) \cdot 100\%$, при котором тренд является значимым. Для рассматриваемого временного периода (40 лет) коэффициенты корреляции порядка $0.2 - 0.3$ являются значимыми при $p = 0.01 \dots 0.05$, что объясняет кажущееся противоречие между низкими значениями коэффициента детерминации R^2 и высокими значениями α , возникающее в ряде случаев в **Таблица 1.3** и на **Рисунок 1.6**, **Рисунок 1.16** и **Рисунок 1.17**. Итоговая оценка значимости тренда определялась соискателем на качественном уровне, с выборочным учетом стандартных критериев (значений α и R^2).

тропосферы [Локощенко и др., 2017]. В замедлении роста зимних температур выражена так называемая пауза глобального потепления [Climate Change..., 2013].

Значения интенсивности ОТ для станций Балчуг, МГУ и ВДНХ также подвержены межгодовой изменчивости, на фоне которой прослеживаются многолетние тренды. Межгодовые колебания интенсивности ОТ для этих трех станций хорошо согласованы, также прослеживается связь с температурой: летом большая интенсивность ОТ наблюдается для более теплых годов, а зимой – для более холодных. Коэффициент корреляции для средних летних значений температуры и интенсивности ОТ для станции Балчуг составляет 0.7 (и 0.5 после удаления линейного тренда температуры), а для зимних значений он равен -0.85 и не чувствителен к удалению линейного тренда.

Такая связь обусловлена тем, что и зимой, и летом экстремальные температуры наблюдаются в антициклональных условиях, которые также способствуют формированию интенсивного ОТ. Летом это происходит, главным образом, за счет прогрева города днем и быстрого выхолаживания загородных территорий ночью в условиях малооблачной погоды. Зимой в условиях морозной погоды ОТ дополнительно усиливается за счет увеличения антропогенного потока тепла от отапливаемых зданий. Кроме того, в антициклональных условиях больше повторяемость устойчивой стратификации, способствующее обострению микро- и мезоклиматических различий.

Значимые положительные многолетние тренды хорошо прослеживаются для среднегодовых значений интенсивности ОТ (коэффициент наклона k равен $+0.09$ °C/10 лет для МГУ и $+0.12$ °C/10 лет для Балчуга) и для ее средних летних значений ($+0.11$ °C/10 лет для МГУ и $+0.25$ °C/10 лет для Балчуга). Станция ВДНХ характеризуется существенно меньшей скоростью роста интенсивности ОТ (особенности такой тенденции обсуждаются в разделе 1.5). Для средней зимней интенсивности ОТ тренд практически не выражен. Для весеннего и осеннего сезонов тренды занимают промежуточное положение между летними и зимними трендами (*Таблица 1.1*).

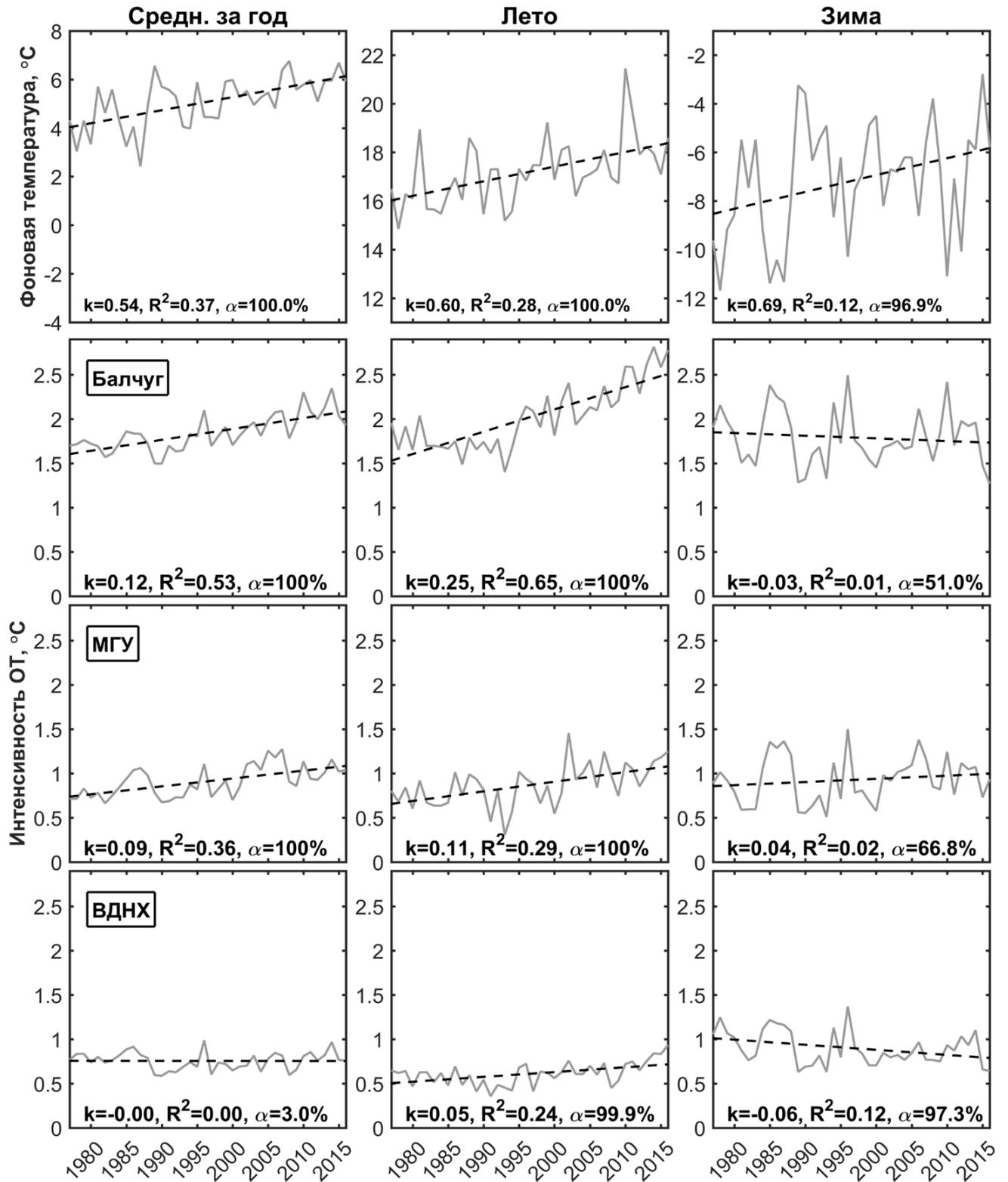


Рисунок 1.6 – Динамика среднегодовых (слева), средних летних (по центру) и средних зимних (справа) значений фоновой температуры (верхний ряд графиков) и значений интенсивности ОТ для станций Балчуг, МГУ и ВДНХ (три нижних ряда графиков). Пунктирными линиями показаны линейные тренды, для которых приведены значения коэффициентов наклона (k , °C/10 лет) и детерминации (R^2), а также максимального уровня достоверности (α , %), при котором они являются значимыми

Таблица 1.3 – Значения коэффициентов наклона линейного тренда (k , °C/10 лет), коэффициентов детерминации (R^2) и уровней достоверности, при которых тренды являются значимыми (α , %) для среднегодовых и средних сезонных (зимних, весенних, летних, осенних) значений температуры и интенсивности ОТ за два временных периода: 1977–2016 и 1988–2016 гг.

Период	Сезон	Фон. значение			Балчуг			МГУ			ВДНХ		
		k	R^2	α	k	R^2	α	k	R^2	α	k	R^2	α
Характеристики линейных трендов температуры													
1977–2016	Год	0.54	0.37	100	0.66	0.50	100	0.63	0.47	100	0.54	0.39	100
	Зима	0.69	0.12	96.9	0.66	0.13	98.0	0.73	0.15	98.7	0.64	0.11	96.6
	Весна	0.42	0.13	98.0	0.55	0.22	99.8	0.51	0.19	99.5	0.41	0.13	98.0
	Лето	0.60	0.28	100	0.86	0.38	100	0.71	0.31	100	0.66	0.30	100
	Осень	0.43	0.15	98.5	0.57	0.24	99.9	0.55	0.23	99.8	0.44	0.16	98.9
1988–2016	Год	0.36	0.17	97.3	0.55	0.34	99.9	0.48	0.27	99.6	0.41	0.23	99.1
	Зима	-0.18	0.01	29.5	-0.12	0.00	23.6	-0.08	0.00	15.2	-0.17	0.01	30.6
	Весна	0.30	0.05	76.8	0.52	0.14	95.8	0.42	0.10	90.7	0.34	0.07	83.0
	Лето	0.55	0.14	95.1	0.93	0.27	99.6	0.70	0.18	97.8	0.67	0.18	97.8
	Осень	0.77	0.21	98.7	0.86	0.25	99.5	0.86	0.25	99.4	0.79	0.23	99.1
Характеристики линейных трендов интенсивности ОТ													
1977–2016	Год	-	-	-	0.12	0.53	100	0.09	0.36	100	0.00	0.00	3.0
	Зима	-	-	-	-0.03	0.01	51.0	0.04	0.02	66.8	-0.06	0.12	97.3
	Весна	-	-	-	0.13	0.43	100	0.09	0.27	99.9	-0.01	0.01	52.5
	Лето	-	-	-	0.25	0.65	100	0.11	0.29	100	0.05	0.24	99.9
	Осень	-	-	-	0.14	0.42	100	0.12	0.40	100	0.01	0.02	64.5
1988–2016	Год	-	-	-	0.19	0.60	100	0.12	0.34	99.9	0.05	0.19	98.2
	Зима	-	-	-	0.05	0.02	55.7	0.09	0.10	90.3	0.00	0.00	7.6
	Весна	-	-	-	0.22	0.56	100	0.12	0.27	99.6	0.04	0.07	82.7
	Лето	-	-	-	0.38	0.76	100	0.15	0.27	99.6	0.12	0.49	100
	Осень	-	-	-	0.10	0.13	94.6	0.09	0.13	94.2	0.03	0.04	70.9

Примечательно, что существенный рост летней интенсивности ОТ по данным станций Балчуг и МГУ начался с 1990-х гг. практически одновременно с замедлением роста фоновой температуры. В течение предшествующего периода интенсификация ОТ происходила гораздо медленнее [Рубинштейн, Гинзбург, 2003; Lokoshchenko, 2014]. Такая динамика может быть связана как с изменением повторяемости различных синоптических ситуаций, так и с урбанистическими изменениями. Кардинальных перемен в динамике населения Москвы, которую часто рассматривают как интегральный показатель урбанистического влияния [Оке, 1987], в этот период не наблюдалось [Lokoshchenko, 2014], однако

имели место существенные социально-экономические изменения. Поэтому понимание причин такой динамики требует более детального исследования.

Наблюдаемая интенсификация является причиной урбанистического усиления потепления климата [Кислов и др., 2017], наиболее четко выраженного с конца 1980-х гг. В результате пауза глобального потепления в 1990-е и 2000-е гг. проявилась в Москве слабее, чем за его пределами. Так, за 1988–2016 гг. рост среднегодовой температуры на станции Балчуг составляет $+0.55\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ вместо $+0.36\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ для загородной местности. Летом эффект городского усиления выражен еще сильнее: $+0.93\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ против $+0.55\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$.

Урбанистическую природу наблюдаемой аномалии скорости потепления климата подтверждает пространственное распределение коэффициентов наклона линейных трендов среднегодовой температуры для станций Московского региона (*Рисунок 1.7*). За пределами города поле достаточно однородно, а городские станции (кроме ВДНХ) четко выделяются на таком фоне. На периферии городской агломерации (аэропорты Внуково и Шереметьево, а также станции Тушино и Немчиновка) скорость потепления также выше фоновой. Для коэффициентов наклона линейных трендов летних температур (*Рисунок 1.8*) наблюдается похожая картина с еще более четко выраженной городской аномалией, включающей в себя и станцию ВДНХ.

Важно отметить, что максимальная интенсификация ОТ происходит не на окраинах города, где идет активная застройка, а в его центре, причем достаточно плавно, что не позволяет объяснить ее локальными изменениями застройки и землепользования в окрестностях станции Балчуг. В противном случае имели бы место скачкообразные изменения. Это обстоятельство наряду с сезонными различиями трендов интенсивности ОТ позволяет предположить, что мы имеем дело с одновременным влиянием как роста города, так и изменениями «внешних» климатических условий, влияющих на интенсивность ОТ.

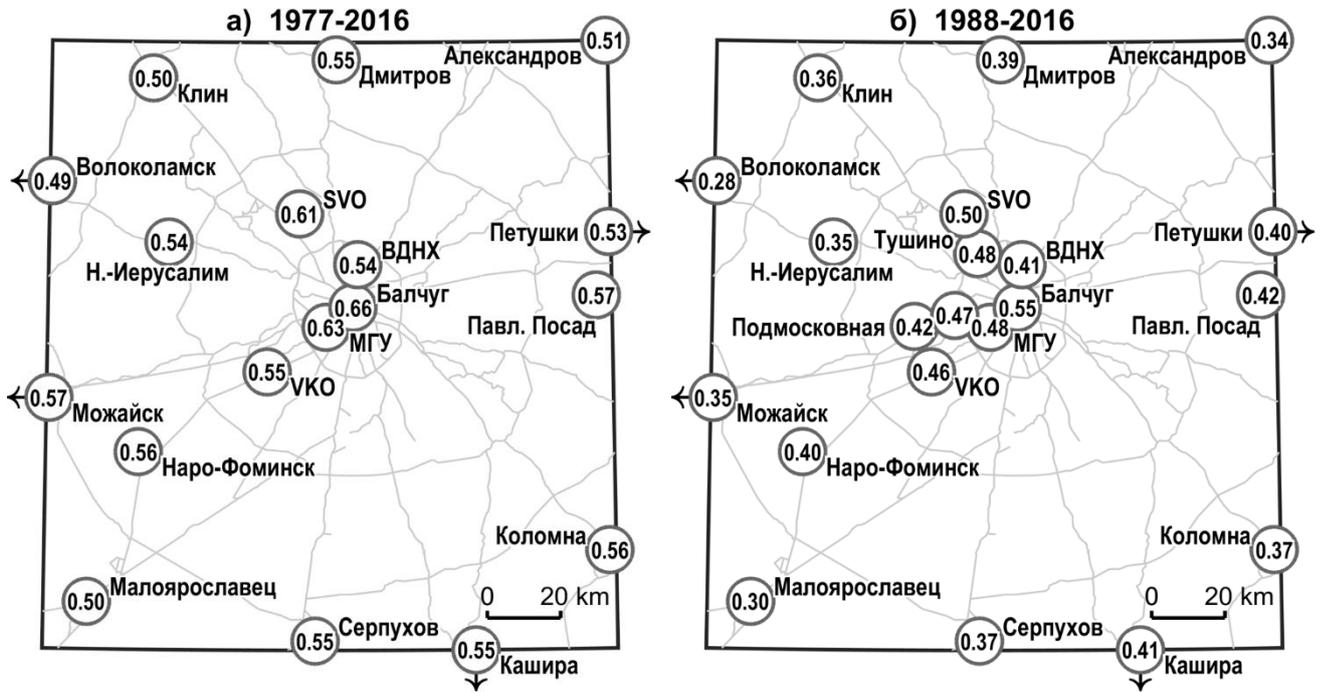


Рисунок 1.7 – Значения коэффициентов линейного тренда среднегодовой температуры ($^{\circ}\text{C}/10$ лет) для метеостанций Москвы и окрестностей за 1977–2016 гг. (а) и 1988–2016 гг. (б). Обозначения аналогичны **Рисунок 1.2**

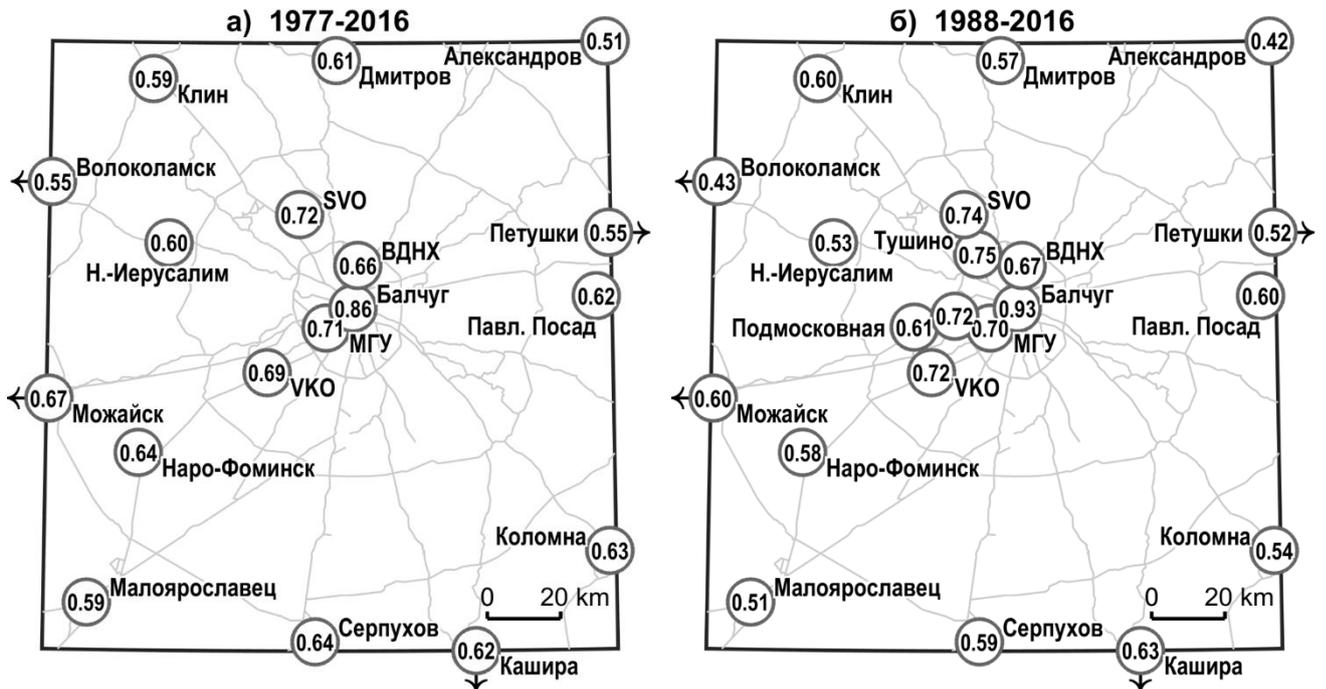


Рисунок 1.8. Значения коэффициентов линейного тренда средней летней температуры ($^{\circ}\text{C}/10$ лет) для метеостанций Москвы и окрестностей за 1977–2016 гг. (а) и 1988–2016 гг. (б). Обозначения аналогичны **Рисунок 1.2**

Сравним современные (за 1988–2016 гг.) темпы интенсификации ОТ Москвы с другими городами. Скорость роста среднегодовой интенсивности ОТ для Москвы (+0.19 °C/10 лет) близка к аналогичной для Афин (+0.2 °C/10 лет) за 1970-е – 2000-е гг., когда население города практически удвоилось [Founda et al., 2015]. Также она близка к средней оценке по ряду источников для Пекина, скорость интенсификации ОТ которого составляет 0.14 °C/10 лет за 1975–2000 гг. [Liu et al., 2007], а по другим оценкам – 0.2 °C/10 [Ren et al., 2007] или 0.31 °C/10 лет [Lin, Yu, 2005] за 1961–2000 гг. Различия оценок, видимо, обусловлены использованием различного набора станций. Скорость роста летней интенсивности ОТ в Москве (0.38 °C/10 лет) сопоставима с аналогичной оценкой для Пекина (0.4 °C/10 лет) [Lin, Yu, 2005]. При этом в Нью-Йорке скорость интенсификации ОТ за XX век существенно уступает наблюдаемым в Москве современным трендам [Gaffin et al., 2008], а в Лондоне значимых изменений ОТ по данным за 1960–2000-е гг., в принципе не наблюдается [Wilby et al., 2011]. Таким образом, на фоне других городов интенсификация ОТ Москвы является значимым, но не уникальным явлением.

Для понимания причин интенсификации ОТ рассмотрим его интенсивность как функцию от фоновой температуры воздуха (для среднесуточных величин) отдельно для летнего и зимнего сезонов за два рассматриваемых временных среза (*Рисунок 1.9*). Видно, что летом для всех диапазонов значений фоновой температуры характерные значения интенсивности ОТ для станции Балчуг существенно выросли. Для метеорологической обсерватории МГУ, расположенной в парковой зоне, прослеживается аналогичная тенденция, хотя выражена она слабее. При этом повторяемость более высоких температур, которым соответствует бóльшая интенсивность ОТ, для современного периода также существенно выросла. Это показывает, что наблюдаемая летняя интенсификация ОТ обусловлена как урбанистическими изменениями, так и изменениями фонового метеорологического режима.

Зимой интенсивность ОТ растет с убыванием температуры. Для современного периода при наиболее низких температурах характерны большие значения по сравнению с 1977–1986 гг. Это также свидетельствует об усилении урбанистического влияния. Однако, оно компенсируется уменьшением повторяемости температур ниже -6°C , что объясняет наблюдаемое отсутствие значимых трендов для средней зимней интенсивности ОТ.

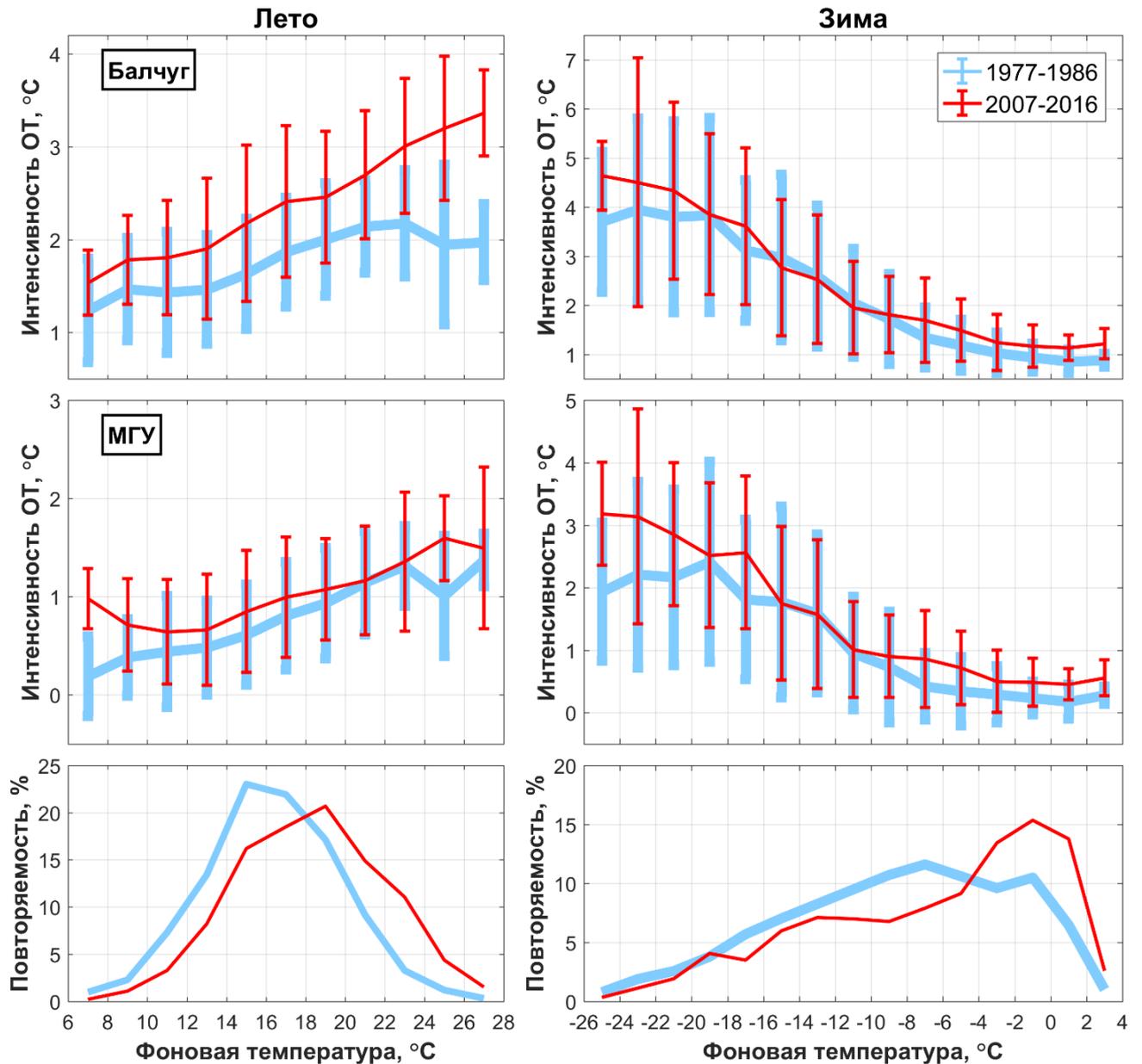


Рисунок 1.9 – Значения среднесуточной интенсивности ОТ, характерные для различных диапазонов среднесуточной фоновой температуры летом (слева) и зимой (справа) за два временных периода (1977–1986 и 2007–2016 гг.) для станций Балчуг (сверху) и МГУ (посередине), а также функция повторяемости различных значений среднесуточной фоновой температуры для тех же диапазонов значений (снизу). Вертикальные отрезки ограничивают интервал ± 1 стандартное отклонение

Для дополнительной проверки гипотезы о причинах интенсификации ОТ можно рассмотреть ее зависимость от фактора погоды F_w , характеризующего благоприятность метеорологических условий для формирования хорошо выраженного ОТ [Оке, 1998]:

$$F_w = (1 - kn^2) \cdot u^{-\frac{1}{2}} \quad (1.2)$$

где n – балл облачности (в долях единицы), u – скорость ветра, k – эмпирический коэффициент, зависящий от типа облачности и ее высоты [Оке, 1987]. Физический смысл фактора погоды следующий: 0 соответствует облачной и ветреной погоде, 1 – ясной и безветренной. Похожая по сути формула, характеризующая благоприятность метеорологических условий для проявления микроклиматических контрастов, предложена в работе [Кислов, Суркова, 2017]. Однако формула Оке удобна тем, что в ней используются данные стандартных метеорологических измерений. В рамках данной работы она была модифицирована следующим образом:

$$F_w = (1 - k_l n_l^2 - k_t (n_t - n_l)^2) \cdot \min(u^{-1/2}; 1) \quad (1.3)$$

где n_l – балл нижней облачности, n_t – балл общей облачности, $k_l = 0.8$, $k_t = 0.4$. Дополнительно задано условие равенства фактора погоды нулю в случае выпадения в данный срок осадков. Балл облачности задавался по данным МГУ, скорость ветра для каждого момента времени - как средняя по 9 фоновым станциям (тем же, что выбраны для расчета средних фоновых условий, см. *Рисунок 1.1*) для исключения тренда уменьшения скорости ветра, обусловленного изменением шероховатости подстилающей поверхности в городе по мере его роста и развития [Климат Москвы..., 1995].

Связь определенного таким образом фактора погоды с интенсивностью ОТ хорошо прослеживается: для современного периода коэффициент корреляции между среднесуточными значениями двух величин равен 0.71 летом и 0.77 зимой (для интенсивности ОТ для станции Балчуг).

Межгодовая изменчивость фактора погоды характеризуется наличием значимых положительных трендов (*Рисунок 1.10*) для среднегодовых и средних летних значений, наклон которых практически не зависит от того, используется при расчетах скорость ветра по данным городской станции (МГУ) или среднее значение по 9 фоновым станциям. Наиболее резкий рост фактора погоды наблюдается с 1990-х гг. – одновременно с началом роста интенсивности ОТ (*Рисунок 1.6*).

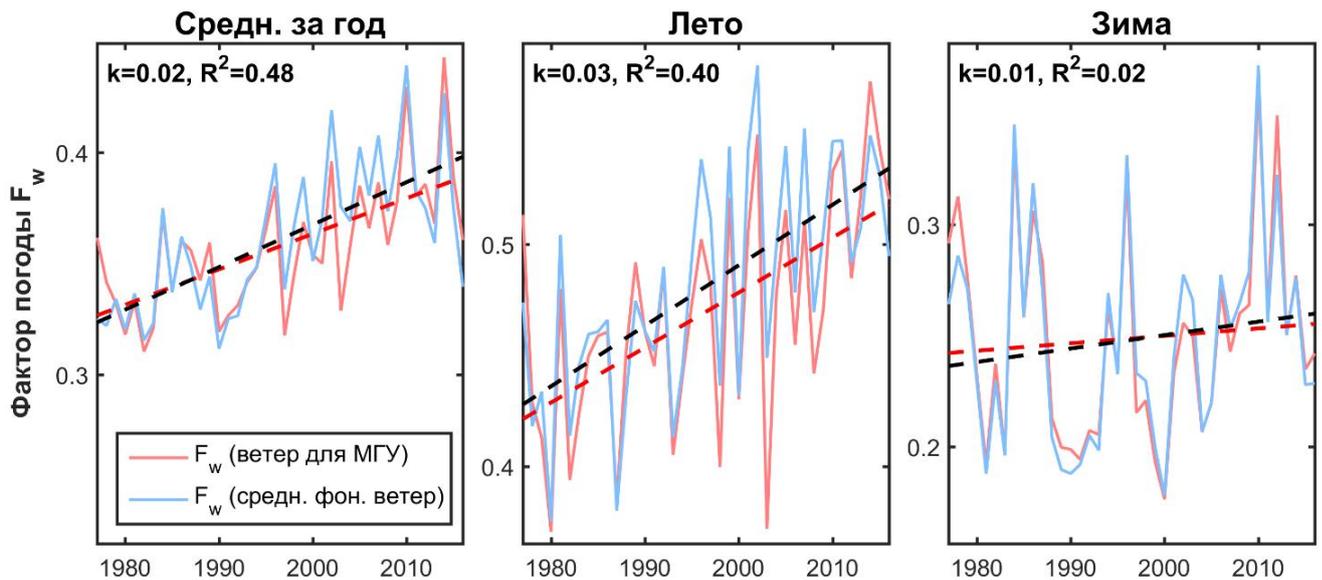


Рисунок 1.10 – Динамика среднегодовых (слева), средних летних (по центру) и средних зимних (справа) значений фактора погоды F_w , рассчитанного с использованием скорости ветра по данным МГУ (красная кривая) и средней скорости ветра по 9 фоновым станциям (голубая кривая). Их линейные тренды показаны, соответственно, красными и черными пунктирными линиями, для последних приведены значения коэффициентов наклона (k , °C/10 лет) и детерминации (R^2)

Более детальный анализ динамики переменных, от которых зависит F_w , указывает, что его рост обусловлен наличием значимых отрицательных трендов для скорости ветра и балла нижней облачности (*Рисунок 1.11*). Очевидное, на первый взгляд, объяснение столь хорошо выраженных трендов скорости ветра – увеличение шероховатости в окрестностях станций на фоне локальных изменений землепользования. Однако полученные тренды для Московского региона хорошо согласуются с оценками из [Мещерская и др., 2004; Мещерская и др., 2006; Второй оценочный..., 2014], согласно которым уменьшение скорости ветра

со скоростями 0.1–0.5 м/с/10 лет в течение последних десятилетий характерно для Европейской территории России в целом.

Тенденция к увеличению балла общей облачности выражена слабо, особенно для летнего сезона, в то время как уменьшение нижней облачности, вносящий наибольший вклад в фактор погоды, проявляется ярче. Подобные изменения согласуется с тенденцией увеличения продолжительности солнечного сияния и уменьшения балла нижней облачности на фоне увеличения общего балла облачности, что показано для Москвы и Казани [Горбаренко, 2016; Горбаренко и др., 2017], увеличением сумм прямой радиации [Горбаренко, 2016] и эритемной ультрафиолетовой радиации [Чубарова и др., 2018].

Таким образом, анализ зависимости интенсивности ОТ и фоновой температуры от фактора погоды для двух временных периодов подтверждает полученные ранее результаты (*Рисунок 1.12*). Для летнего сезона современного периода значения интенсивности ОТ увеличились практически для всех диапазонов значений F_w . Максимальные различия наблюдаются для наибольших значений F_w , повторяемость которых также увеличилась. Для зимнего сезона каких-либо изменений функции распределения значений F_w не наблюдается, а характерные для каждого диапазона значений F_w значения интенсивности ОТ несколько уменьшаются, что, вероятно, связано с ростом характерных значений температуры воздуха.

Оценка на основе комбинации функций распределения повторяемости F_w и зависимости интенсивности ОТ от F_w для различных временных периодов показывает, что основной вклад в наблюдаемую летнюю интенсификацию ОТ вносит изменение ее зависимости от F_w , обусловленное, предположительно, урбанистическими изменениями. Изменение функции распределения F_w обуславливает лишь около 25 % летней интенсификации ОТ для станции Балчуг и около 45 % для станции МГУ. Схожие оценки (15 и 43 % соответственно) получены при применении зависимости от фоновой температуры (*Рисунок 1.9*).

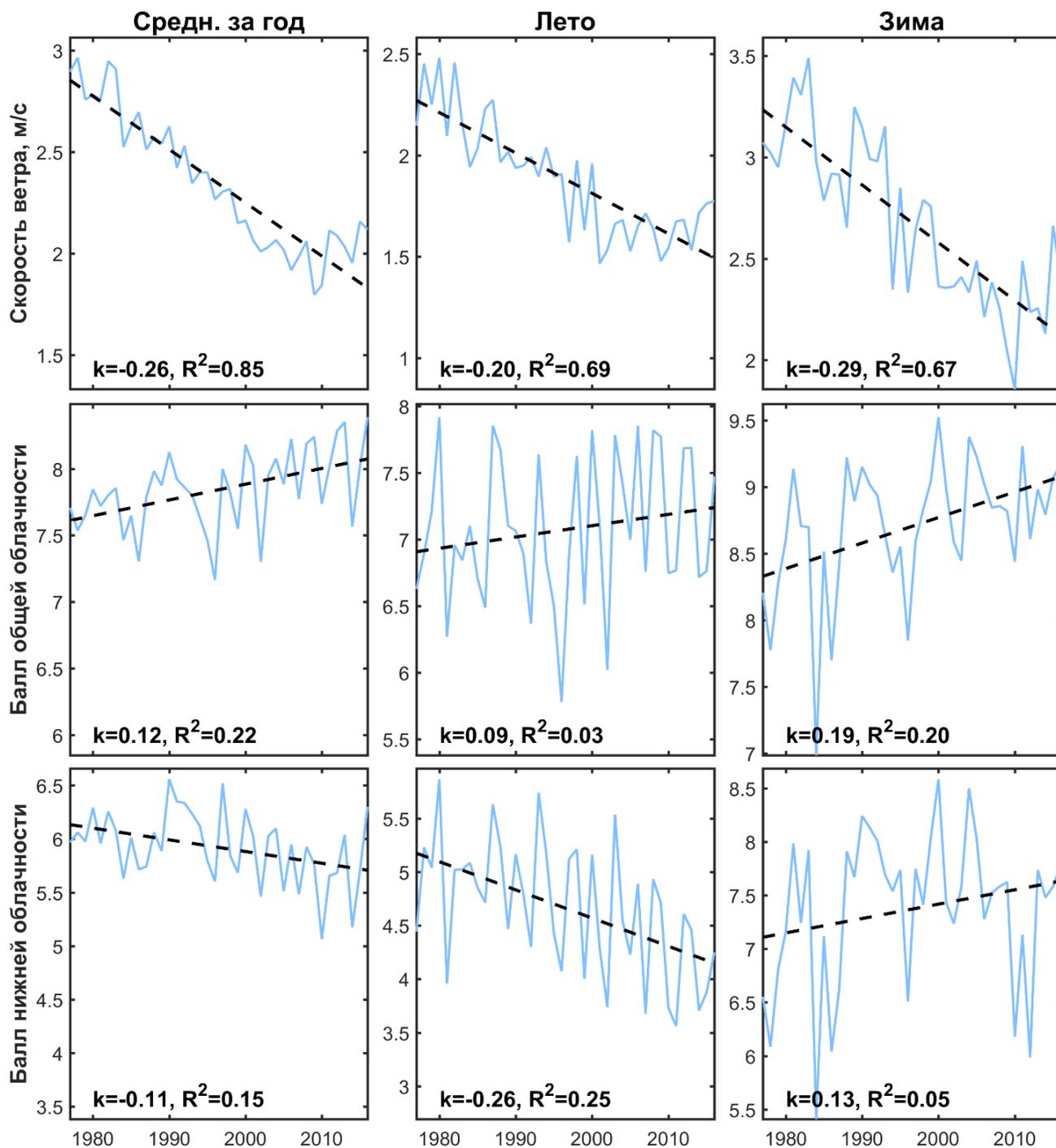


Рисунок 1.11 – Динамика среднегодовых (слева), средних летних (по центру) и средних зимних (справа) значений средней по 9 фоновым станциям скорости ветра (сверху) и балла общей (по середине) и нижней (снизу) облачности по данным метеорологической обсерватории МГУ за 1977–2016 гг и их линейные тренды, для которых приведены значения коэффициентов наклона (k , °C/10 лет) и детерминации (R^2)

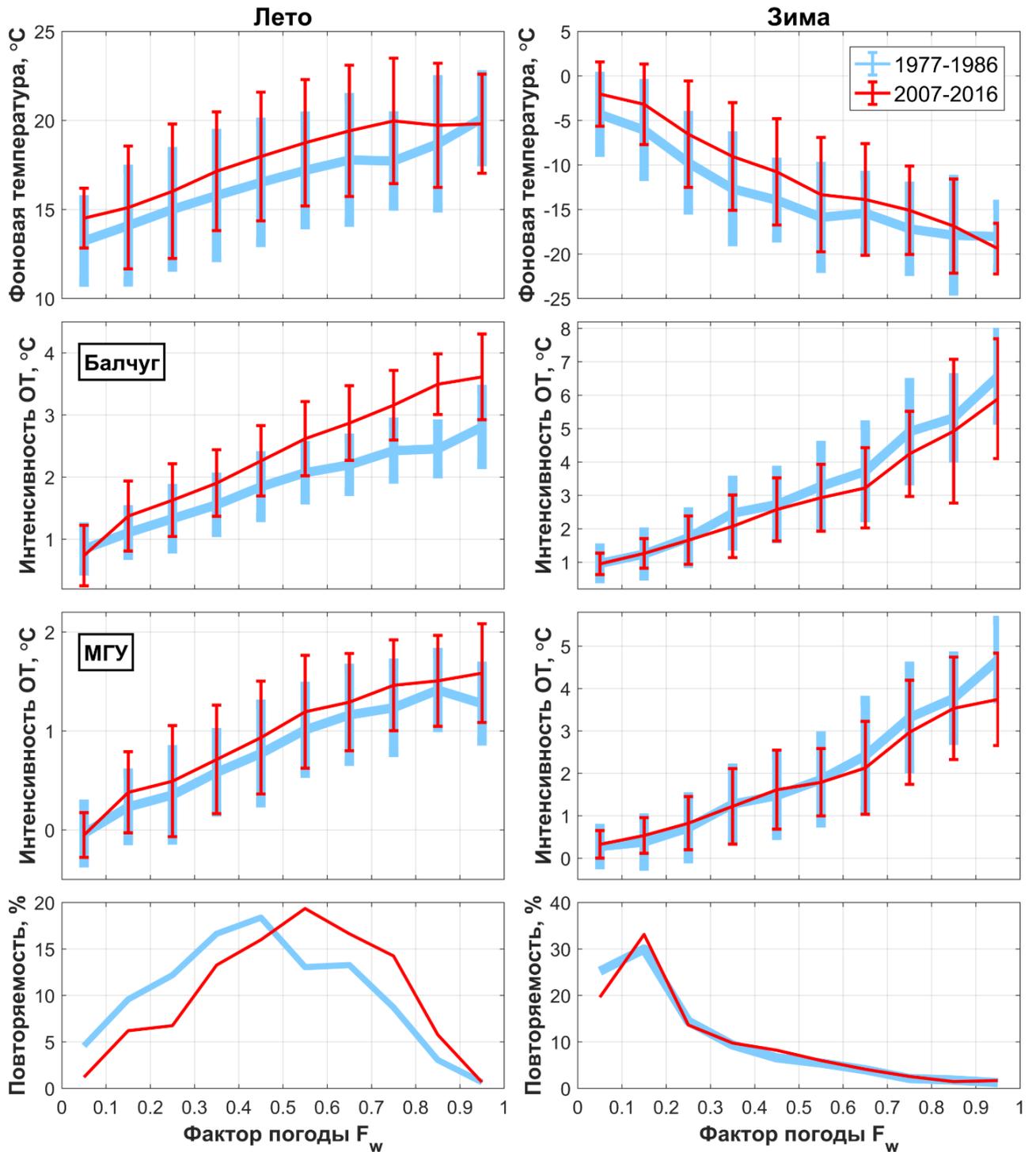


Рисунок 1.12 – Значения среднесуточной фоновой температуры и интенсивности ОТ для станций Балчуг и МГУ, характерные для различных диапазонов среднесуточного фактора погоды F_w летом (слева) и зимой (справа) за два временных периода (1977–1986 и 2007–2016 гг.), а также функция повторяемости различных значений фактора погоды для тех же диапазонов значений (снизу). Вертикальные отрезки ограничивают интервал ± 1 стандартное отклонение

Таким образом, данные наблюдений свидетельствуют, что летом максимальная интенсивность ОТ наблюдается для наиболее жарких дней. Аналогичная закономерность отмечается, например, для Парижа [De Ridder et al., 2016] и ряда американских городов [Li, Bou-Zeid, 2013; Schatz, Kucharik, 2015].

Тренды интенсификации ОТ также максимальны для периодов жары (волн тепла). Их значимость и опасность отмечается в большом количестве работ и связывается с усилением экстремальной жары на большую величину в сравнении со средней климатической интенсивностью ОТ. В результате, большая повторяемость и продолжительность периодов жары в городе приводит к нелинейному увеличению теплового стресса и нагрузки на здоровье жителей. А в условиях продолжительных периодов жары за счет эффекта усиления ОТ в городах наблюдается более высокий рост смертности по сравнению с сельской местностью [Buechley et al., 1972; Gabriel, Endlicher, 2011; Tan et al., 2010]. Так, во время волны тепла 2003 г., во Франции увеличение смертности составило 40 % в небольших городах, 80 % в Лионе и 141 % в Париже [Vandentorren et al., 2004]. Во время аномальной жары 2010 г. в Москве оно достигло более 50 %, а в соседних областях, включая Московскую – не более 25 % [Ревич, 2011]. Важно отметить, что в работе [Dousset et al., 2011] показано, что увеличение смертности в городах связано с аномалиями не максимальных, а минимальных суточных температур. Предположительно, их сохранение выше определенной границы не позволяет человеческому организму полноценно отдохнуть от дневной жары.

В совокупности с ожидаемым дальнейшим потеплением климата и ростом Московской агломерации все эти обстоятельства указывают на значимость наблюдаемых тенденций для населения и экономики и подтверждают актуальность более детального изучения наблюдаемых и ожидаемых изменений климата мегаполиса.

1.5. Городские аномалии влажности

Влияние города на влажность воздуха выражается по-разному для относительной влажности и ее абсолютных характеристик. При этом в течение

суток складываются различные условия. Так, для крупных городов умеренных широт считается, что днем в городе парциальное давление водяного пара меньше фонового. Это объясняется меньшей долей проницаемых для влаги и покрытых растительностью поверхностей и, как следствие, меньшей интенсивностью испарения и эвапотранспирации [Мягков, 2005; Оке, 1987]. В результате формируется так называемый **городской остров сухости** (далее – ОС). Вечером и ночью эвапотранспирация ослабевает, а по мере выхолаживания воздух приближается к состоянию насыщения. Но за счет влияния ОТ точка росы в городе достигается реже и позже, чем на фоновых станциях [Kuttler et al., 2007]. В результате его влагосодержание превышает фоновые значения и формируется **городской остров влажности** (далее – ОВ).

Для отдельных городов эта закономерность при сохранении характерного суточного хода может сдвигаться в ту или иную сторону. Например, для Пекина отмечается отрицательная аномалия среднесуточных значений парциального давления водяного пара [Liu et al., 2009], а для Лондона – положительная [Lee, 1991]. Для сравнительно небольшого венгерского города Сегеда практически постоянно наблюдается ОВ [Unger, 1999], а в немецком Крефелде – ОС [Kuttler et al., 2007]. Все это свидетельствует о важности анализа отдельно дневных и ночных значений. Относительная влажность в городах практически всегда ниже, чем для загородных территорий. Это связано, в первую очередь, с более высокими значениями влажности насыщения, определяемыми эффектом ОТ.

Динамика разности относительной и удельной влажности между Москвой и окружающими её территориями в целом соответствует этим закономерностям (*Рисунок 1.13*). Летом эффект ОС выражен в поле удельной влажности днем и вечером (9–21 UTC/12–24 МСК), при этом наибольшая разница между городом и фоном характерна для срока 18 UTC (21 МСК). Относительная влажность для станций МГУ и Балчуг постоянно ниже фоновой, а максимум их разницы (до 20 % для станции Балчуг) достигается ночью. Примечательно, что за городом

летом типичен классический бимодальный ход удельной влажности [Хромов, Петросянец, 2006], а в городе суточный ход более простой.

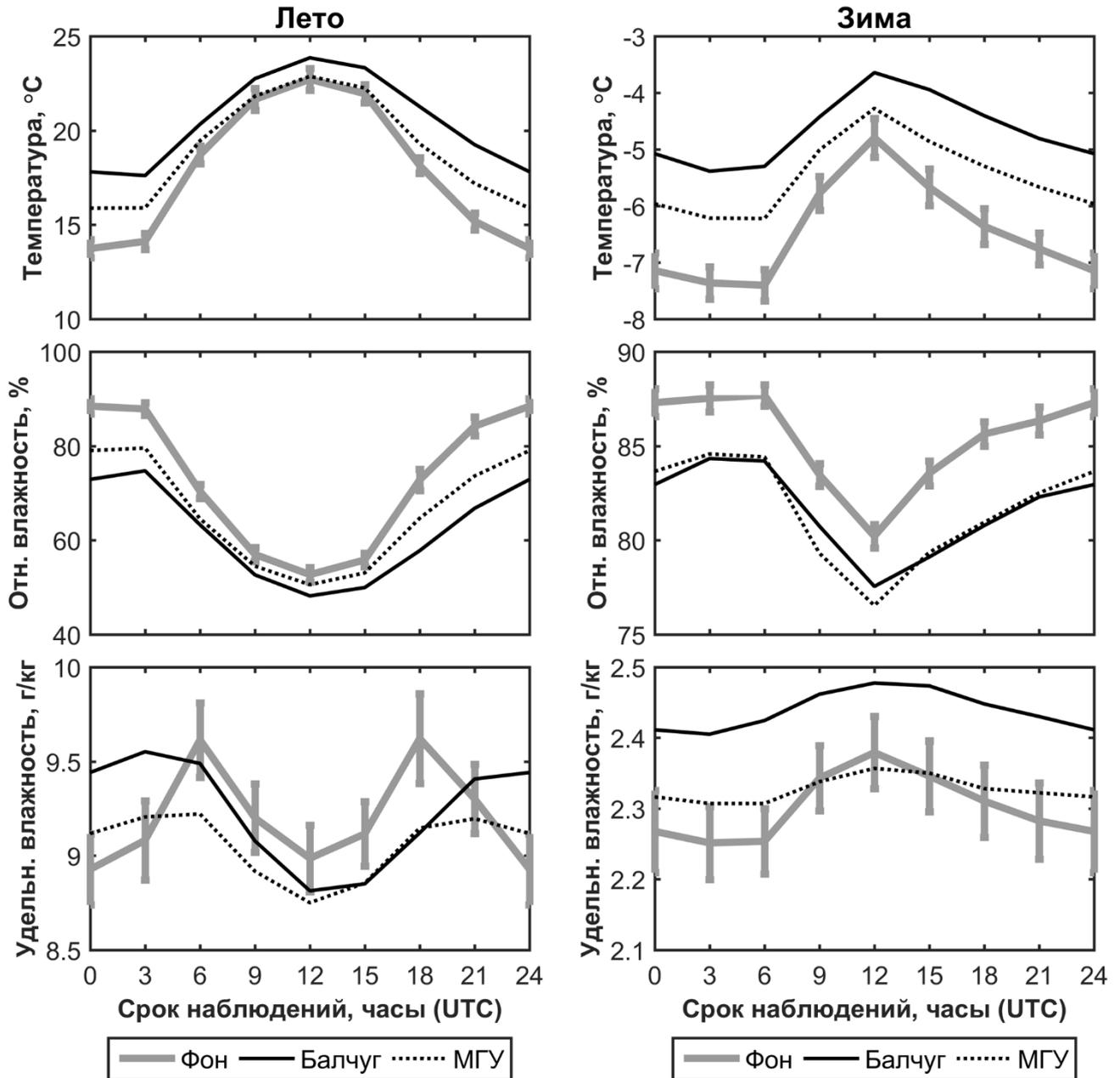


Рисунок 1.13 – Типичный суточный ход температуры, относительной и удельной влажности летом (слева) и зимой (справа) в среднем за 2007–2016 гг. для двух городских метеостанций (Балчуг и МГУ) и в среднем по данным 9 фоновых метеостанций. Вертикальные отрезки ограничивают интервал ± 1 стандартное отклонение между фоновыми станциями

По аналогии с интенсивностью ОТ, количественной характеристикой эффектов ОВ/ОС является аномалия удельной влажности (отклонение от среднего фонового значения). Рассмотрим ее пространственное распределение для летнего сезона для вечерних и ночных сроков измерений, когда различия между городом и фоном максимальны (*Рисунок 1.14*). Ночью положительная аномалия, т.е. ОВ, диагностируется для городских станций (Балчуг, ВДНХ и Тушино). Вечером эффект ОС характерен для городских центральных (ТСХА, Балчуг, МГУ) и периферийных (Немчиновка, Внуково, Шереметьево) станций. При этом сравнение полей аномалии удельной влажности за 1977–1986 и 2007–2016 гг. не выявляет однозначных тенденций изменения их значений в ту или иную сторону. Исключение составляет лишь станция ВДНХ, для которой имеет место усиление ночного ОВ и ослабление дневного ОС. Эта ее особенность подробнее рассмотрена ниже.

Зимой разница относительной влажности между городом и фоном остается отрицательной (*Рисунок 1.13*), хотя ее значения по модулю уменьшаются. При этом в поле удельной влажности становится преобладающим эффект острова влажности, что можно объяснить прекращением эвапотранспирации и близостью воздуха к состоянию насыщения, при том, что влажность насыщения в городе выше.

Анализ пространственного распределения среднесуточных значений относительной влажности (*Рисунок 1.15*) выявляет городскую отрицательную аномалию, как в среднем за год, так и для летнего и зимнего сезонов. Летом она выражена сильнее, зимой – слабее. Для современного периода (2007–2016 гг.) летом в зону пониженной относительной влажности также попадают окраины агломерации – станция Немчиновка и аэропорты Внуково и Шереметьево. В то же время из общей картины снова выбивается станция ВДНХ, для которой относительная влажность остается сопоставимой с фоновой.

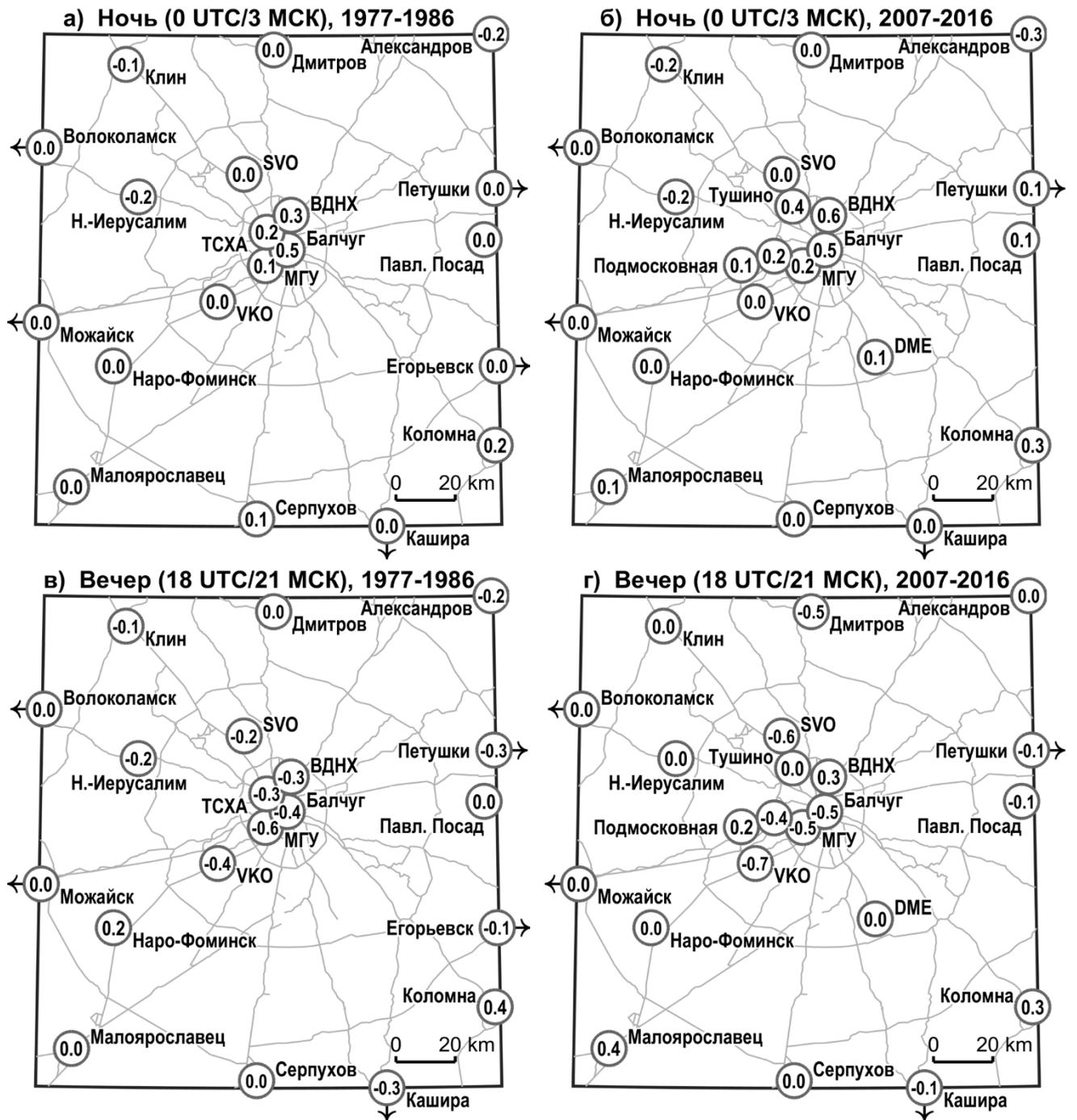


Рисунок 1.14 – Значения аномалии летней ночной (за 0 UTC/3 МСК) (а, б) и вечерней (за 18 UTC/21 МСК) удельной влажности (г/кг для метеостанций Московского региона за два временных периода: 1977–1986 (а, в) и 2007–2016 гг. (б, г). Аномалия рассчитывается как отклонения от среднего значения по 9 фоновым станциям. Обозначения аналогичны **Рисунок 1.2**

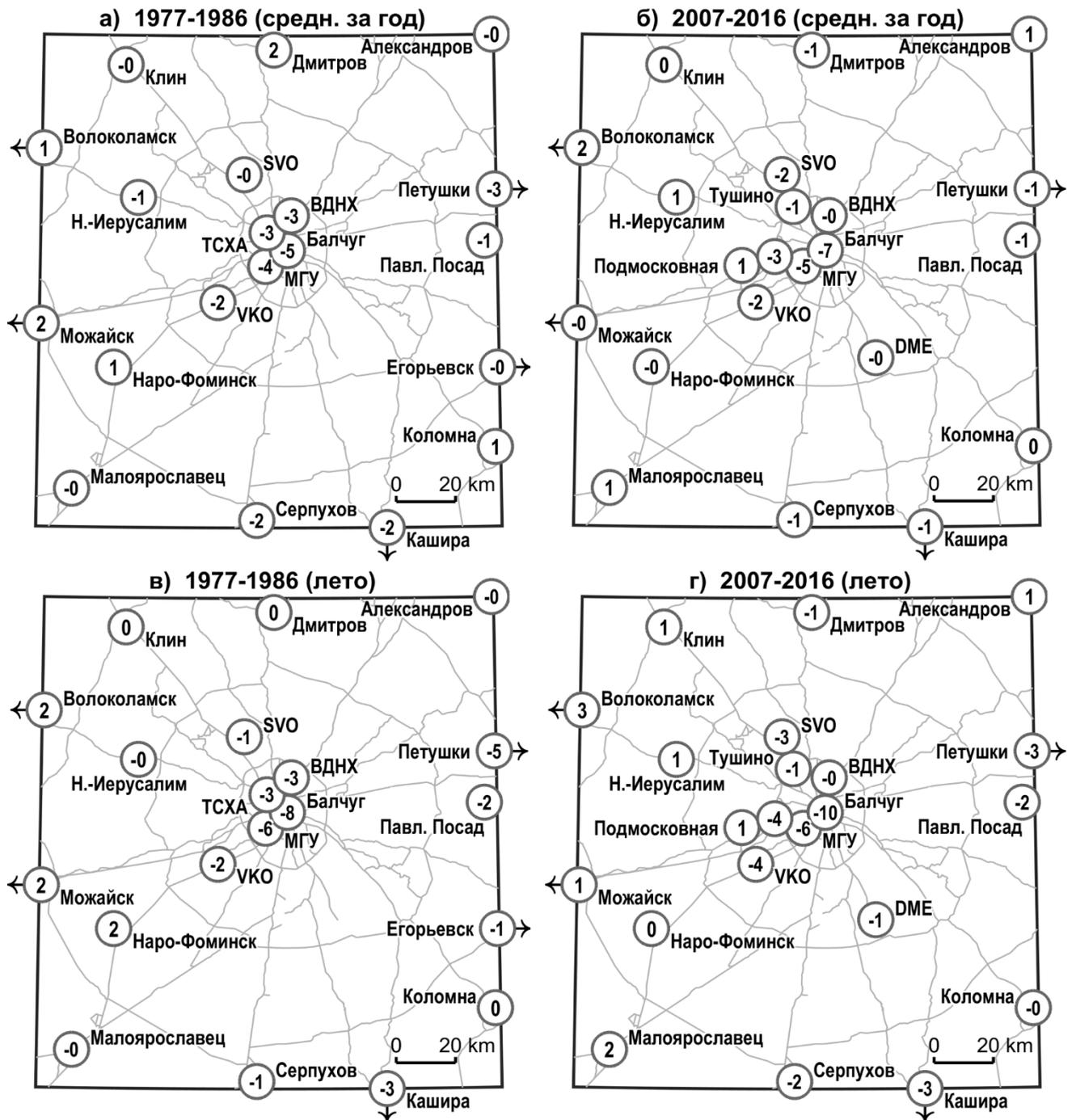


Рисунок 1.15 – Значения аномалии среднегодовой (а, б), средней летней (в, г) и средней зимней (д, е) относительной влажности (%) для метеостанций Московского региона за два временных периода: 1977–1986 (а, в, д) и 2007–2016 гг. (б, г, е). Аномалия рассчитывается как отклонения от среднего значения по 9 фоновым станциям. Обозначения аналогичны **Рисунок 1.2**. См. продолжение на следующей странице



Рисунок 1.15 (продолжение)

Многолетняя динамика характеристик фоновой влажности свидетельствует о слабой тенденции увеличения влагосодержания воздуха, что согласуется с потеплением климата – более теплый воздух может содержать больше водяного пара (*Рисунок 1.16*). Наклон линейных трендов составляет 0.10–0.12 г/кг/10 лет, но его вклад в изменчивость невелик, а для лета тренд не является значимым. Однако, если бы относительная влажность при этом не менялась, скорость роста влажности насыщения, а вместе с ней и удельной влажности согласно простой оценке по формуле Магнуса [Хромов, Петросянц, 2006] была бы в ≈ 2 раза больше.

Таким образом, наблюдаемая динамика влажности – не только следствие потепления климата, но и изменения относительной влажности. Для ее фоновых значения установлена тенденция к уменьшению (со скоростью 0.7%/10 лет для среднегодовых и 1.5%/10 лет для средних летних значений). Впрочем, вклад этих трендов в межгодовую изменчивость невелик. Сопоставить эти значения с данными из [Второй оценочный доклад..., 2014] не представляется возможным, так как данные тренды в нем не приводятся. В то же время сравнение с результатами глобального анализа трендов влажности за 1974–2004 гг. [Dai, 2006] показывают согласие по знаку и порядку величины. Также тенденция к уменьшению фоновой

относительной влажности для Московского региона отмечается в [Lokoshchenko, 2017] для более продолжительного периода (1951–2015 гг.).

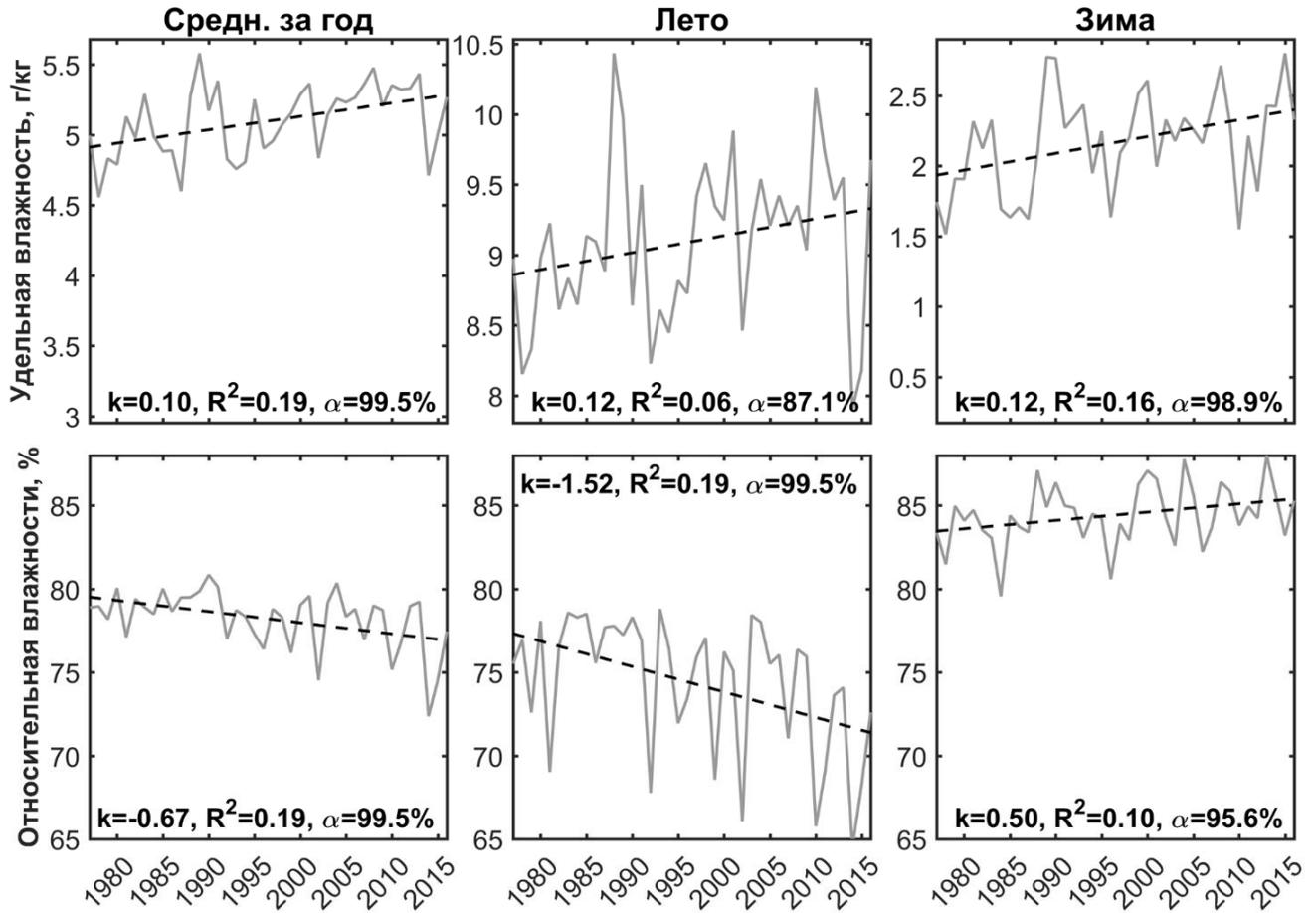


Рисунок 1.16 – Динамика среднегодовых (слева), средних летних (по центру) и средних зимних (справа) значений удельной (сверху) и относительной (снизу) фоновой влажности. Пунктирными линиями показаны линейные тренды, для которых приведены значения коэффициентов наклона (k , г/кг/10 лет или %/10 лет) и детерминации (R^2), а также максимальных уровней достоверности (α , %), при которых они являются значимыми

Многолетняя динамика интенсивности городских аномалий влажности представляется весьма сложной, в первую очередь, за счет несогласованных тенденций для трех основных городских станций (**Рисунок 1.17**). Так, для станций Балчуг и МГУ прослеживается слабая тенденция к усилению острова сухости (в поле относительной влажности), что согласуется с [Lokoshchenko, 2017], а для ВДНХ остров сухости ослабевает. При этом в рядах наблюдений станций Балчуг и ВДНХ прослеживаются флуктуации, выбивающиеся далеко за пределы характерной изменчивости. Для Балчуга это аномально высокие значения влажности (близкое к нулю отклонение от фона) в период с 2005 по 2010 г.,

а для ВДНХ – стремительное усиление острова сухости с 2010 г. по настоящее время, пришедшее его плавному ослаблению, продолжающемуся с 1980-х гг. Эти же флуктуации диагностируются для значений аномалии удельной влажности, в том числе для ее летних вечерних и ночных значений, характеризующих, соответственно, интенсивность острова сухости и острова влажности. Значимый тренд аномалии удельной влажности при этом прослеживается только для ВДНХ.

Разнонаправленность наблюдаемых флуктуаций между городскими станциями свидетельствует об их обусловленности, в значительной степени, локальными эффектами. Так, предположительно, для ВДНХ ослабление городской аномалии сухости в 1980–2010 гг. связано с ростом деревьев в примыкающей к станции парковой зоне и непосредственно вблизи площадки (метеостанция расположена вблизи лесопаркового массива, расстояние до ближайших деревьев составляет ≈ 30 м). Смена тенденции после 2010 г. может определяться началом реконструкции парка ВДНХ и уменьшением площади естественной поверхности в окрестностях станции, что подтверждается спутниковыми снимками. Так, в 200 м от метеостанции был построен океанариум «Москвариум», а практически рядом с ней – установлен космический корабль Буран и проложены новые асфальтовые дорожки. Эта гипотеза согласуется с динамикой летней интенсивности ОТ для ВДНХ (*Рисунок 1.6*), рост которой начался после 2010 г.

Ярко выраженную флуктуацию аномалий влажности для Балчуга в 2005–2010 гг. объяснить сложнее. Среди возможных причин – разрастание крон деревьев на метеоплощадке, и их обрезку в 2010–2011 гг. (о чем свидетельствуют спутниковые снимки), строительные работы в ближайших окрестностях станции, или же флуктуации температуры воды в реке Москва и Водоотводном канале.

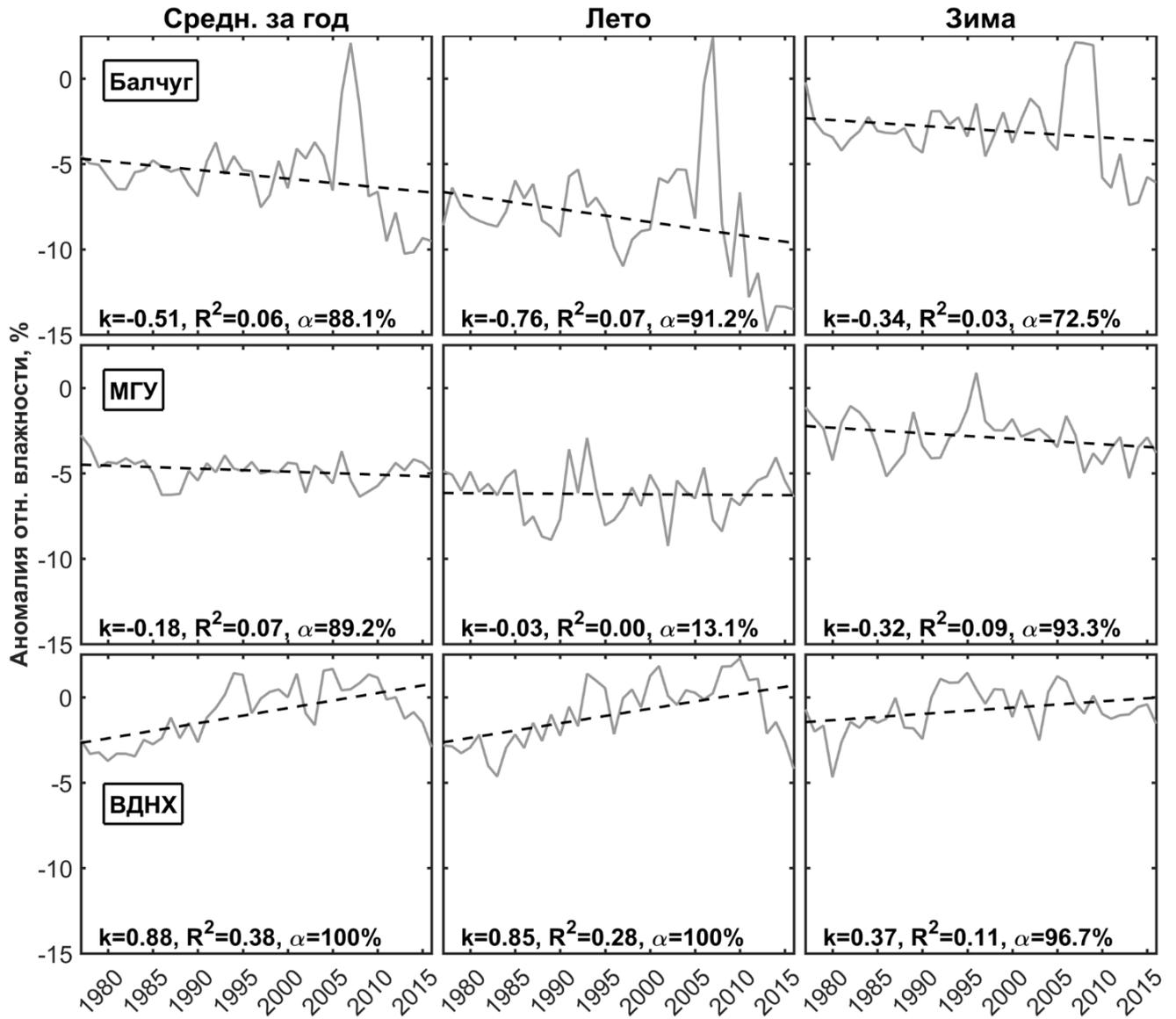


Рисунок 1.17 – Динамика среднегодовых (слева), средних летних (по центру) и средних зимних (справа) значений аномалии относительной влажности для трех городских станций. Пунктирными линиями показаны линейные тренды, для которых приведены значения коэффициентов наклона (k , %/10 лет) и детерминации (R^2), а также максимальных уровней достоверности (α , %), при которых они являются значимыми

Выводы к главе 1

Данные многолетних наблюдений на метеорологических станциях Московского региона показывают наличие ярко выраженных городских аномалий температуры (эффект ОТ). Динамика интенсивности ОТ характеризуется сезонной, межсуточной и суточной изменчивостью, причем последняя различна для зимы и лета. Также для интенсивности ОТ для центра города (МС Балчуг) и городских парков (МС МГУ и ВДНХ) выявлены значимые положительные тренды, обусловленные крупномасштабными изменениями фонового метеорологического режима (увеличением повторяемости ясной и безветренной погоды летом), а также урбанистическими изменениями. Ярче всего интенсификация ОТ выражена летом, особенно для условий жаркой погоды. Такая тенденция представляется значимой и опасной для населения и общества, что обуславливает актуальность более детального изучения наблюдаемых и ожидаемых изменений городских климатических аномалий Московской агломерации.

Глава 2.

Особенности пространственного распределения температуры и влажности в пределах Московской агломерации

Анализ данных 4 московских метеостанций не позволяет изучить пространственную структуру ОТ и аномалий влажности. Более того, сам факт их существования как мезоклиматических аномалий ставится под сомнение, если предположить, что диагностируемые станциями аномалии характеризуют лишь ближайшую их окрестность, а не город в целом. Последнее предположение вполне уместно. Например, станция Балчуг с трех сторон вплотную окружена зданиями, а с четвертой стороны выходит к Водотводному каналу, на противоположном берегу которого находится тепловая электростанция (Государственная электрическая станция № 1) – мощный источник антропогенного тепла. Возникает обоснованное предположение, что станционные данные описывают только конкретный микрометеорологический режим территории. Подтвердить или опровергнуть его возможно только путем детального изучения внутригородской изменчивости температуры и влажности.

Подобная задача сама по себе представляет большой научный интерес по причине взаимосвязи особенностей городского климата с характеристиками метеорологической комфортности и с другим социально-значимыми параметрами. Также ее актуальность обусловлена известным фактом высокой микроклиматической пестроты города и существенными различиями пространственной структуры ОТ разных городов, что показано, например, в [Kim, Baik, 2005; Kłysik, Fortuniak, 1999; Saaroni et al., 2000; Yang et al., 2013]. Кроме того, понимание особенностей пространственной структуры городских аномалий метеорологического режима необходимо для верификации результатов моделирования.

2.1. Оценка репрезентативности метеорологических измерений станций ГПБУ «Мосэкомониторинг»

Новые возможности для решения такой задачи открылись с развертыванием сетей АМС ФГБУ «Центральное УГМС» и АСКЗА ГПБУ «Мосэкомониторинг». Последние плотной сетью охватывают территорию внутри МКАД (см. раздел 1.3.1). Однако, методика проведения метеорологических наблюдений на АСКЗА не соответствует стандартам поведения метеорологических наблюдений [Наставление..., 1985]. Они ведутся круглосуточно на американских автоматических метеостанциях Davis (заявленная погрешность измерений составляет 0.5°C для температуры и 2 % для относительной влажности). Выходные данные содержат средние за 20 мин значения температуры и влажности воздуха, атмосферного давления, направления и скорости ветра. В то же время стандартные метеорологические наблюдения проводятся дискретно, 1 раз в 3 ч, но по более высокоточным приборам.

Наиболее существенное различие в методике измерений заключается в том, что на метеостанции измерения производятся на высоте 2 м над естественной травяной поверхностью в специальной метеорологической будке, а на АСКЗА – на высоте около 2 м над металлической поверхностью крыши измерительного павильона (около 4 м над поверхностью земли). Кроме того, измерения на метеостанциях проводятся на удалении (на первые десятки метров) от деревьев и зданий, в то время как АСКЗА часто расположены вплотную к подобным объектам. Несмотря на активное использование данных ГПБУ "Мосэкомониторинг" для оперативного анализа загрязнения воздуха и в научных исследованиях по данной теме, например в [Ревокатова, 2013; Elansky, 2014; Kramar et al., 2014], опыт использования данных метеорологических измерений этой сети невелик. Насколько известно автору диссертации, они использовались для только в двух работах [Горчаков и др., 2014; Shahgedanova et al., 1997], причем оценка их репрезентативности не проводилась.

Получение оценок точности и репрезентативности метеорологических измерений АСКЗА возможно путем их непосредственного сопоставления

со стандартными наблюдениями в пунктах, где они проводятся в непосредственной близости. Таковыми являются станции МГУ и Павловский посад. Анализ проведен для атмосферного давления, температуры и относительной влажности воздуха за период 2008–2010 гг., для которого доступны данные измерений для АСКЗА Павловский Посад (для МГУ продолжительность ряда значительно больше).

Атмосферное давление по данным АСКЗА МГУ систематически завышается на 6 гПа, а в Павловском Посаде – на 1.5 гПа, эти разности квазистационарны. Различия температуры и относительной влажности имеют существенно более сложную временную динамику с выраженным суточным и годовым ходом (*Рисунок 2.1*). Для температуры воздуха летом в обеих точках измерений наблюдается ночное завышение температуры, а днем – ее занижение. В частности, это связано с большей высотой измерений на АСКЗА над поверхностью, так как днем в приземном слое обычно наблюдается неустойчивая стратификация, а ночью – устойчивая. Средние и медианные абсолютные значения отклонений как днем, так и ночью не превышают 0.7 °С, но их экстремумы превышают 2 °С. Зимой средние значения отклонений не превышают 0.5 °С, а суточный ход менее выражен, разброс максимальных значений уменьшается.

Для погрешности относительной влажности летом также хорошо выражен суточный ход: днем они близки к нулю, ночью же относительной влажность занижается в среднем на 5–10 %, с максимумами до 20 %. Зимой суточный ход также выражен слабо, но значения погрешностей еще больше, чем летом. Подобная динамика разности измерений влажности объясняется в значительной степени ее максимальным занижением в условиях близости воздуха к насыщению, что характерно для зимы.

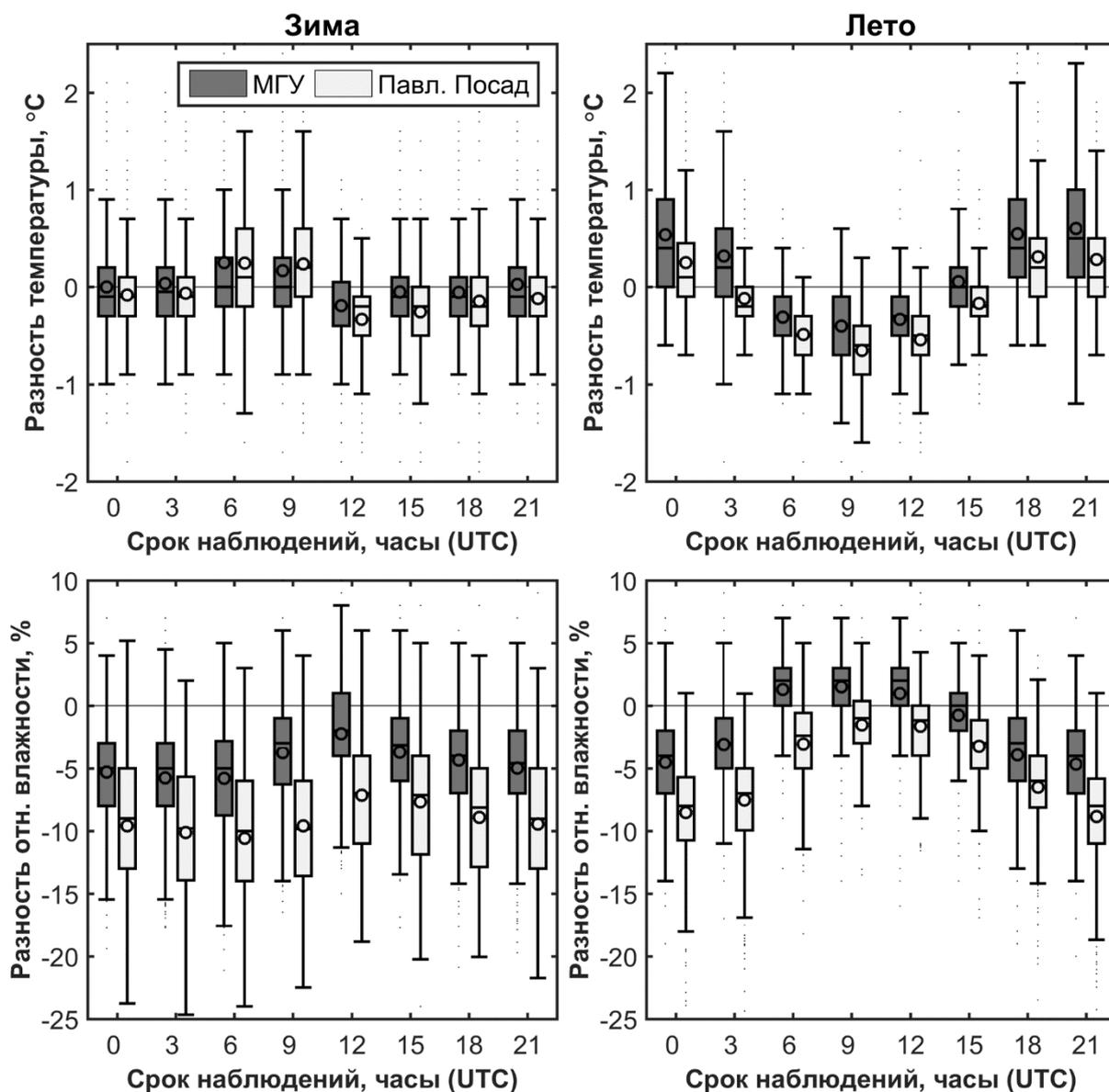


Рисунок 2.1 – Диаграммы «ящик с усами» для значений погрешности измерений температуры (сверху) и относительной влажности (снизу) на АСКЗА для различных сроков наблюдений для зимнего (слева) и летнего (справа) сезонов года. Обозначения аналогичны **Рисунку 1.5**

Абсолютные погрешности измерений на АСКЗА требуют сопоставления с масштабном изменчивости характеристик изучаемых явлений. С учетом специфики поставленной задачи, в качестве такого масштаба взято стандартное отклонение температуры и влажности по пространству. Оно рассчитывалось для каждого срока наблюдений по данным измерений 19 метеостанций Москвы и окрестностей. Путем нормирования на него были получены величины нормированных погрешностей $\Delta x_{\text{норм}}^i$:

$$\Delta x_{\text{норм}}^i = \frac{x_{\text{АСКЗА}}^i - x_{\text{метео}}^i}{\sigma(x_{\text{метео}})} \quad (2.1)$$

где $x_{\text{АСКЗА}}^i$ – измерения метеовеличины по данным АСКЗА в i -ой точке, $x_{\text{метео}}^i$ – измерения метеостанции в этой же точке, $\sigma(x_{\text{метео}})$ – стандартное отклонение измерений всех метеостанций в пределах изучаемой области в данный момент времени.

Для температуры воздуха нормированные погрешности в большинстве случаев не превышают 0.5 (*Рисунок 2.2*), то есть погрешности измерений АСКЗА существенно меньше пространственной изменчивости поля температуры. Исключение составляют дневные сроки летом, когда пространственная изменчивость поля температуры мала из-за хорошего перемешивания: в этом случае $\Delta x_{\text{норм}}^i$ составляет 0.5–0.7 с максимумами 1.5–2. Ночью достаточно высокие погрешности наблюдаются на фоне хорошо выраженной пространственной изменчивости, в результате нормированные погрешности оказываются невелики. Для относительной влажности в большинстве случаев (за исключением дневных сроков летом) погрешности измерений АСКЗА значительно превышают ее стандартное отклонение по пространству.

При переходе к среднесуточным значениям разность между измерениями температуры и влажности по данным АСКЗА и метеостанций уменьшается. Для температуры это объясняется, тем, что ночное завышение температуры частично компенсируется ее дневным занижением. В результате среднеквадратичная разность среднесуточной температуры между измерениями АСКЗА и метеостанции оказывается сопоставима с точностью измерений АМС Davis (*Рисунок 2.3*). Среднеквадратичные значения нормированных погрешностей измерений температуры при переходе к суточному осреднению уменьшаются примерно в два раза. Для относительной влажности среднеквадратичные нормированные погрешности уменьшаются незначительно (для МГУ) или вообще не уменьшаются (для Павловского Посада) (см. *Рисунок 2.3*).

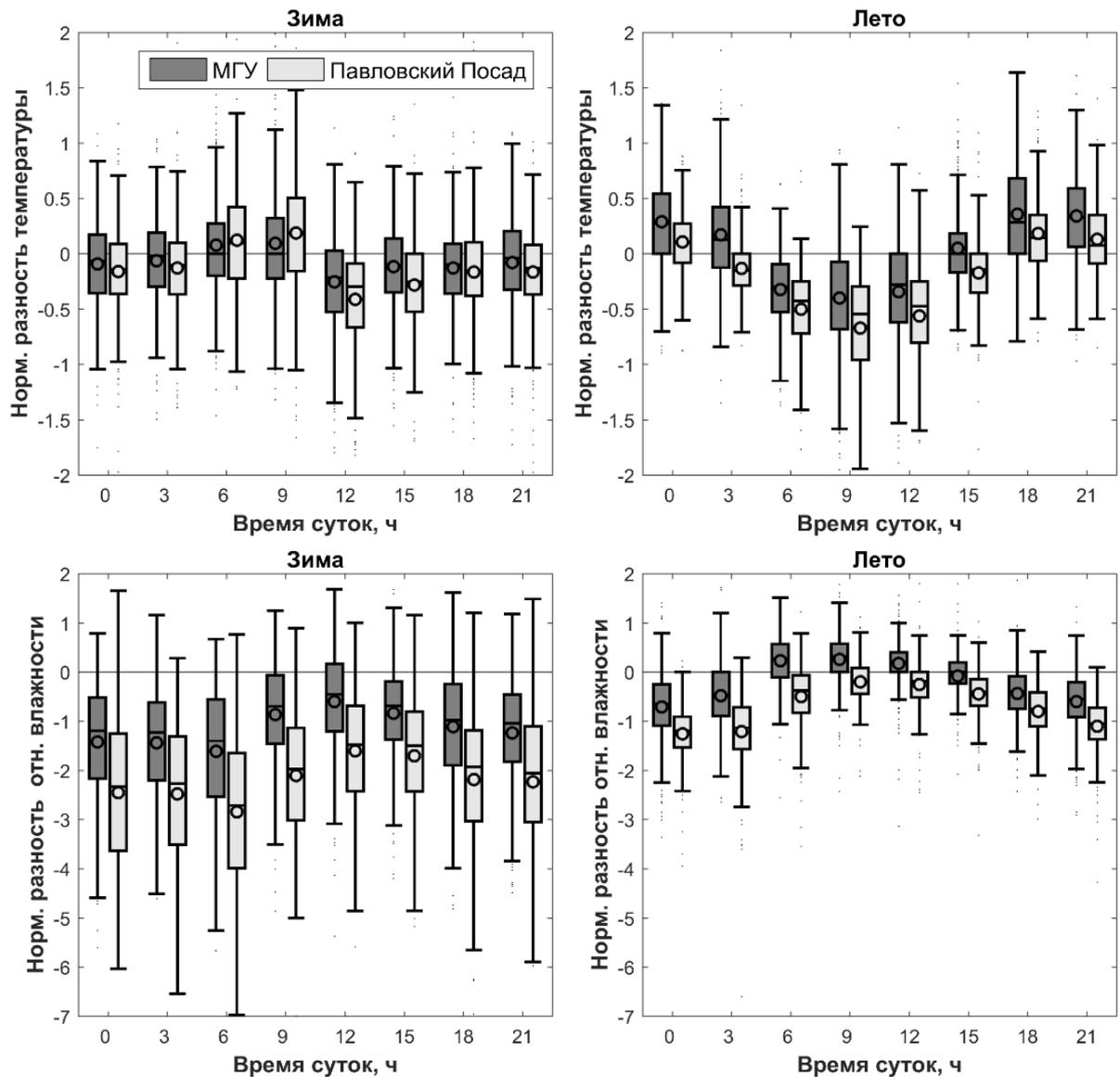


Рисунок 2.2 – Диаграммы «ящик с усами» для значений **нормированной** погрешности измерений температуры (сверху) и относительной влажности (снизу) на АСКЗА для различных сроков наблюдений для зимнего (слева) и летнего (справа) сезонов года. Обозначения аналогичны *Рисунку 1.5*

Сопоставление температур, осредненных за неделю или месяц, приводит к еще большему уменьшению абсолютных и нормированных отклонений между АСКЗА и метеостанциями для всех сезонов года. Для относительной влажности переход к большим периодам осреднения ведет к увеличению средних значений нормированных отклонений: в большинстве случаев, приемлемыми они остаются только для дневных сроков летом.

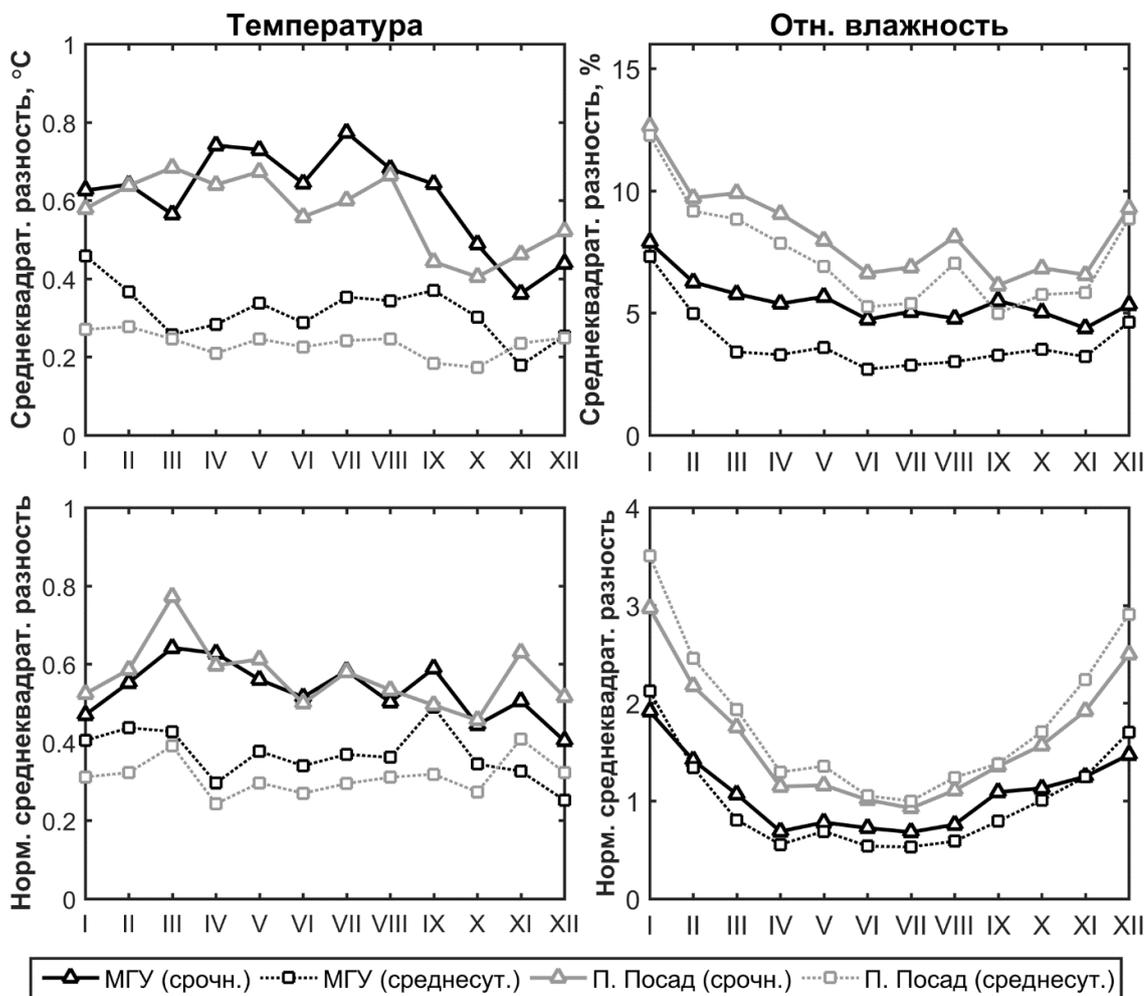


Рисунок 2.3 – Годовой ход нормированных среднеквадратичных значений (срочных и среднесуточных) погрешности измерений температуры (слева) и относительной влажности (справа) на АСКЗА (снизу), а также аналогичных характеристик, рассчитанных нормированных погрешностей

Соотнесение погрешностей АСКЗА для температуры с интенсивностью ОТ показывает, что по мере увеличения последней завышение температуры на АСКЗА несколько усиливается (**Рисунок 2.4**). Это связано с тем, что наибольшая интенсивность ОТ достигается ночью (см. Главу 1), когда характерно завышение температуры на АСКЗА. Несмотря на это, для больших значений интенсивности ОТ (начиная с 4–6 °С) средние и максимальные погрешности АСКЗА оказываются существенно меньше интенсивности ОТ, что позволяет пренебрегать ими при анализе соответствующих ситуаций. Для интенсивности острова сухости такой закономерности не получается, погрешность АСКЗА практически во всех случаях оказывается соизмерима с аномалией влажности или больше нее.

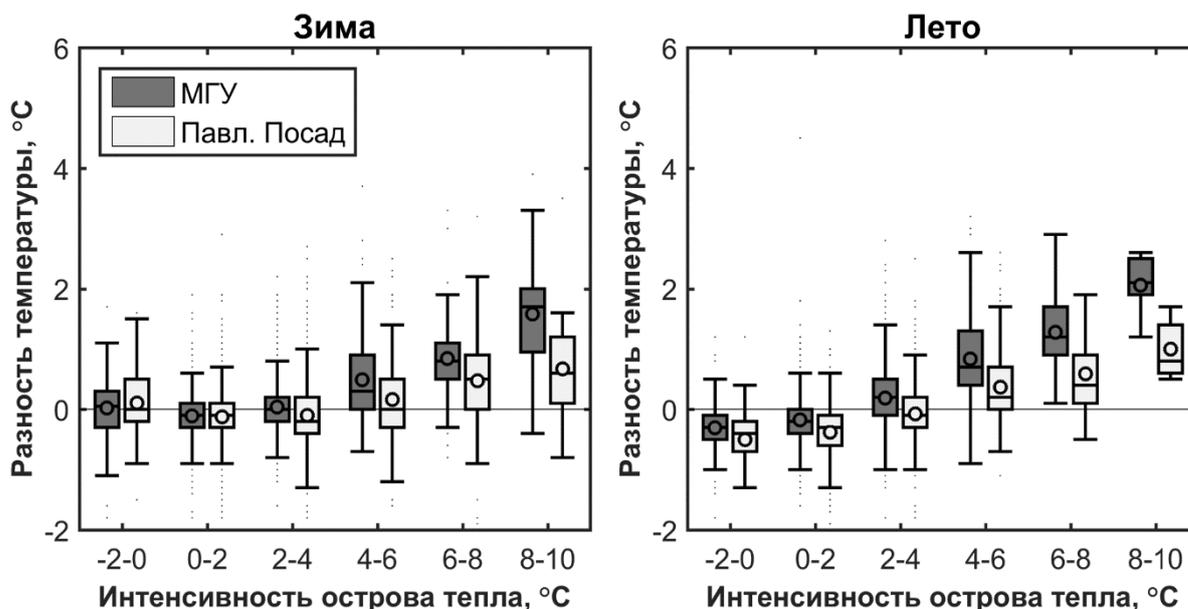


Рисунок 2.4 – Распределение погрешностей измерений температуры, выполненных на АСКЗА (для станций МГУ и Павловский Посад) при различной интенсивности острова тепла, которая оценивается как разность температуры воздуха между станцией Балчуг и средними фоновыми значениями. Обозначения аналогичны **Рисунку 1.5**

Таким образом, показана возможность применения данных АСКЗА для мониторинга и анализа пространственного распределения среднесуточных значений температуры воздуха в течение всего года. Также с осторожностью могут использоваться срочные значения за ночные сроки в течение всего года, а срочные значения за дневные сроки – в течение всего года за исключением летних месяцев. Однако всё вышеперечисленное справедливо для периодов осреднения от недели и более, либо для выборок отдельных сроков наблюдений, когда наблюдается хорошо выраженный ОТ. Использование данных измерений относительной влажности ограничено значительно сильнее и возможно только для анализа дневных значений. С особой осторожностью их можно использовать для анализа среднесуточных значений относительной влажности и только для летнего сезона. Важно отметить, что выявленные закономерности временной изменчивости отклонений между измерениями АСКЗА и метеостанций справедливы для двух рассмотренных точек, распространение их на все остальные АСКЗА (и введение, например, систематических поправок) будет некорректным по причине различных условий установки станций.

2.2. Проблемы визуализации и интерполяции данных новых сетей мониторинга

Ранее в Главе 1 рассматривались результаты, полученные по данным измерений двух десятков метеостанций, и для их визуализации осознанно использовался точечный метод, а не изолинии. Это связано с тем, что проведение изолиний требует интерполяции, которая в условиях высокой мозаичности городских ландшафтов создавала бы ложную иллюзию гладкости полей. Однако при использовании данных новых АМС и АСКЗА количество точек измерений в пределах рассматриваемой территории возрастает более чем до 70. С учетом высокой плотности измерений в пределах города это существенно уменьшает наглядность точечного метода и вынуждает использовать интерполяцию для представления результатов.

Однако возможность интерполяции и проведения изолиний в условиях характерной для города микроклиматической пестроты не является очевидной, так как зависит от гладкости анализируемых полей. Характеризовать гладкость поля можно, например, через значение радиуса корреляции, определяемое путем анализа пространственных корреляционных функций (далее – ПКФ) [Гандин, Каган, 1976; Исаев, 1988]. Для построения ПКФ использовались срочные и среднесуточные значения температуры и влажности по различным станциям, а также их аномалии – отклонения от средних фоновых значений (см. Главу 1). Одна из станций объявлялась началом координат, а значениям корреляции анализируемого параметра между ней и остальными станциями ставилось в соответствие расстояние от начала координат до каждой из них.

На примере ПКФ, построенных для температуры воздуха за лето 2015 г. с использованием станции Балчуг в качестве начала координат (*Рисунок 2.5*, слева), видно, что коэффициент корреляции для среднесуточных и срочных значений медленно с расстоянием и превышает 0.9 на расстоянии более 100 км. Это не удивительно, так как временная динамика температуры обусловлена, в первую очередь, чередованием синоптических периодов и суточным ходом. Такие результаты согласуются с оценками свойств ПКФ поля температуры воздуха

для условий ЕТР по [Гандин, Каган, 1976; Исаев, 1988]. Ночью коэффициент корреляции для температуры убывает с расстоянием быстрее, так как ночью ярче выражены микро- и мезоклиматические особенности территории.

ПКФ для аномалии температуры, построенные за тот же период, характеризуются значительно более быстрым убыванием значений коэффициента корреляции по мере удаления от начала координат (*Рисунок 2.5*, справа). Уже на расстоянии 60 км они приближаются к нулю. Примечательно, что зависимость коэффициента корреляции от расстояния значительно хуже аппроксимируется линейным трендом или сглаженной кривой. Это показывает, что корреляционные свойства поля в данном случае определяются не только расстоянием, но и микроклиматическими особенностями местности.

Однако для большинства точек, расположенных поблизости, значения корреляции высоки (0.7–0.9), как для МС и АМС, так и для АСКЗА. Для последних данное обстоятельство можно считать дополнительным обоснованием возможности их использования.

Радиус корреляции для поля температуры в подобных задачах обычно определяют по значению коэффициентов корреляции 0.7–0.8 [Торопов, Терентьев, 2011]. На основе ПКФ, полученных путем осреднения коэффициентов корреляции для отдельных станций по диапазонам расстояния от начала координат (*Рисунок 2.5*, красные кривые), радиус корреляции составляет 15–20 км. Аналогичные значения получаются и для зимних условий (*Рисунок 2.6*). Это больше, чем расстояние между точками измерений в пределах Московской агломерации и ее ближайших окрестностей, что позволяет использовать методы интерполяции и проводить изолинии с высокой степенью надежности.

ПКФ для относительной и удельной влажности воздуха в целом похожи на ПКФ для температуры. Однако поле аномалий влажности менее гладкое по сравнению с полем аномалий температуры, что рассматривается подробнее в разделе 2.4.

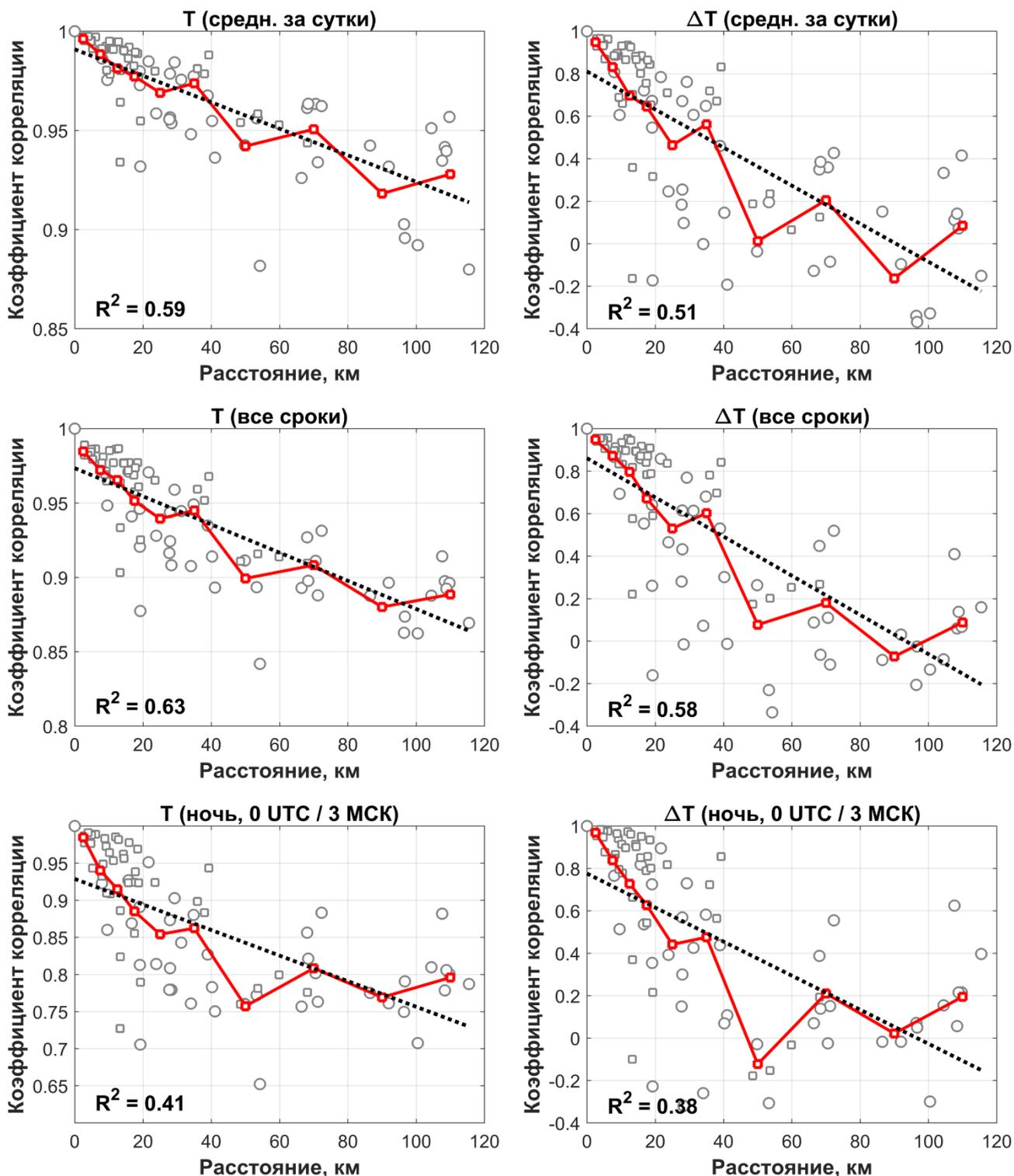


Рисунок 2.5 – Пространственные корреляционные функции для среднесуточных, срочных и ночных (за 0 UTC/3 МСК) значений температуры (Т) и ее аномалии (ΔT) за лето 2015 г. В качестве начала координат использована МС Балчуг. Коэффициенты корреляции для отдельных МС и АМС показаны круглыми маркерами, для АСКЗА – квадратными, красной линией показаны значения, осредненные по диапазонам расстояния (от 0 до 20 км с шагом 5 км, от 20 до 60 км с шагом 10 км, далее до 120 км с шагом 20 км), черной пунктирной линией показан линейный тренд, в нижнем левом углу указан коэффициент детерминации R^2

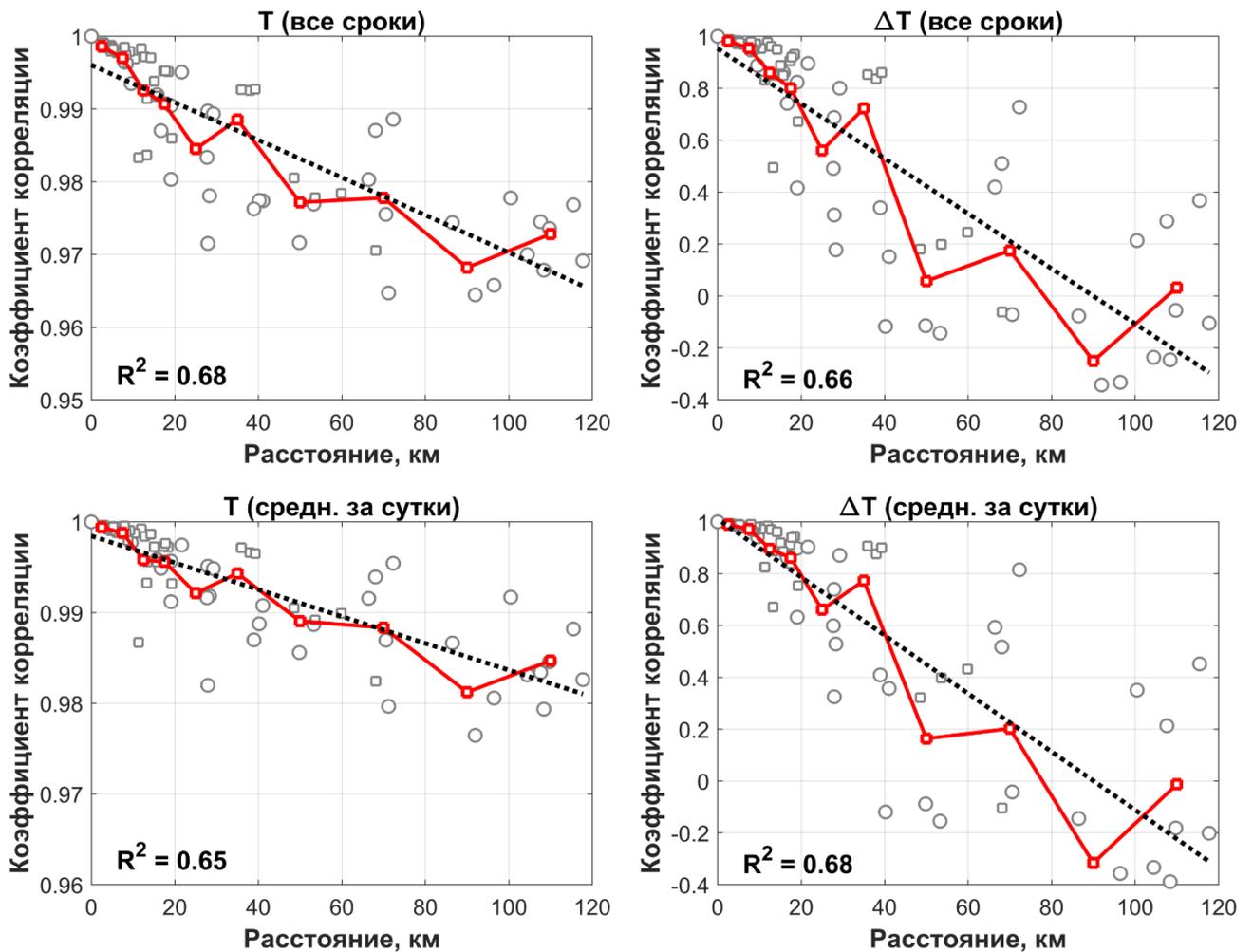


Рисунок 2.6 – Пространственные корреляционные функции для среднесуточных и срочных значений температуры (Т) и ее аномалии (ΔT) за зиму 2013/14 гг. В качестве начала координат использована МС Балчуг. Обозначения идентичны **Рисунок 2.5**

Для интерполяции и проведения изолиний использован метод кригинга [Krige, 1951]. Он относится к семейству оптимальных интерполяторов и близок по сути к более известному в метеорологии методу оптимальной интерполяции, который независимо разработан для задач объективного анализа метеорологических полей [Гандин, Каган, 1976]. Структурные свойства поля в рамках кригинга описываются вариограммой – мерой пространственной корреляции, определенной как зависимость разности значений переменной в двух точках от расстояния между ними [Демьянов, Савельева, 2010].

Важным отличием кригинга от других методов интерполяции является возможность получения оценки погрешности интерполяции, выражаемой через дисперсию кригинга σ_K^2 для каждой точки поля, которая увеличивается по мере удаления от точек наблюдений в соответствии с заданной вариограммой.

Это позволяет оценить неопределенность проведения изолиний. Важно отметить, что последняя определяется не только погрешностью интерполяции, но и градиентом поля. Так, рост количества изолиний, пересекающих отрезок между двумя точками ведет к уменьшению неопределенности при одинаковой σ_K^2 . Поэтому в качестве характеристики неопределенности проведения изолиний в каждой точке поля применено следующее безразмерное соотношение:

$$k(x, y) = \frac{\sqrt{\sigma_K^2(x, y)}}{\sqrt{(\Delta F_x(x, y))^2 + (\Delta F_y(x, y))^2}} \quad (2.2)$$

где ΔF_x и ΔF_y – изменение поля переменной F по осям x и y , рассчитываемые методом конечных разностей по ближайшим значениям.

Величина k характеризует, насколько может отклоняться изолиния в данной точке по отношению к наклону поля в данной точке. Опыт показывает, что для рассматриваемого пространственного масштаба значения $k > 10$ указывают на ненадежность проведения изолиний. Поэтому на рисунках ниже такие участки изолиний показаны пунктиром. Тем не менее, данный метод не позволяет учесть возможные ошибки интерполяции, связанные с недостаточной освещенностью данными отдельных специфических ландшафтов городской среды, а также погрешностями измерений. Поэтому относится к результатам подобного картографического представления следует с разумной осторожностью.

Для представления о изменчивости средней по рассматриваемым выборкам фоновой температуры, значения ее аномалий для основных загородных МС приведены на рисунках ниже аналогично предыдущим. Также приведены аналогичные значения для АСКЗА Звенигород, показания которой важны контроля схожести фоновых условий по двум типам измерений.

2.3. Пространственная структура городского острова тепла

С учетом доступности данных измерений для анализа выбраны четыре сезона: лето 2014 и 2015 гг., зимы 2013/14 и 2014/15 гг. В последнем случае рассматривается только январь и февраль, так как с 1 января начали поступать

данные ряда новых АМС. Два выбранных года различаются условиями погоды: лето 2014 г. было жарким и сухим, а зима близкой к норме, в то время как лето 2015 г. было близким к норме, а зима – мягкой и теплой.

2.3.1. Остров тепла в поле среднесуточных температур

Пространственное распределение аномалии среднесуточной температуры воздуха (см. Главу 1) для выбранных летних и зимних сезонов характеризуется анизотропной и ассиметричной относительно центра города структурой (*Рисунок 2.7*). Однако значения, близкие к значениям для станции Балчуг, наблюдаются в достаточно большой области в центральной части города. Летом изотерма аномалии 2 °С охватывает практически всю территорию в пределах Третьего транспортного кольца (далее – ТТК) и выходит за его пределы на северо-западе и юго-востоке; внутрь нее попадает около 10 пунктов наблюдений. Изотерма 1 °С окружает практически весь город в пределах МКАД и также вытянута с северо-запада на юго-восток. Для рассматриваемых зимних сезонов средняя интенсивность ОТ меньше летней, но их поля характеризуются схожим пространственным распределением. Однако подобная форма изотерм может быть связана, в том числе, с конфигурацией наблюдательной сети, плотность которой меньше на юго-западе и северо-востоке города.

Среди других особенностей важно отметить гладкость поля. Интенсивность ОТ плавно увеличивается от нуля до максимума в центре города, а «уступ» (зона скачка температуры на границе города), отмечаемый в классических работах [Ландсберг, 1983; Оке, 1987], существенно сглажен. В парковых зонах (МГУ и ВДНХ) наблюдается меньшая интенсивность ОТ по сравнению с окружающими застроенными территориями, что согласуется с работами по микроклимату городских парков [Eliasson, Urmanis, 2000; Oke et al., 1989]. В крупных лесопарках (АМС Бутово в Битцевском лесопарке и АСКЗА в Лосинном острове) температура еще ниже и близка к фоновой. Среди подмосковных станций выделяется аэропорт Жуковский на юго-востоке, что, видимо, связано с влиянием ОТ городов Раменское и Жуковский и положением в долине р. Москва.

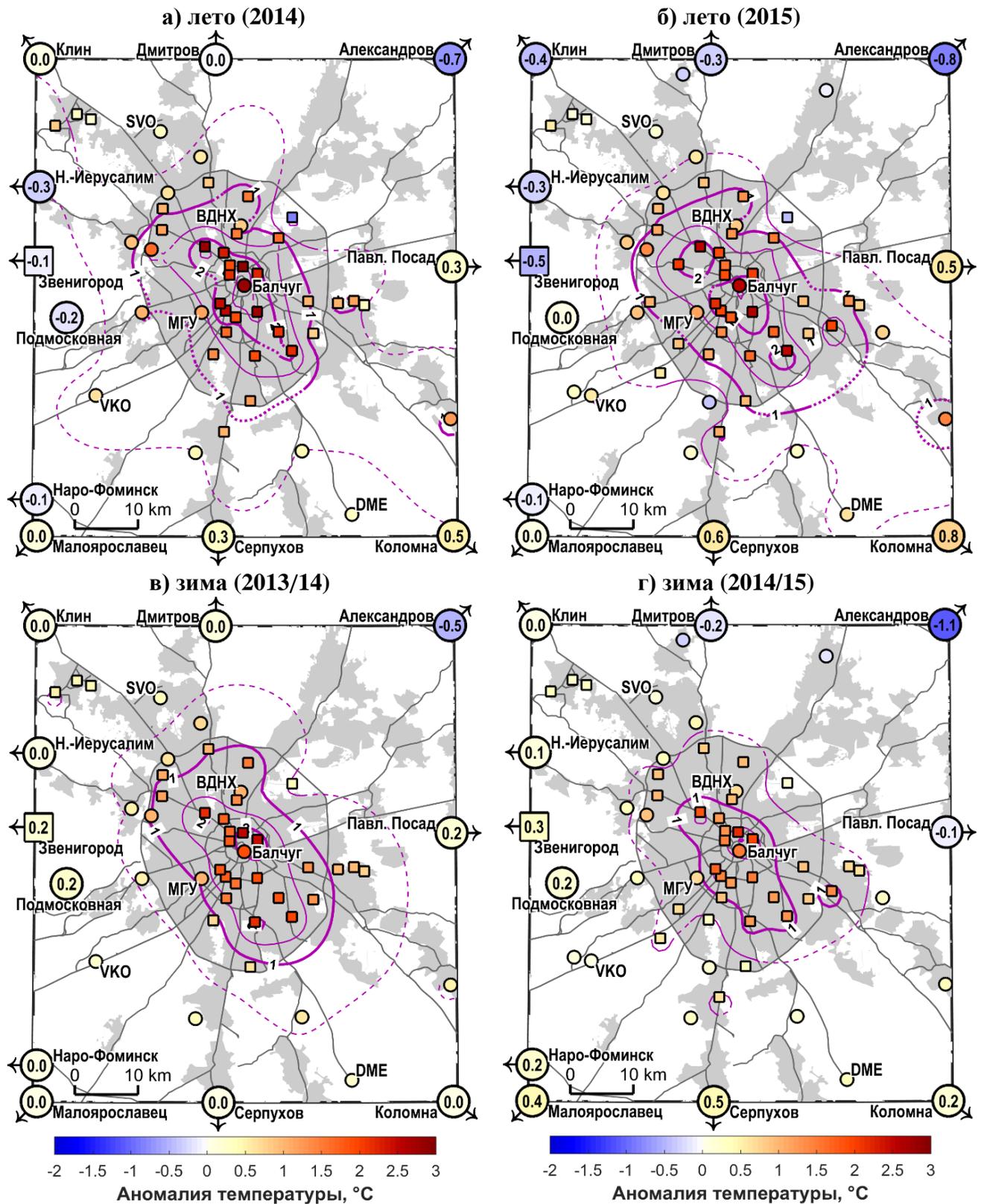


Рисунок 2.7 – Пространственное распределение среднесуточных аномалий температуры за два летних (а, б) и зимних (б, в) сезона. Толстые изолинии проведены через 1 °С, дополнительные тонкие изолинии – через 0.5 °С, нулевая изолиния не проведена. Пунктирные участки изолиний характеризуют области, в которых их проведение не является достоверным (см. текст). Местоположение МС и АМС показано круглыми маркерами, АСКЗА – квадратными. Значения аномалий для основных фоновых метеостанций и АСКЗА Звенигород указаны цифрами в центре больших маркеров

2.3.2. Пространственное распределения ночных температур

Пространственное распределение аномалий ночных (0 UTC/3 МСК) температур для летнего периода (**Рисунок 2.8**) еще отчетливее демонстрирует вышеописанные закономерности, в первую очередь, наличие достаточно обширной и однородной области высоких температур в центре города и относительно плавное уменьшение температуры по мере движения к окраинам. Также в поле ночных температур ярче проявляются термические аномалии окраин городской агломерации – Долгопрудного, Красногорска, Люберец, и обособленный остров тепла Зеленограда. Важно отметить, что наблюдения в Зеленограде представлены тремя АСКЗА, установленными непосредственно в пределах городской застройки. Однако интенсивность его ОТ существенно меньше не только центра Москвы, но и схожих по типу застройки спальных районов, что наглядно указывает на существенную зависимость интенсивности ОТ не только от локальных условий, но от положения в пределах мегаполиса.

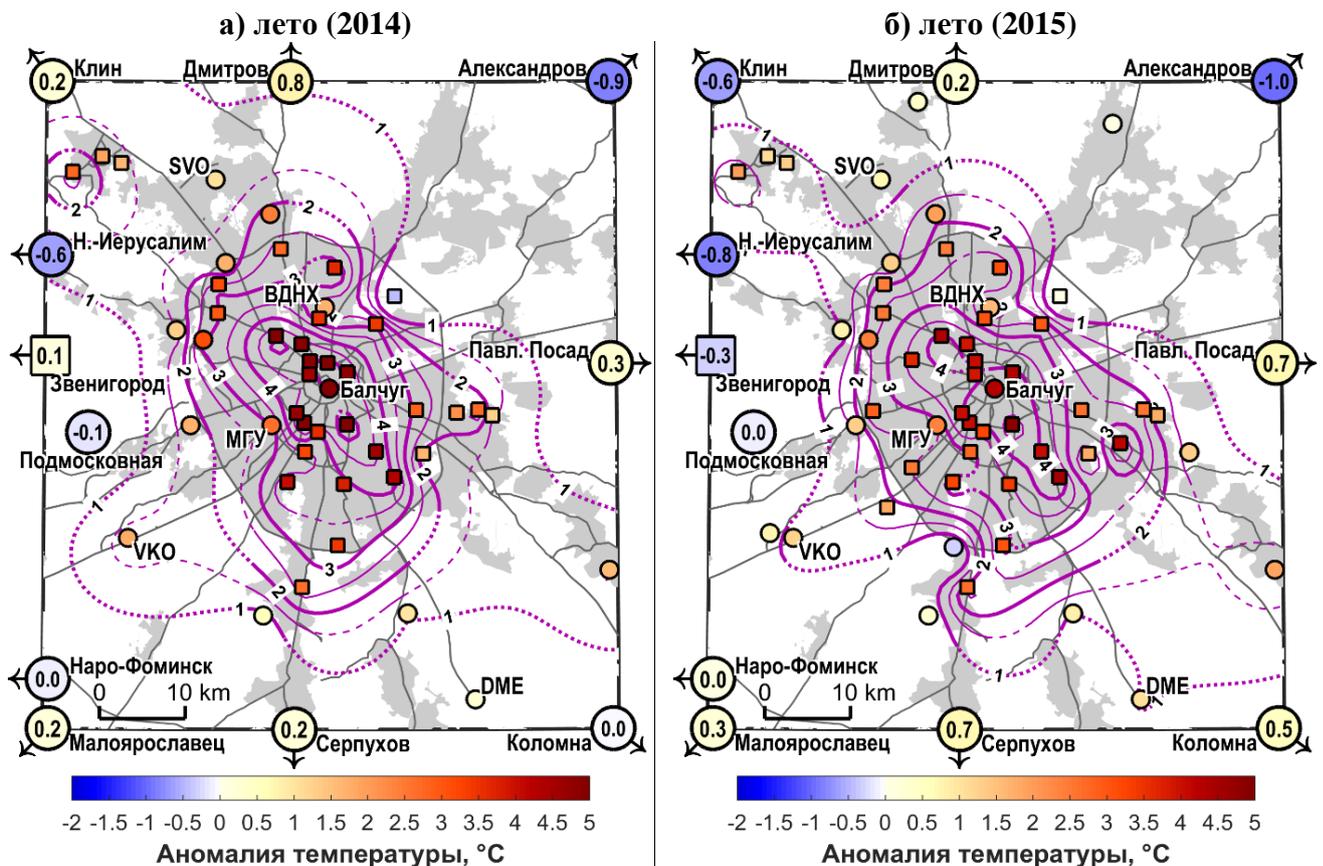


Рисунок 2.8 – Пространственное распределение средних ночных аномалий температуры (°C) за два летних сезона (а, б). Обозначения аналогичны **Рисунок 2.7**, изолинии менее 0.5 °C не проведены

Зимой суточный ход интенсивности ОТ выражен существенно слабее, поэтому пространственное распределение средних ночных температур воздуха зимой принципиально не отличается от распределения среднесуточных.

2.3.3. Пространственного распределения температуры в условиях хорошо выраженного острова тепла

Для всестороннего анализа важно рассмотрение пространственного распределения температуры в условиях хорошо выраженного эффекта ОТ. Данный подход позволяет минимизировать влияние различий его повторяемости в разные сезоны года и уменьшить влияние погрешностей измерений на АСКЗА (см. раздел 2.1). В качестве критерия выбора случаев с хорошо выраженным островом тепла взято значение интенсивности ОТ на станции Балчуг, равное 4 °С и более. В среднем за летние сезоны 2007–2016 гг. подобные ситуации наблюдаются ночью (21 и 00 UTC / 00 и 03 МСК) 1 раз в 2 дня, и 1 раз в 4 дня вечером (18 UTC/21 МСК), и практически не наблюдаются днем. Зимой такие случаи наблюдаются значительно реже – 1 раз в 10 дней (по данным за 2007–2017 гг.).

Для лета 2014 г. повторяемость высокой интенсивности ОТ выше средней за 10-летний период и составляет для ночных сроков – 65 %, а лето 2015 г. было близко к норме. Зимой 2013/14 гг. данный показатель был близок к норме (всего выбрано 9 % всех сроков наблюдений), а за январь – февраль 2015 г. в 1.5–2 раза меньше нормы (всего 5 % всех сроков наблюдений, т.е. всего несколько).

Средние значения интенсивности ОТ для полученных выборок достаточно близки: для станции Балчуг – 5.9 и 5.6 °С летом 2014 и 2015 гг., а для зимних сезонов 2013/14 и 2014/15 гг. – 6.3 и 5.4 °С. Для наглядности при сравнении особенностей пространственного распределения интенсивности ОТ, ее значения **нормированы** на интенсивность ОТ для станции Балчуг.

Чтобы минимизировать влияние крупномасштабного градиента температуры на структуру ОТ, выполнено **центрирование** значений аномалии температуры

путем удаления тренда фоновой температуры, построенного по данным измерений загородных метеостанций на расстоянии от 50 до 200 км от Москвы. Для этого пространственное распределение температуры аппроксимировалось уравнением плоскости вида $T = ax + by + c$, где x – географическая долгота, а y – широта. Методом множественной линейной регрессии определялись значения a и b , далее для каждой метеостанции рассчитывалось отклонение от тренда. Среди рассматриваемых выборок случаев с интенсивным ОТ, градиент фоновой температуры был наиболее выражен для зимы 2015 г., поскольку из-за ее малого размера значительная часть случаев пришлась на конкретную синоптическую ситуацию с хорошо выраженным зональным градиентом (средние значения температуры различались на ≈ 5 °С между севером и югом Московской области).

Полученные нормированные аномалии температуры подтверждают все выводы, полученные выше для распределения сезонных значений (*Рисунок 2.9*), и позволяют выявить ряд важных особенностей. Во-первых, после удаления пространственных трендов фоновой температуры распределение нормированной интенсивности ОТ для лета 2014 и 2015 гг. остаются схожими, несмотря на различия синоптических условий и наборов станций с доступными данными. Это подтверждает релевантность сделанных выводов о форме и структуре ОТ. Основные различия наблюдаются для районов города, где менялась освещенность данными (юг и восток Москвы).

Также похожи друг на друга картины пространственного распределения температуры для двух зимних сезонов. Различия между ними наиболее выражены на севере и юге агломерации (зимой 2013/14 гг. ОТ сильнее распространяется на север, в 2015 г. – на юг, вплоть до Домодедово). Это обуславливается неоднородностью фоновой температуры в условиях морозной погоды, которая, возможно, не полностью устранена удалением пространственного тренда, а также особенностями ветрового режима. Так, для выборки случаев за 2014 г. повторяемость южных ветров была больше (в Главе 4 показано, что остров тепла смещается на подветренную сторону города).

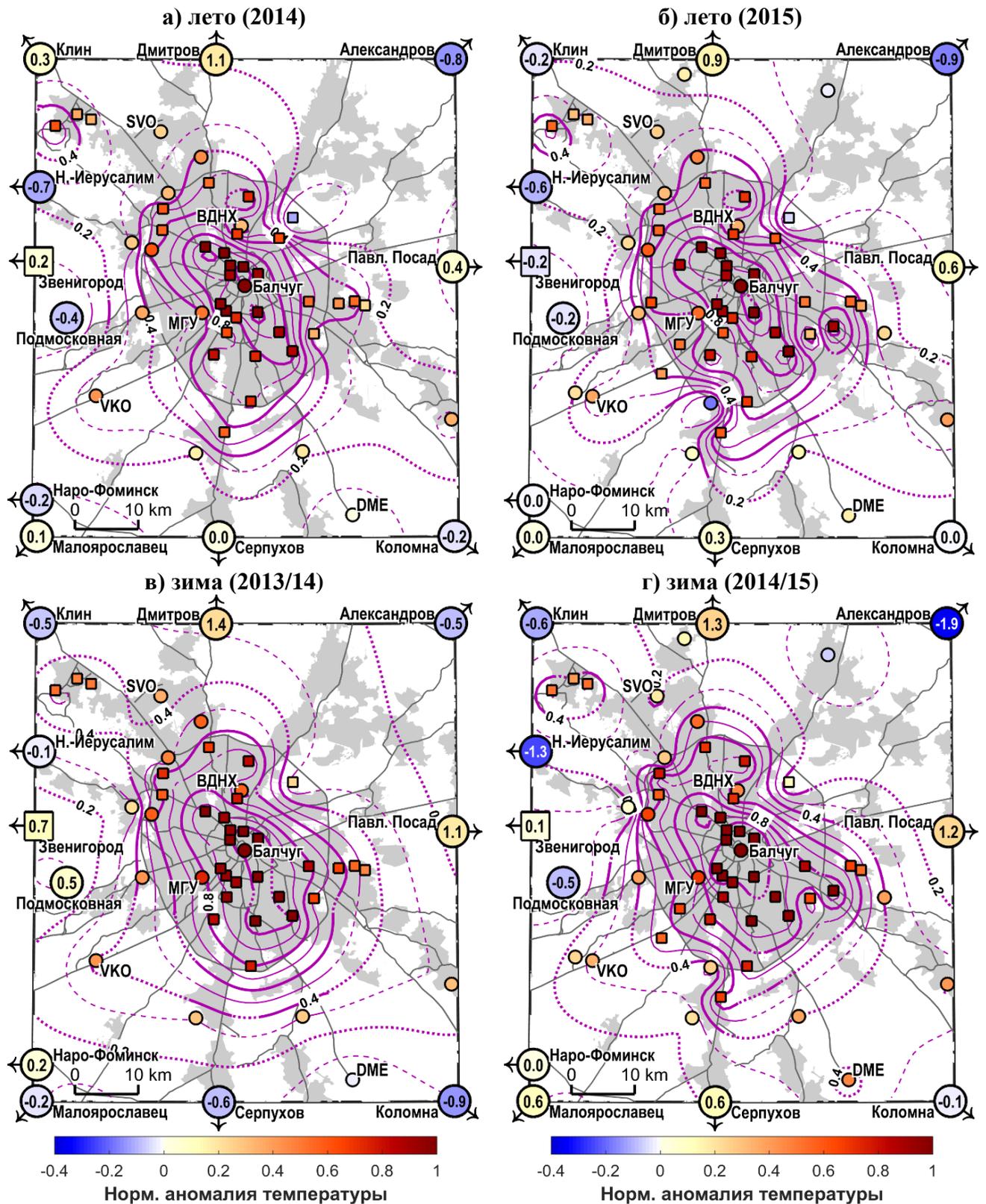


Рисунок 2.9 – Пространственное распределение аномалий температуры, центрированных и нормированных на значение аномалии для станции Балчуг, за два летних (а, б) и зимних (в, г) сезона (средних по выборке случаев с хорошо выраженным эффектом ОТ). Обозначения аналогичны **Рисунок 2.7**, толстые изолинии проведены через 0.2, дополнительные тонкие изолинии – через 0.1, нулевая изолиния не проведена, цифрами показаны значения аномалии в °С для основных фоновых метеостанций и АСКЗА Звенигород

Примечательно, что летом в структуре ОТ ярко выражены локальные (микrokлиматические) особенности, приводящие к искривлению изолиний. Это касается, в первую очередь, парковых зон с более низкими температурами (МГУ, ВДНХ, АМС Бутово в Битцевском лесопарке, АСКЗА в лесопарке Лосиный Остров и АСКЗА МНПЗ-Головачева на окраине лесопарка Люблино-Кузьминки), а также отдельных точек, расположенных на удалении от центра города, но окруженных плотной и высокой застройкой (например, АСКЗА в Жулебино и Кожухово на востоке города и на ул. Полярная на севере). Зимой же поле аномалии температуры более гладкое. Такая закономерность согласуется с различиями механизмов формирования летнего и зимнего ОТ (см. раздел 1.1). Особенности теплового баланса, определяемые различиями теплофизических свойств поверхности и режима испарения, влияют на термический режим локально, тогда как эмиссии антропогенного тепла, играющие большую роль зимой, сглаживаются адвекцией и диффузией.

Еще одна характерная особенность распределения зимних аномалий температуры – сдвиг области ее наиболее высоких значений на юг города, что заметно даже после удаления пространственных трендов фоновой температуры.

2.3.4. Оценка влияния локальных и мезоклиматических факторов на интенсивность острова тепла

Выводы об особенностях пространственной структуры ОТ, сделанные на основе визуального анализа, нуждаются в подкреплении количественными оценками вклада рассматриваемых факторов в формирование ОТ.

Подобная задача решалась в ряде работ для различных городов, в том числе, с целью последующего геостатистического моделирования. Набор учитываемых факторов при этом существенно различался. Так, в работах для Портленда [Hart, Sailor, 2009] и Вроцлова [Szymanowski, Kryza, 2009] использовались исключительно параметры, характеризующие локальные особенности землепользования и застройки – плотность зданий и дорожной сети, параметр шероховатости, вегетационный индекс NDVI (Normalized difference vegetation

index), антропогенный поток тепла и так далее. Для Лейпцига [Franck et al., 2013] и Детройта [Oswald et al., 2012] учитывалось влияние мезоклиматических особенностей местности, выраженное расстоянием от центра города или от крупных водных объектов.

В рамках данного исследования в качестве таких факторов взята удаленность от центра города и доля урбанизированной территории F_{urb} , задаваемая для по данным OpenStreetMap для ячеек сетки с шагом 1 км (см. Главу 3) и характеризующая локальное урбанистическое влияние. Привязка точек измерений к ячейкам сетки выполнялась проще, нежели описано в Главе 3: выбиралась ячейка с ближайшими координатами центра. Для станций, расположенных вблизи границы ячеек с существенно различающимися характеристиками, выбор вручную корректировался в пользу ячейки, в большей степени соответствующей ближайшим окрестностям метеостанции: для ВДНХ и Красногорска взяты соседние менее урбанизированные ячейки, для АСКЗА Кожухово, Зеленоград-6 и Зеленоград-16 – соседние более урбанизированные ячейки.

Чтобы учесть в первом приближении анизотропию Московской агломерации, вытянутой с севера на юг, в качестве удаленности от центра города использовалось отношение $D_n = D/R_e$, где D – расстояние от центра города (МС Балчуг) до данной точки наблюдений, R_e – расстояние от центра до эллипса, аппроксимирующего МКАД (с длиной большой и малой полуосей 20 и 15 км соответственно). Величина D_n для всех точек, расположенных рядом со МКАДом (Долгопрудный, Бутово, Немчиновка, Строгино и пр.) примерно равна 1, а для Зеленограда составляет чуть более 2. В качестве третьего предиктора была взята высота точки над уровнем моря H .

Взаимосвязь интенсивности острова тепла ΔT_n (для ее нормированных значений после удаления пространственного тренда температуры, см. **Рисунок 2.9**) и двух основных предикторов (D_n и F_{urb}) демонстрирует **Рисунок 2.10**. Зависимость ΔT_n от удаленности от центра города прослеживается достаточно четко для диапазона значений D_n от нуля до 2.

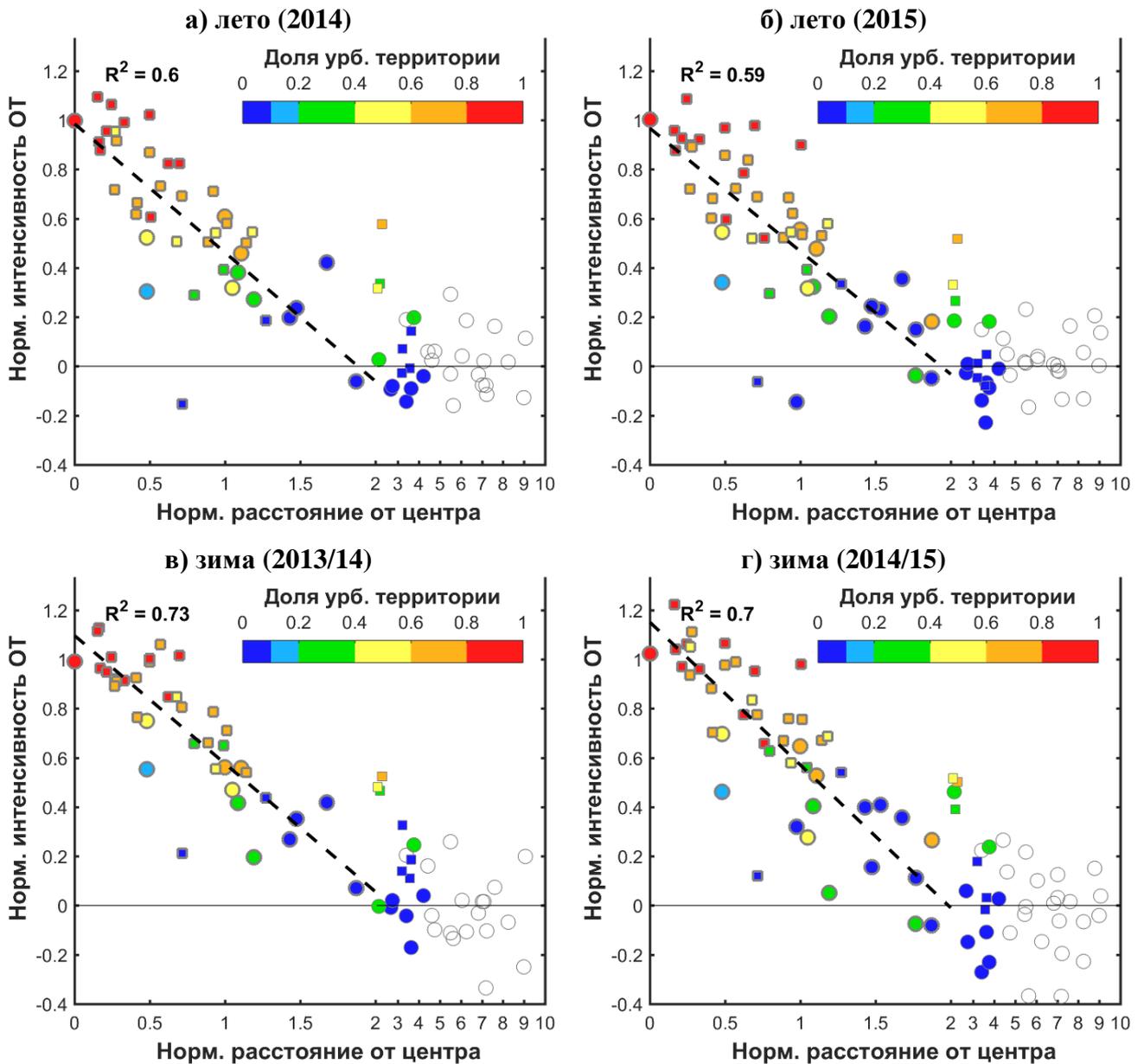


Рисунок 2.10 – Зависимость центрированной и нормированной аномалии температуры ОТ ΔT_n и нормированного расстояния от центра города D_n (см. текст) для выборок случаев с интенсивным ОТ за два летних (а, б) и два зимних (в, г) сезона. Метеостанции и АМС показаны круглыми маркерами, АСКЗА – квадратными. Цвет маркера обозначает долю урбанизированной территории F_{urb} . Белый цвет обозначает отсутствие данных о F_{urb} (точки расположены за пределами области расчета данного параметра). Единица на горизонтальной оси соответствует расстоянию до МКАД, масштаб данной оси различен для диапазонов значений 0–2 и более 2

Важно отметить, что подобная зависимость рассматривается не с целью сведения сложной структуры анизотропного поля к простому линейному тренду, а для наглядной демонстрации того, что анизотропия проявляется на фоне общей закономерности убывания температуры по мере удаления от центра,

характеризующей мезоклиматическое влияние большого города и вносящей значимый вклад в результирующую пространственную изменчивость.

Однако данная закономерность обусловлена также убыванием доли урбанизированной территории по мере удаления от центра (*Таблица 2.1*). Также прослеживаются различия между точками, равноудаленными от центра города, но расположенными пределах более или менее урбанизированных территорий, и наоборот, между парами точек, расположенных в парках или в пределах плотной застройки, но на различном удалении от центра.

Анализ покомпонентного влияния рассматриваемых факторов возможен с использованием частных коэффициентов корреляции вида $R_{xy(z_1, z_2 \dots z_n)}$, где x и y – переменные, взаимосвязь которых изучается, $z_1 \dots z_n$ – переменные, влияние которых на x и y и при этом исключается. Значения таких коэффициентов (*Таблица 2.1*) показывают, что летом вклад доли площади городской застройки преобладает над вкладом расстояния от центра (однако последнее также оказывает значимое влияние). Зимой коэффициент $R_{\Delta T_n F_{urb}(D_n, H_{surf})}$ уменьшается, модуль $R_{\Delta T_n D_n(F_{urb}, H_{surf})}$ увеличивается, а отношение их абсолютных значений приближается к единице.

Значимость коэффициентов корреляции $R_{\Delta T_n H(D_n, F_{urb})}$ мала, однако постоянство их знака указывает на тенденцию убывания температуры с высотой. Однако, ввиду относительно небольшого числа точек измерений, она также может быть связана с влиянием других факторов, не учтенных в рамках проведенного анализа (например, особенностями районов города, расположенных на различных высотах). Важно отметить, что подключение к данному анализу других используемых характеристик городской среды – высоты зданий, отношения аспекта городских каньонов и пр. (см. Главу 3) не позволяет выявить значимых взаимосвязей в дополнение к уже установленным.

Аналогичные результаты дает анализ коэффициентов множественной линейной регрессии. Важно отметить, коэффициент корреляции между ΔT_n и

ее оценкой методом множественной линейной регрессии ΔT_n^{reg} близок к 0.9 (Таблица 2.1), т.е. выбранные предикторы (главным образом удаленность от центра и доля урбанизированной территории) обуславливают основную часть пространственной изменчивости.

Таблица 2.1 – Значения обычных (R_{xy}) и частных ($R_{xy(z_1, z_2 \dots z_n)}$) коэффициентов корреляции между анализируемыми параметрами

	Лето		Зима		
	2014	2015	2013/14	2014/15	2016/17
$R_{D_n F_{urb}}$	-0.74	-0.68	-0.74	-0.68	-0.69
$R_{\Delta T_n D_n}$	-0.77	-0.77	-0.85	-0.84	-0.80
$R_{\Delta T_n F_{urb}}$	0.88	0.85	0.85	0.81	0.79
$R_{\Delta T_n F_{urb}(D_n, H)}$	-0.35	-0.44	-0.60	-0.62	-0.54
$R_{\Delta T_n D_n(F_{urb}, H)}$	0.72	0.71	0.63	0.61	0.54
$R_{\Delta T_n H(D_n, F_{urb})}$	-0.15	-0.26	-0.14	-0.27	-0.13
$R_{\Delta T_n \Delta T_n^{reg}}$	0.90	0.89	0.91	0.90	0.87

Таким образом, результаты, анализ данных наблюдений позволяет установить, что эффект острова тепла является мезоклиматической особенностью города в целом, на фоне которой проявляется изменчивость меньших пространственных масштабов, обусловленные локальными и микроклиматическими особенностями окрестностей точек измерений. Вклад локальных особенностей в пространственную изменчивость температуры летом больше, чем зимой. Это определяет, в том числе, различие условий термического режима территорий, похожих друг на друга (двух парковых зон или двух станций в окружении плотной застройки), но по-разному расположенных в пределах агломерации. Например, парковая зона МГУ теплее, чем парки ВДНХ и Люблино-Кузьминки, которые, в свою очередь, теплее Битцевского лесопарка и Лосиногостовского острова. В то же время, плотно застроенные кварталы на окраинах агломерации (Жулебино, Зеленоград и др.) холоднее центра города.

2.4. Пространственная структура городского острова сухости

Несогласованная многолетняя динамика городских аномалий влажности по данным трех метеостанций (см. раздел 1.5) особо остро ставит вопрос об их репрезентативности и надежности получаемых диагнозов. Также, как и в случае температуры воздуха, требуется детализированный анализ пространственной структуры полей характеристик влажности и их внутригородской изменчивости. Однако, как показано выше, их изучение по данным измерений АСКЗА возможно только для дневных (9–15 UTC) сроков наблюдений и только летом, когда в поле как относительной и удельной влажности наблюдается эффект острова сухости. А без привлечения к анализу данных АСКЗА, данные метеостанций мало полезны, так как охватывают только периферию города.

Анализ пространственного распределения средних дневных аномалий относительной и удельной влажности для лета 2014 и 2015 гг. показал, что они характеризуются высокой пестротой, проявляющейся как внутри города, так и за его пределами. На фоне чередования точек с положительными, отрицательными и близкими к нулю аномалиями, однородная область острова сухости диагностируется только для центра города (станция Балчуг и ближайшие АСКЗА). Для поля удельной влажности такую область невозможно идентифицировать даже для центра города. Такая пестрота полей не позволяет адекватным образом провести изолинии.

Существенно меньшую гладкость полей аномалии влажности, по сравнению с полями аномалий температуры, подтверждают соответствующие ПКФ (*Рисунок 2.11*). На первый взгляд, они похожи на ПКФ для аномалий температуры, поскольку тоже характеризуются ярко выраженной зависимостью корреляции от расстояния. Однако важно обратить внимание, что для аномалии относительной влажности значения коэффициента корреляции превышает 0.8 лишь для нескольких наиболее близко расположенных точек в радиусе 5 км от начала координат, а на расстоянии 20 км они уменьшаются до 0.4–0.5. Для удельной влажности коэффициенты корреляции еще меньше.

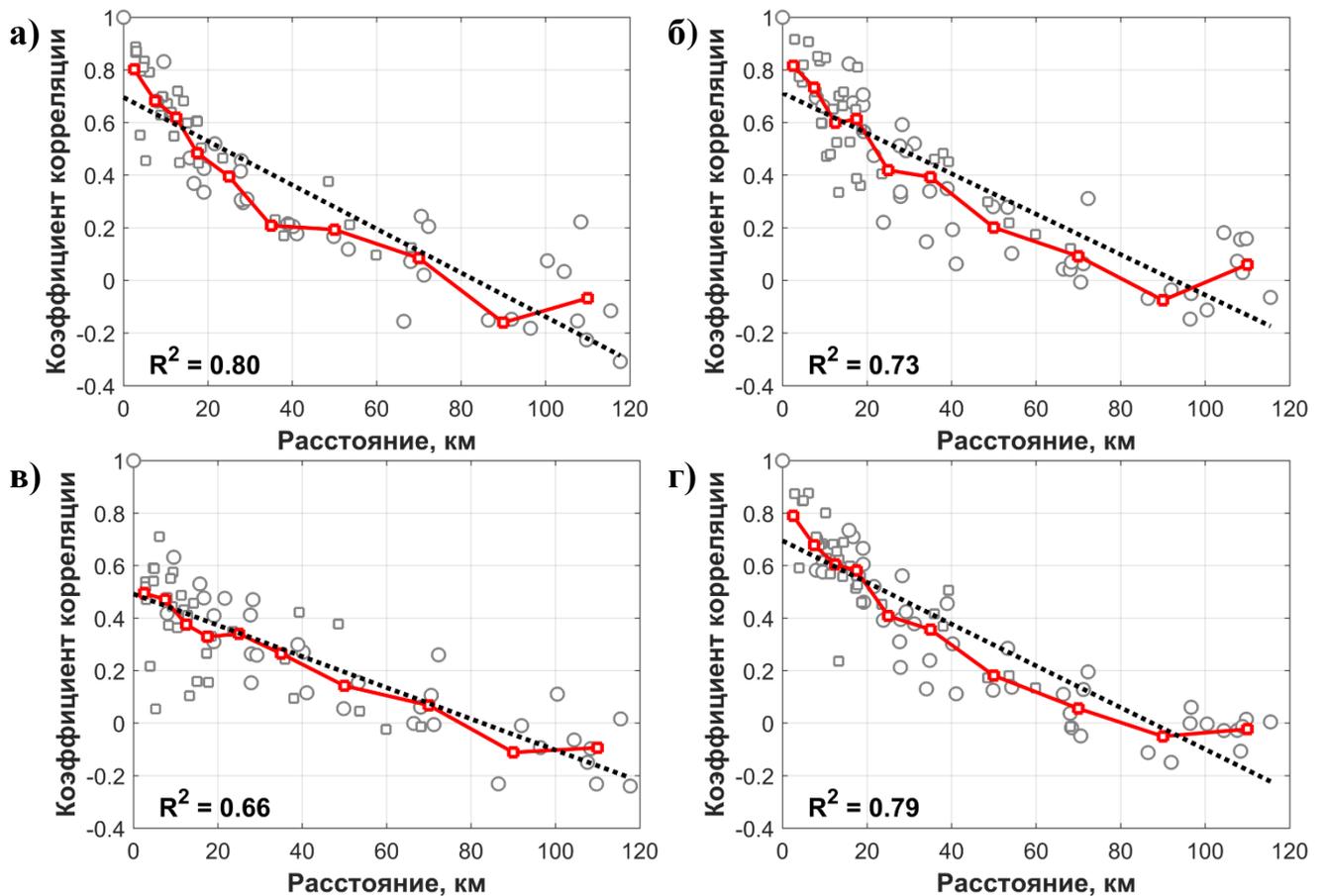


Рисунок 2.11 – Пространственные корреляционные функции для дневных (за 12 UTC/15 МСК) аномалий относительной (а, б) и удельной (в, г) влажности за лето 2014 (а, в) и 2015 (б, г) гг. В качестве начала координат использована МС Балчуг. Обозначения идентичны **Рисунок 2.5**

Ситуация принципиально меняется при рассмотрении выборок случаев ярко выраженного дневного ОС в поле относительной влажности (когда относительная влажность на станции Балчуг за сроки 9–15 UTC/12–18 МСК более чем на 10 % меньше фоновой). Повторяемость таких ситуаций за летние сезоны 2007–2016 гг. для дневных сроков составляет 27 %. Для 2014 г. она ниже 10-летней нормы (17 %), для лета 2015 г. – близка к ней (30 %). Пространственное распределение аномалий относительной влажности для выборки таких случаев демонстрируют хорошо выраженную отрицательную аномалию в городе (**Рисунок 2.12**), интенсивность которой существенно превосходит изменчивость загородных значений и плавно убывает по мере удаления от центра города.

Важно отметить, что для расположенных вблизи друг друга пар метеостанций и АСКЗА наблюдаются схожие значения, что подтверждает репрезентативность результатов. Формы изолиний для двух рассматриваемых летних сезонов

различаются, но значения аномалий близки: большая часть города оказывается в пределах изолиний $-4...-6\%$, а центральная часть – внутри изолинии -10% . Таким образом, для данных случаев остров сухости проявляется уже как мезоклиматическая особенность города.

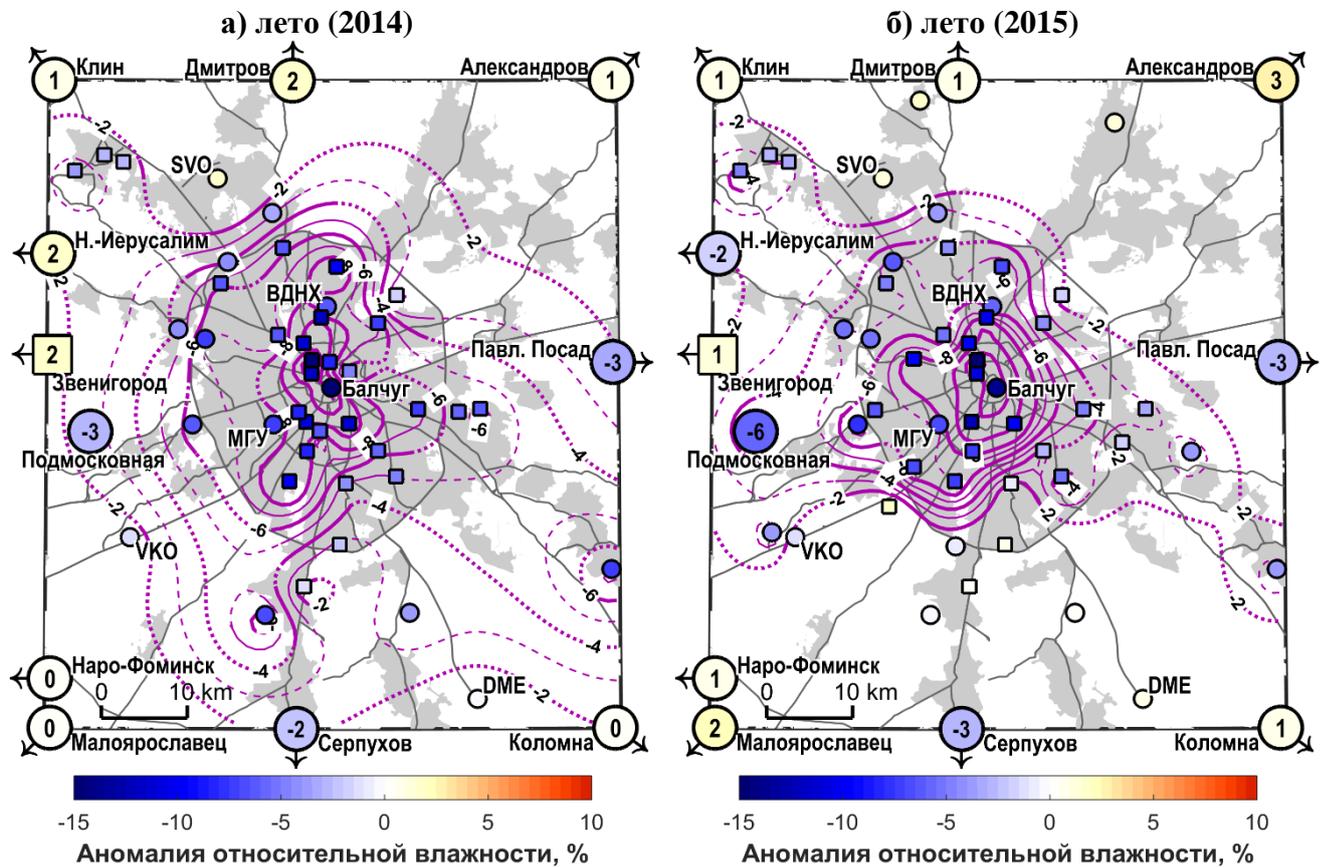


Рисунок 2.12 – Пространственное распределение аномалий относительной влажности (%) в среднем для выборки дневных (9–15 UTC/12–18 МСК) сроков с хорошо выраженным эффектом острова сухости за два летних сезона (а, б). Обозначения аналогичны **Рисунок 2.7** (толстые изолинии проведены через 2 %, дополнительные тонкие изолинии – для значений аномалии 3, 5 и 7 %, нулевая изолиния не проведена)

Поле удельной влажности для выборки таких случаев по-прежнему характеризуется значительной пестротой (**Рисунок 2.13**), однако остров сухости достаточно убедительно идентифицируется для центральной части города. Таким образом, аномалия относительной влажности связана не только с большими значениями влажности насыщения из-за влияния ОТ (средняя интенсивность которого для рассматриваемых выборок случаев составляет в пределах города $1-2\text{ }^{\circ}\text{C}$), но также меньшими значениями абсолютного влагосодержания.

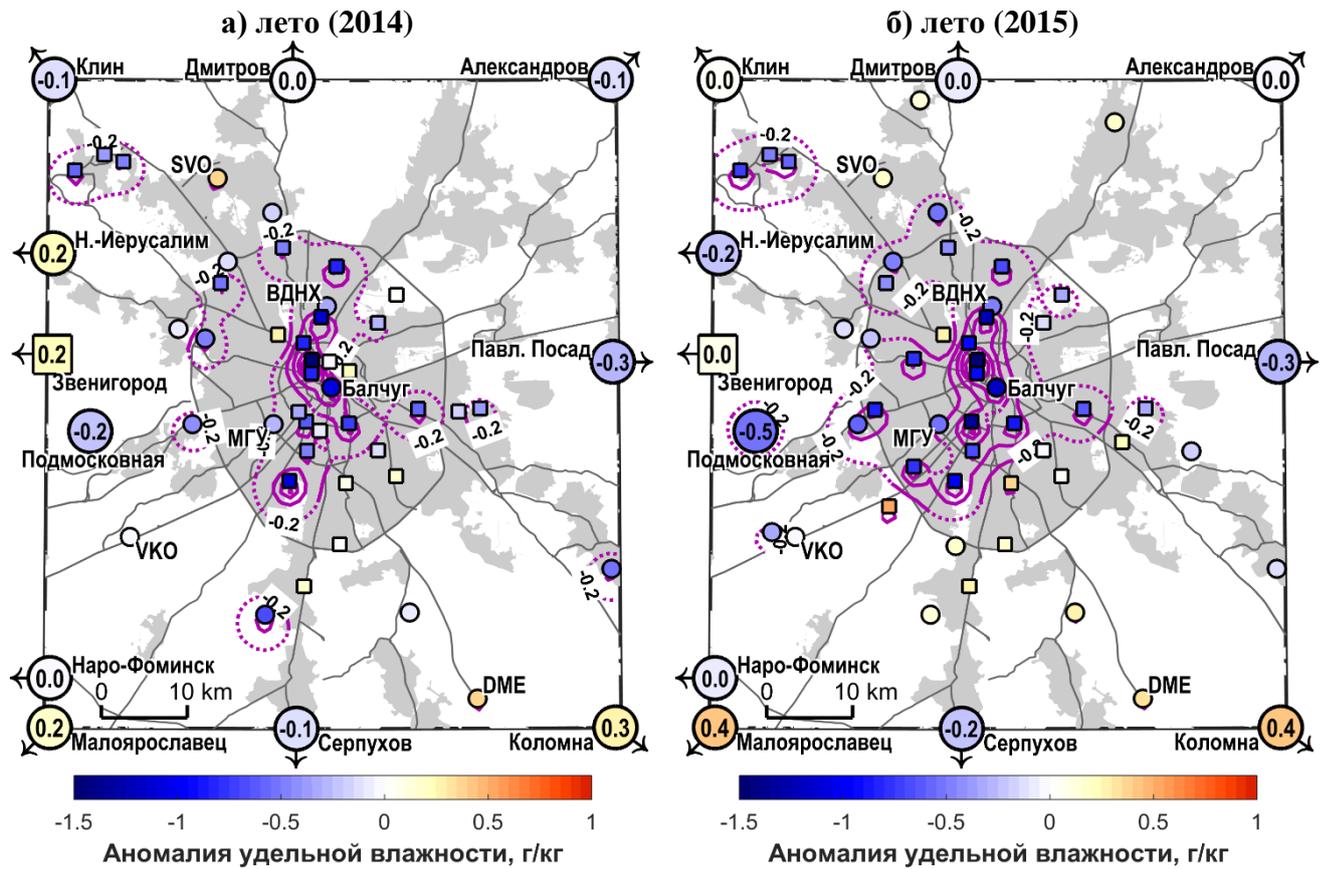


Рисунок 2.13 – Пространственное распределение аномалий удельной влажности (г/кг) в среднем для выборки дневных (9–15 UTC/12–18 МСК) сроков с хорошо выраженным эффектом острова сухости за два летних сезона (а, б). Обозначения аналогичны **Рисунок 2.7**, толстые изолинии проведены через 0.2 г/кг, нулевая изолиния не проведена

Поскольку ОС как мезоклиматическая особенность города диагностируется только в специфических условиях, важно понять, когда именно это происходит. Анализ показывает, что ОС хорошо выражен днем на фоне относительно низких температур и повышенной фоновой влажности. Такие условия обычно наблюдаются во время дождливых периодов или первые дни после их окончания. А в условиях жары и засухи дневной остров сухости, в отличие от ночного, выражен слабо, что наглядно видно на примере лета 2010 г. (**Рисунок 2.14**).

Такая динамика объясняется тем, что после выпадения осадков почвенный слой естественных ландшафтов оказывается хорошо и относительно однородно увлажнен. В городе при этом существенная доля осадков сразу уходит в ливневую канализацию, а оставшаяся часть быстро испаряется с асфальта и других слабопроницаемых для воды поверхностей. В результате, испарение с естественных поверхностей увеличивается, что способствует формированию

острова сухости. Когда осадки не выпадают значительное время, испарение с естественных поверхностей уменьшаются, что приводит к ослаблению различий влажности между городом и фоном. При этом высыхание почвы происходит с различной скоростью в зависимости от ее типа и особенностей растительности, что приводит к увеличению пространственной изменчивости характеристик влажности. В городе этому также способствуют различные условия полива и орошения улиц и зеленых насаждений.

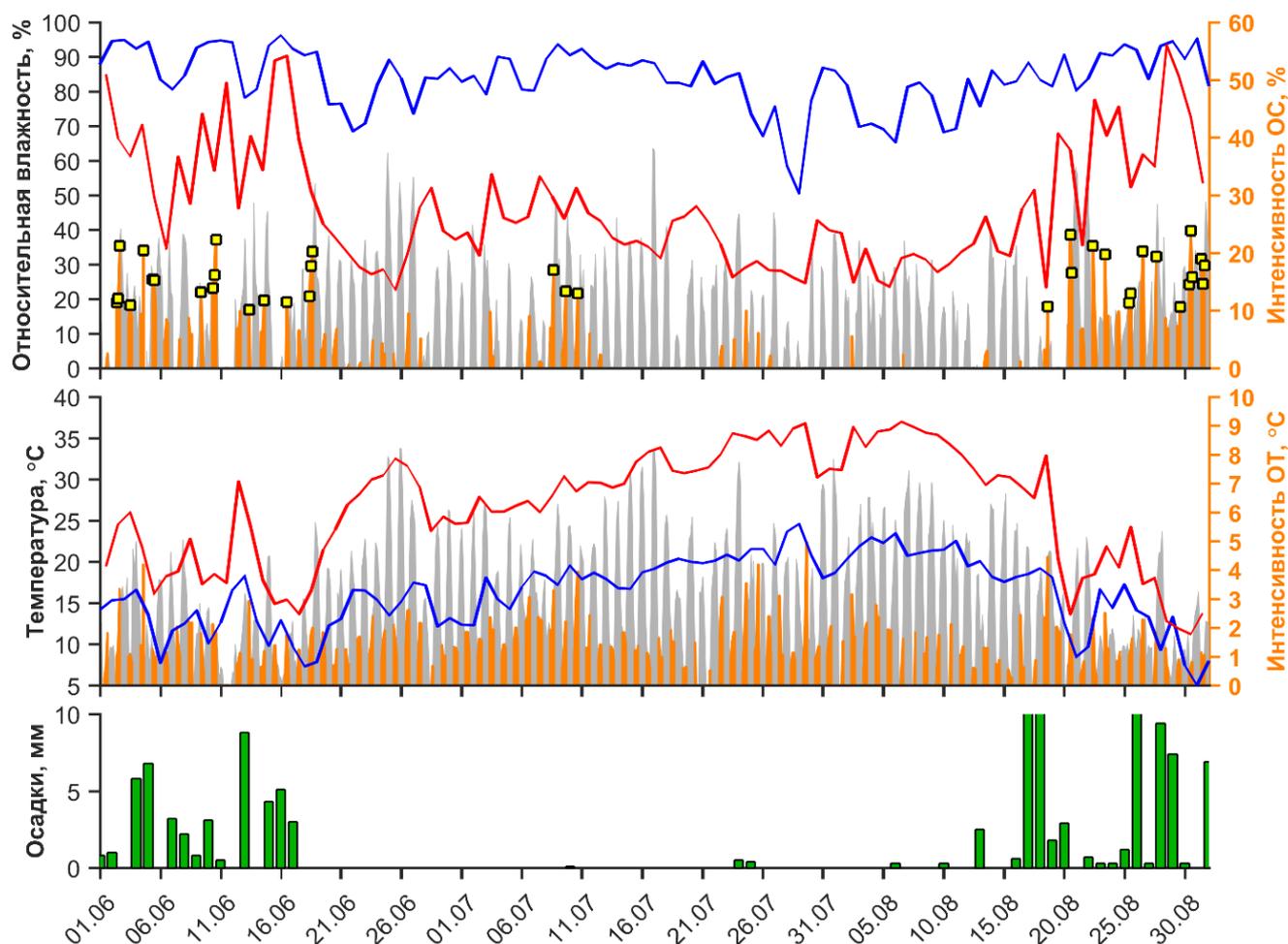


Рисунок 2.14 – Динамика дневной (за 12 UTC/15 МСК, красные кривые) и ночной (за 0 UTC/3 МСК, синие кривые) средней фоновой температуры и относительной влажности; интенсивности ОТ и ОС в поле относительной влажности (серая заливка, оранжевой выделены значения за сроки 9–15 UTC/12–18 МСК); суточных сумм осадков в среднем по фоновым станциям за лето 2010 г. Желтые квадратные маркеры отмечают значения интенсивности ОС более 10 % за сроки 9–15 UTC/12–18 МСК

Полученный результат имеет важное значение с точки зрения условий метеорологической комфортности. Известно, что увеличение влажности воздуха при прочих равных способствует их ухудшению [Емелина и др., 2014;

Ткачук, 2012; Konstantinov et al., 2014]. Можно было бы предположить, что эффект городского острова сухости способен частично компенсировать ухудшение условий комфортности, обусловленное эффектом ОТ, по крайней мере, днем. Однако, мы видим, что эффект острова сухости лучше всего выражен для более дождливых прохладных периодов. А для наиболее жарких и сухих периодов он выражен слабо и не оказывает существенного влияния на условия комфортности.

Выводы к главе 2

Данные измерений новых сетей мониторинга, появившихся в Москве и окрестностях в последние годы, подтверждают мезоклиматическую природу городских аномалий температуры и влажности. Значения этих аномалий для каждой конкретной точки определяются не только локальными особенностями местности, но и интегральным влиянием городской агломерации, определяющим зависимость температуры и влажности от расстояния до центра города. Среди локальных особенностей наиболее важна доля площади урбанизированной территории в окрестностях точки измерений.

Пространственная структура ОТ Москвы, определяемая этими факторами, в общих чертах соответствует классической «концентрической» схеме [Оке, 1987]. В центральной части города обособливается достаточно обширная область максимальных значений интенсивности ОТ, идентифицируемая в поле средних за лето и зиму среднесуточных и ночных температур, а также для выборок случаев с интенсивными ОТ. Эта область включает в себя территорию внутри ТТК и летом вытянута за его пределы на северо-запад и юго-восток, а зимой – на юг. Отличия ОТ Москвы от классической схемы заключаются в том, что область «уступа» значительно размыта, особенно зимой, а обособленный «пик» в центральной части города не выражен. При благоприятных условиях (в дождливые дни или после них) в центре города также формируется однородная область наименьшей дневной влажности воздуха. Это, в частности, позволяет утверждать, что метеостанция Балчуг характеризует условия центральной части города, и поставить точку в споре о ее репрезентативности.

Глава 3.

Детализированное моделирование метеорологического режима Московской агломерации

3.1. Мезомасштабные модели атмосферы и возможности их применения для городских условий

В предыдущих главах показано, что городские аномалии температуры и влажности являются мезоклиматическими особенностями Московской агломерации, обусловленными интегральным влиянием большого города. Их горизонтальный пространственный масштаб соизмерим с размером агломерации и составляет десятки километров. По широко используемой классификации атмосферных процессов [Orlanski, 1975] он находится между мезо- β (20–200 км) и мезо- γ (2–20 км) масштабами. Это позволяет ожидать адекватного воспроизведения метеорологического режима Московской агломерации в рамках мезомасштабных моделей атмосферы.

Для применения мезомасштабных моделей необходимо выполнение условия, при котором горизонтальный шаг сетки модели не должен превышать примерно $1/8$ нижней границы диапазона масштаба разрешаемых атмосферных процессов [Abdalla et al., 2013; Warner, 2011]. Для мезо- α модели шаг сетки должен быть менее $200 \text{ км} / 8 = 25 \text{ км}$, для мезо- β модели – менее $20 \text{ км} / 8 = 2.5 \text{ км}$, а и, наконец, для мезо- γ модели – менее, чем $2 \text{ км} / 8 = 250 \text{ м}$.

В настоящее время стремительное развитие получили работы по моделированию атмосферы на мезо- β масштабе, на котором становится возможным частичное разрешение процессов глубокой конвекции. В ряде работ показано, что использование шага сетки менее 4 км (в большинстве исследований – порядка 2–3 км) позволяет отказаться от использования параметризаций глубокой конвекции, что значительно улучшает качество воспроизведения конвективных процессов в атмосфере [Калинин и др., 2017; Clark et al., 2016; Prein et al., 2015]. Однако, полностью воспроизвести физику кучево-дождевых облаков невозможно

даже с шагом сетки в 1 км [Bryan et al., 2003], что обуславливает чувствительность результатов моделирования к параметризациям подсеточной микрофизики и турбулентности [Prein et al., 2015]. Поэтому для подобных модельных задач используется термин СМР-моделирование (англ. convection-permitting modelling). Мезомасштабные модели атмосферы такого типа активно используются для задач оперативного прогноза погоды и в научных исследованиях.

Для моделирования метеорологического режима Московской агломерации представляется разумным использование шага сетки в 1 км. Он позволяет разрешать большую часть мезомасштабных процессов (за исключением части мезо- γ процессов наименьшего масштаба), а также явно задавать крупные (с характерным размером более 1 км) особенности городского ландшафта – чередование парков и плотно застроенных территорий, различия между характеристиками застройки отдельных районов. Дальнейшее уменьшение шага сетки технически возможно, но затруднено из-за роста требуемых вычислительных ресурсов и возникающих при этом проблем описания атмосферной турбулентности [Wyngaard, 2004].

На современном уровне развития вычислительных технологий моделирование атмосферы с подобным разрешением возможно в рамках региональных гидродинамических моделей. В отличие от глобальных, они применяются для ограниченной территории, что существенно уменьшает требуемый объем вычислительных ресурсов. При этом возникает необходимость задавать боковые граничные условия, для чего обычно используются результаты расчетов глобальных моделей атмосферы или региональных моделей с бóльшим шагом сетки. Таким образом, решается задача динамической детализации (даунскейлинга) метеорологических полей с более грубым разрешением для выбранного региона, другими словами – интерполяция с учетом местных физико-географических особенностей исследуемой территории [Калинин, 2015; Rummukainen, 2010].

Важно отметить, что метод динамического даунскейлинга является наиболее сложным и вычислительно затратным среди данного семейства методов [Зарипов, 2010]. Однако только он позволяет получать не только статистические характеристики отдельных метеорологических величин, но и детальные пространственно-временные поля всех переменных, доступных в модели и рассчитанных с учетом всех возможных атмосферных процессов и их взаимодействий, воспроизводимых в рамках модельной физики.

Еще одна особенность региональных моделей связана с используемой системой дифференциальных уравнений. Принято считать, что если шаг сетки превышает 10 км, то допустимо применение системы уравнений гидротермодинамики в квазистатическом приближении, в противном случае необходима негидростатическая система. По этой причине до недавнего времени глобальные модели были гидростатическими, региональные – негидростатическими. В последнее время появились и глобальные негидростатические модели – например, модель ICON, используемая немецкой службой погоды [Zängl et al., 2015].

В настоящее время наиболее разработано несколько региональных мезомасштабных моделей атмосферы, широко используемых для оперативного прогноза погоды и научных исследований. Наиболее известны модели консорциумов HIRLAM (англ. High Resolution Limiter-area Model), ALADIN (франц. Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational) и COSMO (Consortium for Small-scale Modeling), а также модель метеослужбы Великобритании UM (англ. Unified Model) и американская модель WRF (англ. Weather Research and Forecast). Свойства этих моделей, как и примененных в них параметризаций и методов решения, достаточно близки друг к другу.

В данном исследовании используется модель COSMO-CLM - климатическая версия модели COSMO. Ее выбор обусловлен следующими факторами:

- Модель COSMO активно применяется для оперативного прогноза погоды и климатических исследований для Европы и сопредельных регионов.

В частности, она успешно используется для оперативного краткосрочного прогноза погоды в ФГБУ «Гидрометцентр России» в рамках технологической системы COSMO-Ru [Вильфанд и др., 2010; Ривин и др., 2015]. Решение о ее внедрении в оперативную практику в качестве базовой прогностической системы было принято по итогам сравнения с рядом других моделей (в т.ч. несколькими конфигурациями модели WRF) Центральной методической комиссией Росгидромета [Ривин и др., 2012].

- По количеству настроек и доступных для выбора параметризаций COSMO уступает некоторым другим моделям (в первую очередь, WRF). Однако это связано с тем, что в нее заложены параметризации, признанные оптимальными на основе обширного опыта использования данной модели. Это значительно упрощает задачу адаптации модели для региона исследования (см. раздел 3.6).
- Специализированные параметризации, необходимые для воспроизведения особенностей городского климата (см. раздел 3.4), достаточно давно внедрены во многие мезомасштабные модели, отлажены и используются в различных научных и прикладных задачах. Так, в модели WRF доступно три подобные параметризации различной степени сложности [Chen et al., 2011; Sharma et al., 2017]. Также они доступны в модели HIRLAM [Baklanov et al., 2008] и используются для задач оперативного прогноза погоды и качества воздуха. В рамках консорциума COSMO работы по внедрению таких параметризаций начались лишь относительно недавно. В настоящий момент разработаны три версии модели с различными параметризациями городской поверхности [Schubert et al., 2012; Trusilova et al., 2013; Wouters et al., 2016]. Опыт использования и верификации данных версий COSMO для городских условий невелик, и пока они используются только в исследовательских, но не в прикладных задачах. Поскольку модель COSMO является базовой прогностической системой ФГБУ «Гидрометцентр России» и применяется для краткосрочного прогноза погоды для Центрального федерального округа

(включая Московскую агломерацию), развитие, апробация и верификация методов воспроизведения особенностей городского климата в рамках данной модели имеет высокую практическую значимость.

3.2. Описание модели COSMO и ее версии COSMO-CLM

В модели COSMO используется сферическая система горизонтальных координат, в которой северный полюс смещен по меридиану таким образом, что экватор проходит через заданную точку. Ее обычно помещают в центр области моделирования с целью уменьшения искажений. По вертикали используется гибридная координата, равная высоте над уровнем моря для точек выше заданной высоты. Ниже ее она учитывает высоту поверхности над уровнем моря с выделением крупномасштабной и мезомасштабной частей орографии [Doms, Baldauf, 2015; Schär et al., 2002]. Такой подход позволяет избежать проблем, связанных с неоднородностью рельефа.

Атмосфера в COSMO рассматривается как смесь сухого воздуха, водяного пара, жидкой и твердой фаз воды (капли воды в облаках, дождевые капли, кристаллы льда, град и т.п.). Для ее описания используется негидростатическая система термогидродинамических уравнений для сжимаемого потока влажного воздуха, учитывающая основные законы механики сплошных сред. Данные уравнения в системе координат модели и их вывод описаны в модельной документации [Doms, Baldauf, 2015], а также в [Вильфанд и др., 2010; Ривин и др., 2012; Ривин и др., 2015].

Для конечно-разностного решения уравнений применяется вариант метода расщепления по времени Г.И. Марчука [Марчук, 1967]. А именно, проводится расщепление системы уравнений на две: одна связана с быстрыми акустическими и гравитационными волнами и силой плавучести, а вторая – с медленными атмосферными процессами. Конкретный вариант его реализации описан в [Wicker, Skamarock, 2002]. По времени используется трехшаговый метод Рунге-Кутты. Адвективные члены аппроксимируются с 5-м порядком. Для конвективных членов применяется явно-неявный метод, а для диффузионных членов – метод Кранка-

Николсон [Baldauf et al., 2011]. Переменные модели заданы по вертикали на сетке Лоренца (скаляры задаются в центрах «кубов», окружающих узел сетки, а нормальные компоненты скорости – на соответствующих гранях) и по горизонтали на сетке C по классификации Аракавы [Arakawa, Lamb, 1977].

Деятельный слой почвы описывается многоуровневой моделью TERRA-ML, учитывающей процессы эвапотранспирации, инфильтрации и пр., [Doms et al., 2011; Grasselt et al., 2008]. За процессы накопления и таяния снега отвечает одноуровневая модель снежного покрова, за термический режим озер – параметризация FLAKE [Mironov et al., 2010]. Параметризация радиации основана на двухпоточковой версии уравнения радиационного переноса [Ritter, Geleyn, 1992]. Параметризация осадков учитывает льдо- и градообразование в облаках; для влажной и мелкой конвекции применяется схема [Tiedtke, 1989]; турбулентная диффузия описывается одномерной ТКЕ – схемой замыкания 2.5 порядка Mellor – Ямады [Mellor, Yamada, 1982].

В рамках сообщества CLM-Community (Climate Limited-area Modeling Community, www.clm-community.eu), членом которого является автор диссертации, развивается климатическая версия модели COSMO-CLM, адаптированная для проведения продолжительных расчетов [Böhm et al., 2006; Rockel et al., 2008]. От базовой версии COSMO она отличается учетом годового хода ряда характеристик растительности и возможностью задавать зависимость концентраций парниковых газов от времени. Ее использование в данной работе обусловлено необходимостью получения достаточно продолжительных и однородных временных рядов, позволяющих идентифицировать и изучать мезоклиматические городские аномалии, а не особенностей погоды в условиях отдельно взятых синоптических ситуаций.

Важное преимущество модели COSMO-CLM заключается в наличии большого числа инструментов и баз данных, развиваемых в рамках сообщества CLM. Так, инструмент EXTPAR и его онлайн-версия WebPER позволяет формировать наборы необходимых параметров подстилающей поверхности

для выбранной области моделирования с заданным шагом сетки, выбирая используемые базы данных [Smiatek et al., 2008]. Также членам сообщества доступны архивы данных нескольких реанализов в формате, позволяющем сразу использовать их в качестве начальных и граничных условий для запуска модели.

3.3. Конфигурация численных экспериментов

Расчеты с моделью COSMO-CLM построены по схеме трехшаговой динамической детализации (даунскейлинга) реанализа ERA-Interim [Dee et al., 2011], имеющих глобальное покрытие с шагом сетки около 75 км. На первом шаге даунскейлинга поля реанализа поступают в качестве начальных и граничных условий в программу, интерполирующую их на сетку выбранного домена (области моделирования) в готовом для старта модели виде.

В процессе счета боковые граничные условия обновляются четыре раза в сутки по данным реанализа, что обеспечивает близость модельных метеорологических полей к реально наблюдавшимся. Для подавления численной неустойчивости вблизи границ для приграничной зоны шириной 10 ячеек применяется процедура релаксации [Davies, 1976]. Также по данным реанализа задается температура морской поверхности. Дополнительно, для обеспечения более надежной привязки внутреннего модельного режима к реальной атмосферной динамике, использована технология «спектрального подталкивания» (англ. spectral nudging) [Storch von et al., 2000]. Она применена к полям температуры, давления и ветра начиная с изобарической поверхности 850 гПа, поскольку именно циркуляционные системы средней и верхней тропосферы осуществляют функции контроля синоптических условий. Важность использования «спектрального подталкивания» в подобных задачах показана в работах [Варенцов и др., 2016; Anders et al., 2014; Feser, Barcikowska, 2012].

Подпитываясь данными наблюдений, модель может работать сколь угодно долго, сохраняя относительную близость моделируемого метеорологического режима к реальности. Поэтому в задачах моделирования регионального климата организованные подобным образом вычисления часто запускают в многолетнем

режиме [Cavicchia et al., 2014; Davin et al., 2014; Klutse et al., 2016; Kotlarski et al., 2014]. Однако, для климата Восточно-Европейской равнины особенно велико значение процессов накопления снега зимой и его таяния весной. Количество влаги в снежном покрове к началу весны и режим его таяния определяют объем влаги, которая попадает в почву и, в значительной степени, определяет летний режим влажности почвы. Для центральной части Восточно-Европейской равнины установлено, что вклад дисперсии весеннего состояния влажности почвы в текущую изменчивость убывает со временем экспоненциально, однако только к третьей декаде июля уменьшается до 10% [Кислов, 1991].

Высокая чувствительность к изменению влагосодержания почвы показана и для модели COSMO [Кислов и др., 2015; Nauck et al., 2011; Jaeger, Seneviratne, 2011]. В то же время, воспроизведение термического режима снежного покрова и приземного слоя атмосферы для холодного сезона года, особенно в периоды снеготаяния, остается «слабым местом» данной модели [Казакова и др., 2010; Казакова и др., 2013; Kazakova, Rozinkina, 2011]. Поэтому для минимизации эффекта накопления ошибок «медленных» процессов взаимодействия атмосферы, снежного покрова и почвенной влаги инициализация (определение начальных условий по данным реанализа) модели задана 1 мая, когда основная масса снега в пределах рассматриваемой территории уже перешла в почвенную влагу. Далее проводится непрерывный расчет до конца последующей зимы.

В качестве «базового» модельного домена D1, для которого осуществлялся первый шаг динамического даунскейлинга, выбрана центральная часть Европейской территории России размером примерно 1700x1700 км (140x140 узлов) с горизонтальным шагом сетки в 12 км (*Рисунок 3.1*). Полученные результаты расчетов для домена D1 используются в качестве начальных и граничных условий для запуска модели для «промежуточного» домена D2 размером примерно 600x600 км (200x200 узлов) с шагом сетки 3 км, охватывающего Московскую и соседние области. Далее процедура повторяется для «заключительного» домена D3

размером 180x180 км с шагом сетки 1 км. Для всех доменов использовалось 50 вертикальных уровней атмосферы и 11 уровней деятельного слоя почвы.

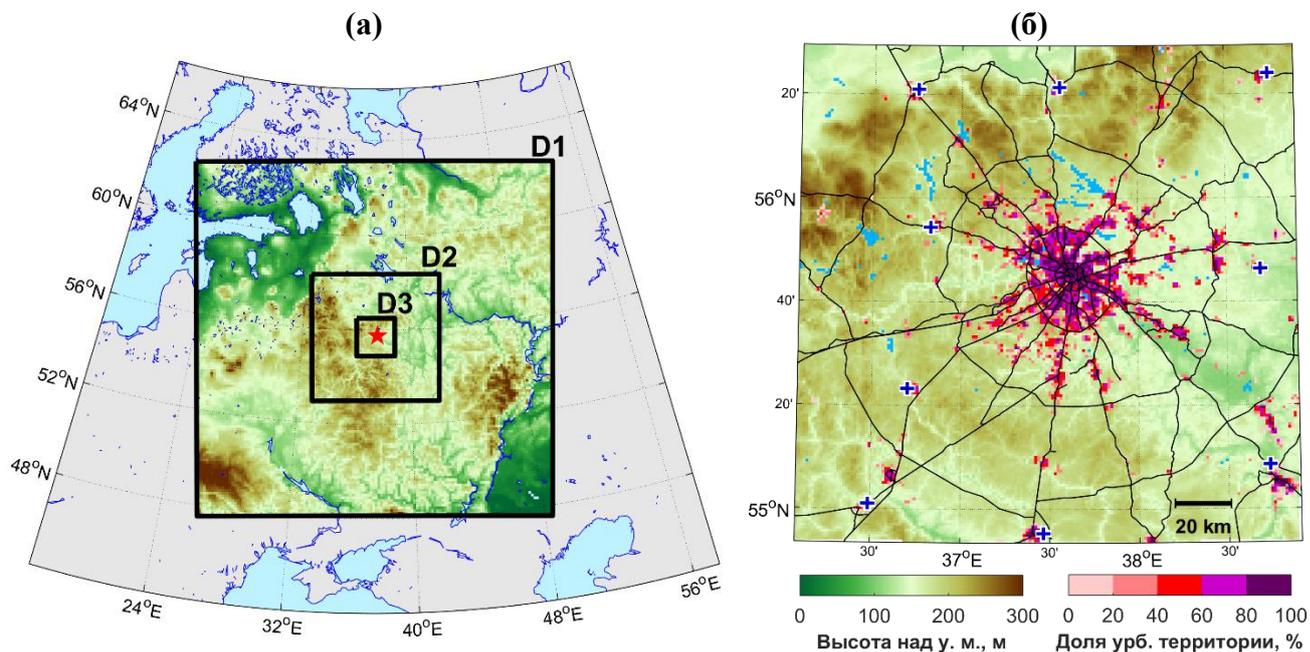


Рисунок 3.1 – Конфигурация вложенных областей моделирования D1-D3, использовавшихся для численных экспериментов с моделью COSMO-CLM (а) и более детальная схема области D3. Высота поверхности над уровнем моря показана согласно цветовой шкале; голубым цветом показаны водные объекты; для (а) красной звездой показано положение Москвы; для (б) используемая в модели доля урбанизированной территории (см. раздел 3.5) показана согласно дополнительной цветовой шкале; черными линиями показана дорожная сеть по данным OpenStreetMap; синими крестами – 9 «базовых» фоновых метеостанций

При запуске модели для доменов D2 и D3 процедура спектрального подталкивания не применяется по причине их небольшого размера. Другие отличия процедуры моделирования них заключается в более частом (1 раз в час) обновлении боковых граничных условий и использовании параметризации мелкой конвекции вместо параметризации глубокой конвекции для D1. Также на трех этапах даунскейлинга для обеспечения устойчивости конечно-разностной схемы задан различный шаг интегрирования по времени: 120 с для D1, 40 с для D2 и 10 с для D3. Параметризация городской подстилающей поверхности TERRA_URB (см. ниже) включалась только для домена D3.

Кроме граничных и начальных условий, для запуска модели COSMO-CLM необходимы данные о свойствах поверхности: параметр шероховатости, листовой индекс, доля ячейки модели, занятая растительностью, глубина залегания корней, тип почвы и пр. Для их задания использовалась база данных Globcover [Bontemps

et al., 2011] и инструмент WebPER (см. раздел 3.2). Методика задания дополнительных параметров, характеризующих урбанизированную поверхность, описана ниже в разделе 3.5.

Проведению численных экспериментов, результаты которых описываются далее, предшествовала работа по калибровке модельных настроек, влияющих на выбор параметризаций и режим их работы. Она была направлена на решение проблемы завышения моделью ночных температур при использовании стандартных (рекомендованных сообществом CLM) настроек [Buzzi et al., 2011; Cerenzia et al., 2014; Rossa et al., 2012], а также проблемы завышения температуры для жарких и засушливых летних сезонов [Кислов и др., 2015] и занижения температуры для прохладных и влажных сезонов. Процедура подбора «оптимальной» конфигурации в общих чертах заключалась в определении чувствительности модели к изменению ряда настроек и, далее, в последовательном переборе конфигураций, полученных исходя из знания этих чувствительностей и модельных ошибок. Основные отличия «оптимальной» конфигурации модели от стандартной заключались в:

1. Использовании новой параметризации испарения с открытой почвы [Schulz, Vogel, 2016] вместо [Manabe, 1969] [*itype_evsl* = 4(2)]¹.
2. Использовании новой параметризации растительного полога [Schulz, Vogel, 2017; Viterbo, Beljaars, 1995] [*itype_canopy* = 2(1)];
3. Использовании более современной климатологии аэрозолей согласно [Tegen et al., 1997] вместо [Tanré et al., 1984] [*itype_aerosol* = 2(1)]
4. Уменьшении (в 5 раз для D1 и D2 и в 10 раз для D3) минимально-возможных значений коэффициентов турбулентной диффузии и масштаба подсеточных термических неоднородностей поверхности, влияющих на генерацию турбулентной кинетической энергии, согласно [Buzzi et al., 2011; Cerenzia et

¹ В квадратных скобках приводится название и используемое значение параметра модели, в круглых скобках – его стандартное значение

al., 2014; Rossa et al., 2012] [*tkhmin* = *tkmmin* = 0.1/0.05 (0.4), *pat_len* = 100/50 (500)].

5. Использовании экспоненциального закона распределения корней в почве согласно [Но-Hagemann et al., 2017] [*itype_root* = 2 (1)].
6. Увеличении в 2.2 раза глубины залегания корней в почве по сравнению со значениями из базы данных Globcover [*fac_rootdp* = 2.2 (1)].
7. Увеличении минимально возможного значения устьичного сопротивления на 33 % [*crsmin* = 200 (150)].
8. Увеличении 1.62 раза гидравлической проводимости почвы согласно [Но-Hagemann et al., 2017] [*soilhyd* = 1.62 (1)].
9. Уменьшении параметра, влияющего на расчет подсеточной облачности согласно [Но-Hagemann et al., 2017] с целью уменьшения балла облачности среднего яруса, завышаемого моделью со стандартными настройками [Jaeger et al., 2008; Pfeifroth et al., 2012] [*uc1* = 0.0626 (0.8)].
10. Включении коррекции турбулентных потоков тепла и влаги с учетом подсеточных процессов конденсации [*lexpcor* = true (false)].
11. Учете зависимости альbedo поверхности от влажности почвы [*itype_albedo* = 2 (1)].
12. Учете зависимости теплопроводности почвы от ее влажности [*itype_heatcond* = 2 (1)].
13. Уменьшении параметра, влияющего на скорость вовлечения влаги из АПС в подсеточные облака мелкой конвекцией согласно [Но-Hagemann et al., 2017] [*entr_sc* = 0.0002 (0.0003)]

Численные эксперименты для доменов D1 и D2 проведены для 2002 и 2005–2016 гг. Заключительный шаг даунскейлинга для домена D3 выполнен для летних сезонов 2007–2016 гг., а также для зимних сезонов 2009/10, 2013/2014 и 2014/15 гг.

3.4. Описание урбанизированной поверхности в модели COSMO

Основная проблема описания взаимодействия атмосферы и городской поверхности в задачах мезомасштабного моделирования атмосферы заключается в невозможности (на текущем уровне развития вычислительных технологий) явного учета особенности теплового баланса и обтекания воздушным потоком каждого отдельного здания. Задачи обтекания отдельных объектов городской среды или их групп решаются принципиально другими моделями, относящимися к классу CFD (от англ. Computational Fluid Dynamics). Такие модели способны решать уравнения Навье-Стокса для сжимающей жидкости с высоким пространственным разрешением и явно разрешать турбулентные вихри. Последнее справедливо для подкласса LES (от англ. Large Eddy Simulations). Однако, работа CFD-моделей возможна на сетках с шагом порядка первых метров, что делает технически невозможным постановку численного эксперимента для крупного города.

Для решения данной проблемы в мезомасштабных моделях атмосферы используются специальные параметризации – так называемые **модели городского полога** (urban canopy models) разной степени сложности. Они предполагают, что модельная ячейка или ее часть занята однородной городской средой, характеризуемой набором статистических характеристик. Для описания радиационного и теплового баланса такой среды обычно используется концепция **городского каньона** [Nunez, Oke, 1977] – «бесконечной» прямой улицы с вытянутыми вдоль нее зданиями. Важно отметить, что понятие городского каньона используется не только в подобных параметризациях. Каньоны, образованные реальными зданиями, рассматриваются в рамках задач по изучению турбулентности и переноса примесей в городских условиях в большом количестве работ, например, в [Старченко и др., 2015].

В наиболее сложных, многоуровневых параметризациях такого типа явно моделируется тепловой и радиационный баланс стен и крыш зданий на нескольких вертикальных уровнях и учитывается термическая неоднородность воздуха внутри городских каньонов [Martilli et al., 2002; Schubert et al., 2012]. В более простых

схемах, наиболее известной из которых является ТЕВ (Town Energy Budget) [Masson, 2000], объем воздуха внутри каньонов рассматривается однородным по свойствам. В самых простых параметризациях особенности теплового баланса городских каньонов не моделируются явно, а учитываются через эмпирические или полуэмпирические параметры подстилающей поверхности (параметр шероховатости, теплоемкость, отражательная и излучательная способности и пр.).

На концепции городского каньона также основана модель MosClim, с использованием которой получен первый опыт моделирования термического режима Московской агломерации с учетом особенностей городской застройки [Кислов, Константинов, 2011]. Данная модель применялась в рамках задачи детализации результатов расчетов модели общей циркуляции атмосферы в режиме постпроцессинга, т.е. влияние особенностей городской поверхности на атмосферные процессы и их трехмерную динамику не учитывалось.

В рамках консорциума COSMO развивается несколько версий модели с параметризациями городского полога разного уровня сложности. В данной работе используется схема TERRA_URB [Wouters et al., 2016], относящаяся к классу наиболее простых параметризаций и представляющая собой модифицированную версию стандартной модели подстилающей поверхности TERRA. В настоящее время ведется работа по ее внедрению в оперативную практику в рамках приоритетного проекта консорциума COSMO AEVUS (Analysis and Evaluation of TERRA_URB Scheme). Особенности городской поверхности в ней учитываются за счет следующих модификации:

1. Значения альбедо, излучательной способности, теплоемкости и теплопроводности городской поверхности определяются в рамках модуля SURY (Semi-empirical Urban canopY) с учетом геометрических особенностей застройки на основе отношений, полученных по данным экспериментальных измерений и детализированного моделирования процессов в городских каньонах [Demuzere et al., 2008; Fortuniak, 2008; De Ridder et al., 2012].

2. Параметр шероховатости городской поверхности z_0 задается согласно [Sarkar, De Ridder, 2011]: $z_0 = 0.075H$, где H – средняя высота зданий.
3. Термический параметр шероховатости городской поверхности z_{0t} , значения которого обычно существенно меньше, чем для естественных условий, задается по [Kanda et al., 2007] из соотношения $\ln\left(\frac{z_0}{z_{0t}}\right) = 1.29Re_*^{0.25} - 2.0$, где $Re_* = u_*z_0/\nu$ - число Рейнольдса для трения, u_* - скорость трения, ν – кинематическая вязкость воздуха.
4. Учитываются особенности водного баланса непроницаемой поверхности, включая учет образования и высыхания луж и удаления излишков влаги в ливневую канализацию [Wouters et al., 2015].
5. В уравнение теплового баланса городской поверхности добавляется слагаемое, соответствующее антропогенному потоку тепла и определяемое для каждого момента времени согласно параметризации [Flanner, 2009] с учетом типичного суточного и годового хода. Для амплитуды последнего также учитывается зависимость от географической широты.
6. Реализован «плиточный» подход (от англ. tile approach): в пределах модельной ячейки выделяется урбанизированная часть, для которой используется параметризация городского полога, и естественная часть, для которой моделируется естественная поверхность. При расчете потоков тепла, влаги и импульса для данной ячейки потоки от этих частей осредняются с весами, пропорциональными их площади.

Также в рамках выполнения диссертационной работы была предпринята попытка использования версии COSMO с более сложной параметризацией городского полога ТЕВ [Trusilova et al., 2013]. Установлено, что по причине предположительно некорректной имплементации модуля ТЕВ в COSMO, эта версия модели неадекватно воспроизводит пространственную и вертикальную структуру ОТ [Варенцов и др., 2017а].

Важно подчеркнуть, что в рамках параметризации TERRA_URB и используемой версии COSMO никак не учитываются городские особенности

газового и аэрозольного состава атмосферы и их влияние на метеорологические процессы. Также для Москвы отсутствуют какие-либо пространственные аномалии в задаваемой в модели климатологии аэрозолей по [Tegen et al., 1997]. Таким образом, далее речь пойдет об аномалиях метеорологического режима, воспроизводимых моделью только за счет задания характерных особенностей урбанизированной поверхности и антропогенного потока тепла.

3.5. Методика расчета необходимых параметров городской среды

Для работы схемы TERRA_URB необходимо задание ряда параметров, описывающих городскую поверхность: долю урбанизированной территории в площади модельных ячеек F_{urb} и величину среднего за год значения антропогенного потока тепла AHF , на основе которого производится расчет его значения для конкретного момента времени с учетом годового и суточного циклов. Также автором диссертации реализована возможность определения для каждой модельной ячейки ключевых **морфологических характеристик застройки** – высоты зданий H , доли зданий в площади урбанизированной территории $F_{urb}^{bld} = F_{bld}/F_{urb}$ и отношения аспекта городских каньонов H/W . Здесь W – средняя ширина городских каньонов, $F_{urb}^{bld} = F_{bld}$ – доля зданий в площади ячейки.

Для расчета этих параметров использована технология ГИС-анализа данных OpenStreetMap – открытой картографической базы данных, наполняемой пользователями и содержащей информацию о каждом отдельном здании, сегментах дорожно-уличной сети и участках территорий с различным землепользованием (дворовые и промышленные территории, водные объекты, зеленые насаждения и пр.). Репрезентативность данных OpenStreetMap о городской застройке для Москвы ранее подтверждена путем их сравнения с «эталонными» данными, предоставленными ЗАО «Геоцентр-Консалтинг» [Samsonov, Konstantinov, 2014]. В рамках используемой технологии путем ГИС-анализа отдельных картографических объектов рассчитывается набор характеристик застройки и землепользования, осредненных в пределах ячеек заданной сетки. В частности, алгоритм анализа предусматривает идентификацию городских

каньонов, формируемых реальными зданиями, расчет и осреднение их характеристик [Samsonov et al., 2015].

Применение данной технологии позволило явно получить средние значения высоты зданий и отношения аспекта для каждой ячейки модели COSMO размером 1x1 км, а также значения доли площади зданий в площади ячейки. Высота зданий определялась на основе данных об этажности, доступных в OpenStreetMap при допущении, что высота одного этажа составляет 3 м, а высота фундамента и крыши – еще 2 м. Для зданий, для которых число этажей не указано, оно задавалось в зависимости от типа населенного пункта: 2 этажа для деревни, 5 этажей для подмосковного города, и 7 этажей для Москвы.

Доля площади урбанизированной территории F_{urb} является в значительной степени искусственным модельным параметром, так как для нее подразумевается полностью непроницаемая для воды поверхность, занятая городскими каньонами. В реальности же грань между урбанизированной и естественной территорией в городе размыта. Для задания F_{urb} использовалась следующая комбинация выходных параметров ГИС-обработки данных OpenStreetMap:

$$F_{urb} = \min[1 - F_{nat}, \max(F_{bld} + F_{road} + k_{ind}F_{ind} + k_{re}F_{res}, F_{bld} + F_{can})] \quad (3.1)$$

где F_{nat} – известная доля естественных поверхностей в площади ячейки, к которой относилась открытая вода и зеленые насаждения, в том числе попадающие в пределы городских каньонов, F_{bld} и F_{road} – доли зданий и дорог в площади ячейки, F_{ind} и F_{res} – доля площади территорий, классифицируемых как промышленные и селитебные, F_{can} – доля площади ячейки, занятая городскими каньонами. Для промышленных и селитебных (главным образом, дворовых) территорий предполагается доля искусственных поверхностей, равная k_{ind} и k_{res} соответственно. Ввиду сложности определения этих величин в рамках данной работы они приняты равными 0.5.

Сравнение полученных таким образом значений F_{urb} со значениями из базы данных Globcover показало, что две пространственные картины в целом схожи

(Рисунок 2.3), однако по данным Globcover в пределах МКАДа практически вся территория урбанизирована на 100 %, что представляется ошибочным.

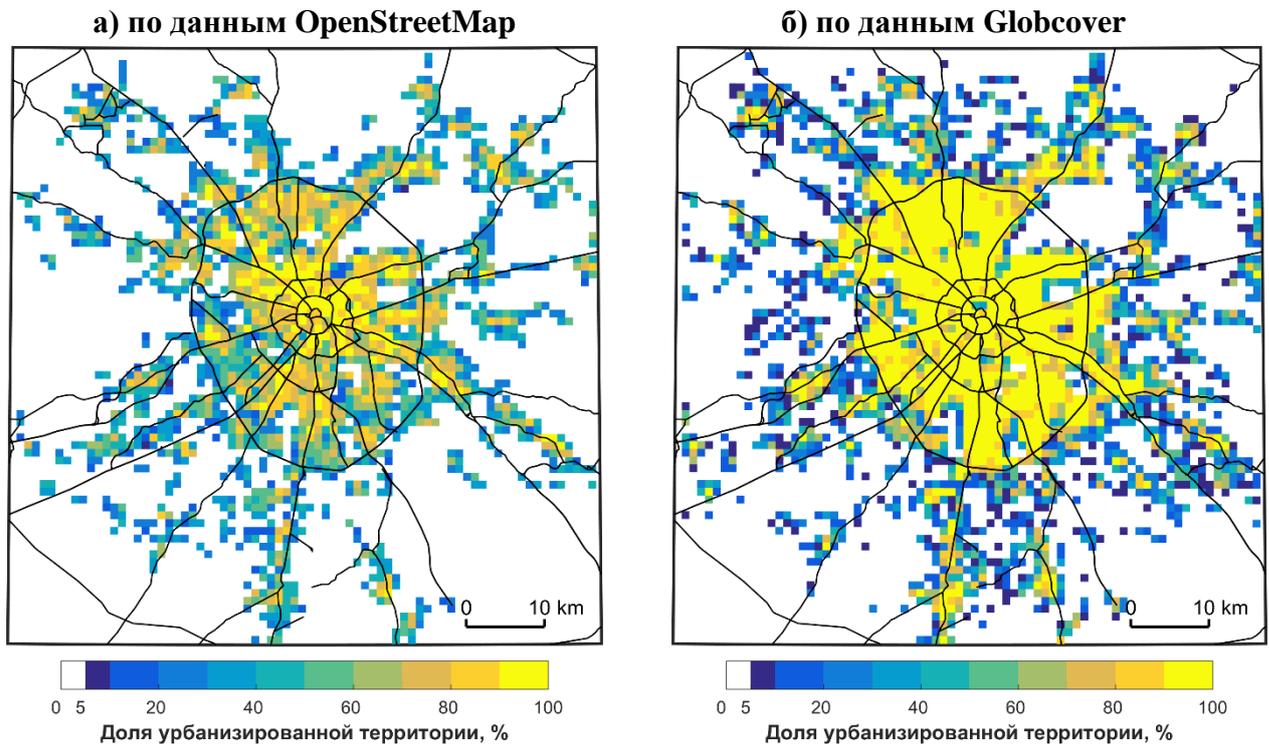


Рисунок 3.2 – Пространственное распределение доли урбанизированной территории в площади модельных ячеек по результатам расчетов на основе данных, полученных из OpenStreetMap (а) и по данным Globcover (б)

Точное определение антропогенного потока тепла для Московской агломерации с разрешением в 1 км является сложной и пока не решенной задачей. Поэтому для его задания в модели использовалась оценка из [Stewart, Kennedy, 2017], согласно которой среднегодовая величина антропогенного потока тепла для Москвы составляет 75 Вт/м^2 в пересчете на площадь урбанизированной поверхности, что в целом согласуется с оценками из [Александров и др., 2014; Гинзбург и др., 2011; Мягков, 2006а; Мягков и др., 2007].

Также представляется очевидным, что плотная застройка центральной части города или высокоэтажная застройка спальных районов создает больше антропогенного тепла на единицу площади по сравнению с разреженной малоэтажной застройкой. Чтобы учесть это обстоятельство в модели, для расчета среднего за год значения антропогенного потока тепла $АНФ$ в каждой отдельно взятой модельной ячейке использовалась следующая формула:

$$AHF = \min(\overline{AHF} \cdot F_{urb} \cdot \frac{F_{urb}^{bld} \cdot L_{bld}}{M}, AHF_{max}) \quad (3.2)$$

где F_{urb}^{bld} - доля площади зданий в площади урбанизированной территории для данной ячейки, L_{bld} - этажность зданий для данной ячейки по данным OpenStreetMap, $\overline{AHF} = 75 \text{ Вт/м}^2$ – принятая оценка среднего по площади Москвы значения антропогенного потока тепла, M – среднее по площади Москвы произведение $F_{urb}^{bld} \cdot L_{bld}$, определяемое как:

$$M = \frac{\sum(F_{urb} \cdot F_{urb}^{bld} \cdot H_{bld})}{\sum F_{urb}} \quad (3.3)$$

Максимально-возможное значение антропогенного потока тепла для модельной ячейки ограничено величиной $AHF_{max} = 150 \text{ Вт/м}^2$. Выбор такого значения обусловлен тем, что превосходящие значения получилось лишь для нескольких модельных ячеек. Также оно соответствует максимальным среднегодовым значения антропогенного потока тепла для центра Лондона [Hamilton et al., 2009; Iamarino et al., 2012]. Пространственное распределение вышеописанных параметров представлено на **Рисунок 3.3**.

Важно отметить, что во всех численных экспериментах для условий «современного города» (проведенных для 2007–2016 гг.) использованы параметры городской среды, рассчитанные по данным OpenStreetMap за 2015 г., т.е. без учета изменений застройки за рассматриваемый период. Такие изменения невозможно оценить по данным OpenStreetMap, в перспективе для их учета могут быть использованы методы оценки необходимых для моделирования параметров городской среды по данным дистанционного зондирования [Samsonov, Trigub, 2017]. Однако результаты анализа многолетних трендов интенсивности ОТ и аномалий влажности, приведенные в Главе 1, позволяют предположить, что влияние таких изменений за 10 лет на качественные характеристики мезоклиматических особенностей города невелики и не оказывают существенного влияния на результаты, полученные по данным моделирования.

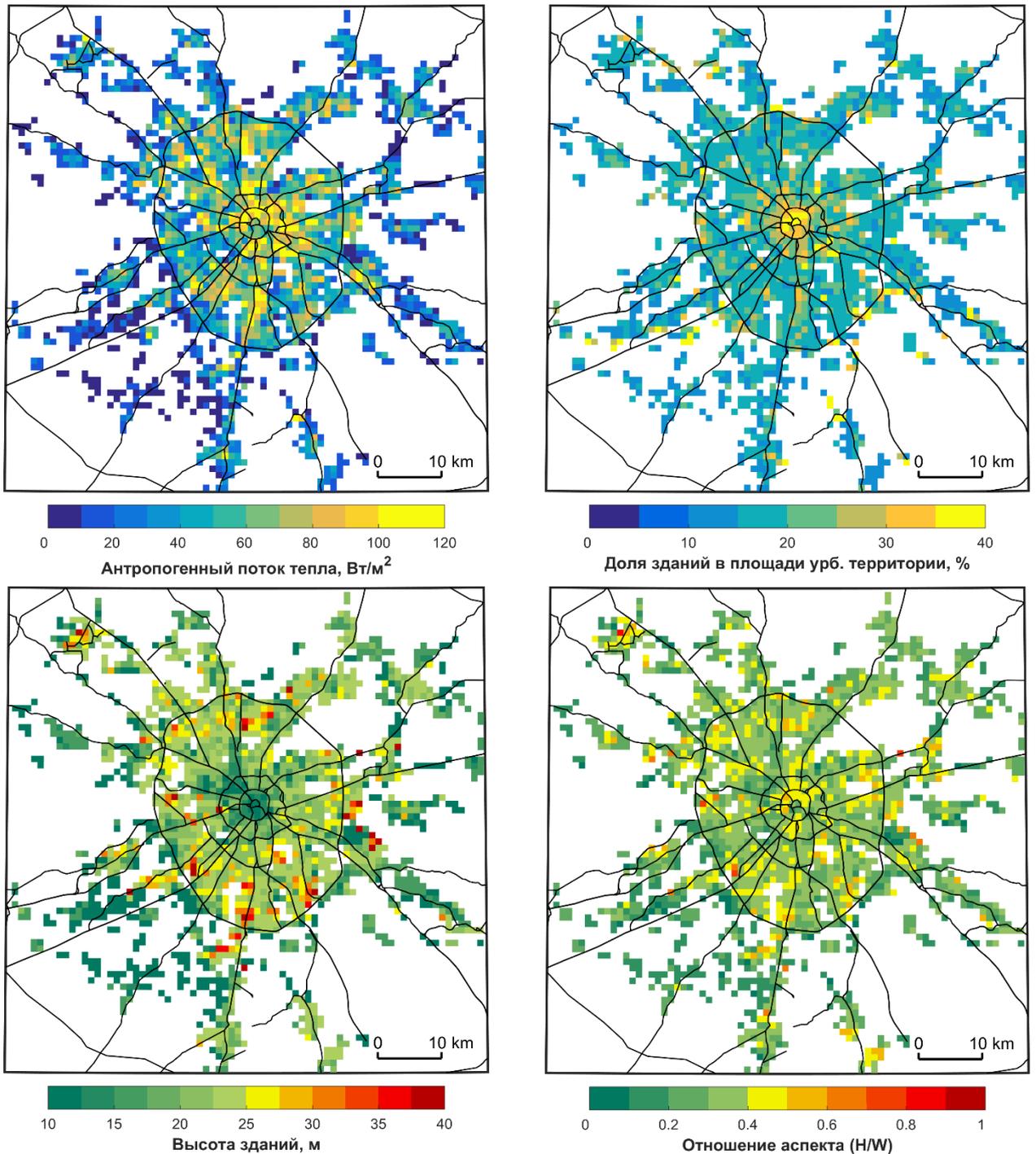


Рисунок 3.3 – Пространственное распределение среднегодовых значений антропогенного потока тепла, доли зданий в площади урбанизированной территории, высоты зданий и отношения аспекта городских каньонов, задававшихся в численных экспериментах с моделью COSMO-CLM + TERRA_URB с шагом сетки 1 км. Модельные ячейки, в которых урбанизированная территория занимает менее 5 %, показаны белым цветом

3.6. Верификация результатов моделирования для загородных условий

3.6.1. Описание процедуры верификации результатов моделирования

Прежде чем переходить к моделированию особенностей метеорологических условий Московской агломерации, необходимо убедиться в том, что модель адекватно воспроизводит фоновые (загородные условия). Также это необходимо для обоснования использования модифицированной конфигурации модельных настроек (см. раздел 3.3). Для решения данной задачи проведено сравнение результатов моделирования для модельного домена D2 и метеорологических наблюдений на станциях Московской и соседней областей, взятых из сформированной базы данных метеорологических наблюдений (см. Главу 1).

Использование результатов расчетов для D2 в рамках данной задачи обусловлено, во-первых, стремлением провести сравнение для большего числа метеостанций. Всего выбрано более 50 загородных станций, попадающих в область моделирования D2 (см. *Рисунок 3.7*), в то время как внутрь домена D3 попадает только 10. Во-вторых, для фоновых территорий результаты моделирования для D2 незначительно отличаются от результатов для D3, в то время как между результатами для D1 и D2 различия более существенные из-за использования разных параметризаций конвекции. Для расчета итоговых статистических результатов верификации модели для фоновых условий (*Рисунок 3.9* и т.д.) использованы только наиболее надежные и продолжительные данные стандартных метеорологических измерений (т.е. исключая АМС и АСКЗА).

Для летнего сезона рассмотрены результаты моделирования за 11 лет (2007–2016 гг., а также аномально жаркий и сухой 2002 г.), для зимы¹ – 10 сезонов (2007/08–2014/15 гг., 2002/03 и аномально холодный 2005/06 гг.). Для весны и осени верификация не проводилась. Основные особенности фонового метеорологического режима Московского региона в пределах рассматриваемых летних и зимних сезонов сенов иллюстрирует *Рисунок 3.4*. Среди летних сезонов

¹ Под зимой здесь и далее понимается январь и февраль данного года и декабрь предыдущего.

выделяются наиболее жаркие и сухие 2002, 2010 и 2014 гг. Среди выбранных зимних сезонов выделяются наиболее морозные зимы 2002/03, 2005/06 и 2009/10 гг.

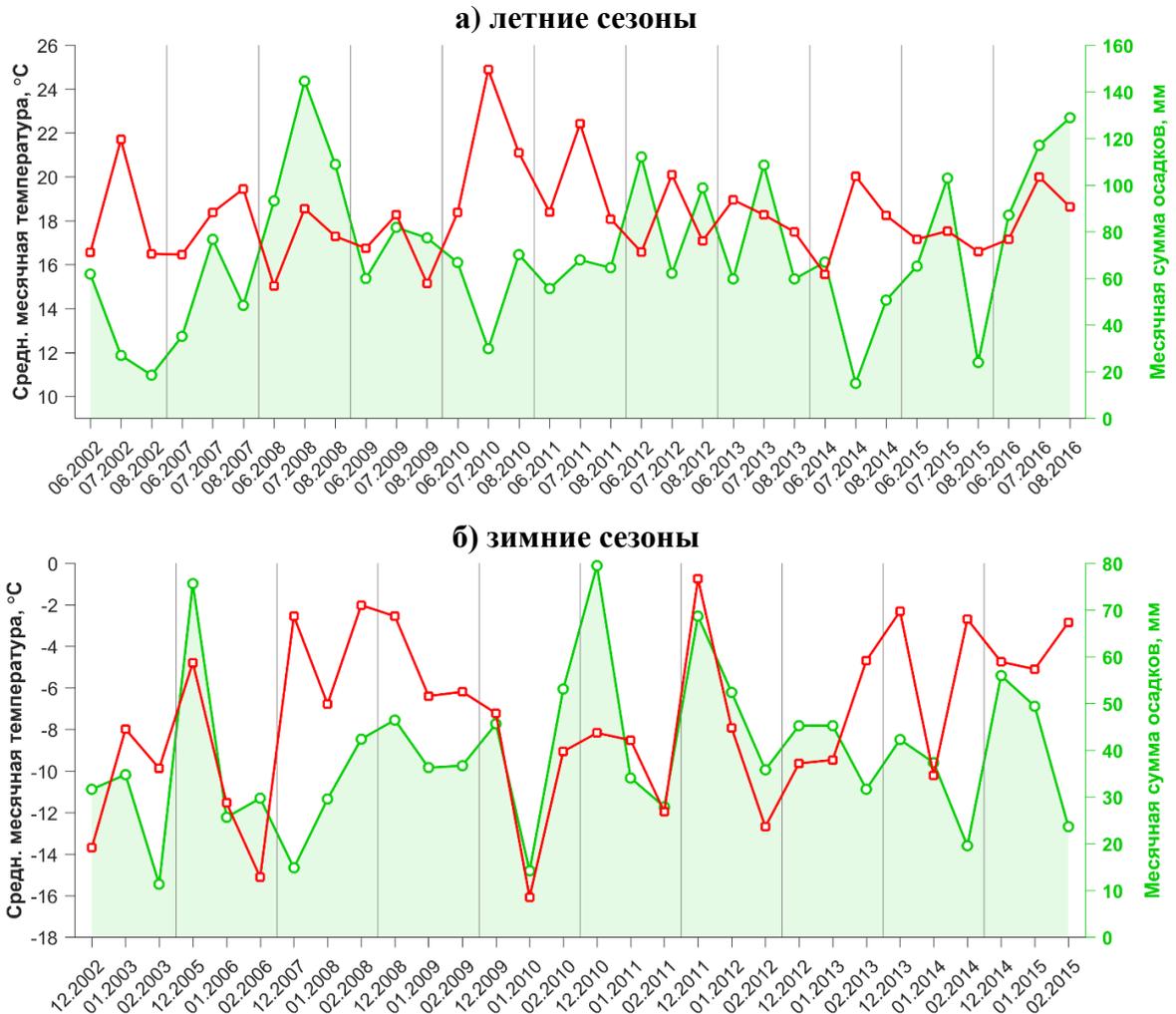


Рисунок 3.4 – Динамика среднемесячных значений температуры и месячных сумм осадков, осредненных по 9-ти фоновым станциям (см. Главу 1)

Важно отметить, что сопоставление результатов моделирования с данными наблюдений представляет серьезную методологическую проблему. Она связана с тем, что кроме неточностей модели и ошибок измерений всегда присутствует ошибка соотнесения точечных данных наблюдений и площадных значений результатов моделирования. Приведение данных к одинаковому виду может быть осуществлено разными способами, включая «микrokлиматическую интерполяцию» [Кислов и др., 2006], метод «тройной коллокации» [Stoffelen, 1998], алгоритмы «нечеткой логики» (от англ. fuzzy logic) [Ebert, 2008] и др.

Также необходимо учитывать, что из-за стохастического характера многих разрешаемых мезомасштабной моделью процессов (конвекция и пр.) и возможных ошибок задания параметров подстилающей поверхности, модель может воспроизводить метеорологическое явление не в точке, где оно наблюдалось, а где-то в ее близкой окрестности. Для сглаживания подобных несоответствий при сопоставлении результатов моделирования с данными наблюдений проводилась процедура выбора модельного узла: из N ближайших к фактическому расположению метеостанции модельных узлов выбирался тот, для которого достигалась наименьшая среднеквадратичная ошибка анализируемого параметра. При работе с результатами расчетов для домена D2 задавалось $N = 4$. Такая методика применялась независимо для температуры и скорости ветра. Для влажности воздуха использовались результаты моделирования для тех же узлов сетки, что и для температуры. Особенности процедуры верификации для осадков приведены в разделе 3.6.6.

Далее приводятся результаты сравнения результатов моделирования со стандартными (эксперименты DEF) и модифицированными (эксперименты MOD) настройками с данных наблюдений для основных метеорологических величин (температура, влажность, скорость ветра, осадки) для летнего и зимнего сезонов года. Атмосферное давление в рамках подобной постановки численных экспериментов воспроизводится практически идеально [Кислов и др., 2015], поэтому его верификация в работе не представлена. Дополнительно результаты моделирования и данные наблюдений сравниваются с интерполированными на сетку D2 данными реанализа ERA-Interim, которые использовались для задания начальных и граничных условий.

3.6.2. Температура воздуха (лето)

На примере загородной станции Наро-Фоминск за период с 15 июля по 15 августа 2014 г. хорошо видно, что в численном эксперименте DEF модель существенно (в отдельные дни на $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ и более) завышает значения минимальных, т.е. ночных температур воздуха (*Рисунок 3.5*). Также ночная температура

завышается в данных реанализа. Днем расхождения между данными наблюдений, реанализа и результатами моделирования меньше, однако отмеченное превышение температуры в эксперименте DEF сохраняется. Для эксперимента MOD результаты моделирования значительно ближе к данным наблюдений, особенно для ночных значений. Это достигается, в первую очередь, за счет повышения устойчивости ночного АПС (см. раздел 3.3) и включения параметризации растительного полога [Schulz, Vogel, 2017].

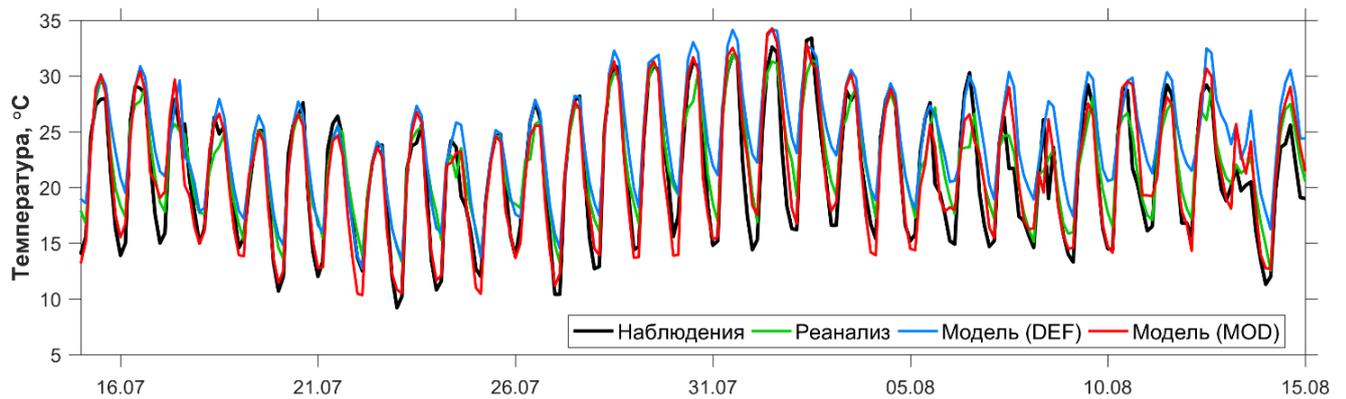


Рисунок 3.5 – Динамика температуры воздуха на станции Наро-Фоминск за период с 15 июля по 15 августа 2014 г. по данным наблюдений, реанализа ERA-Interim и моделирования

Аналогичные закономерности прослеживаются и для других сезонов, в том числе аномально жаркого лета 2010 г. и близкого к климатической норме лета 2015 г. (**Рисунок 3.6**). Примечательно, что для 2010 г. вне зависимости от используемой конфигурации модель значительно завышает дневные температуры на пике жары (01–10 августа). Это может быть связано с отсутствием учета моделью аэрозольных эффектов в условиях задымления от лесных пожаров [Вильфанд и др., 2017; Шукуров и др., 2014].

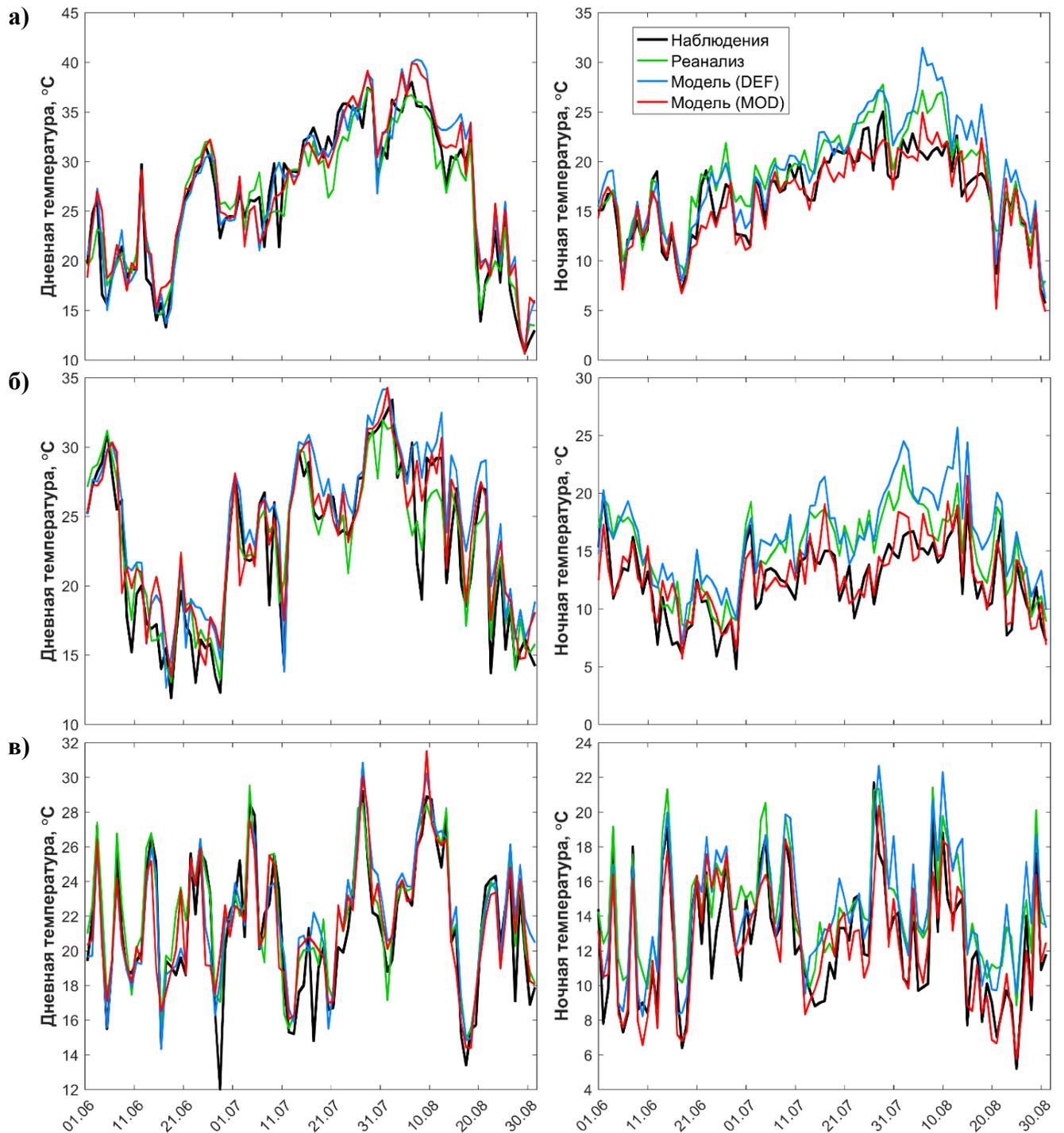


Рисунок 3.6 – Динамика ночной (за 0 UTC/3 МСК, справа) и дневной (за 12 UTC/15 МСК, слева) температуры воздуха на станции Наро-Фоминск за лето 2010 (а), 2014 (б) и 2015 (в) г. по данным наблюдений, реанализа ERA-Interim и моделирования

Анализ пространственного распределения средней температуры за лето 2014 г. по данным наблюдений и моделирования (**Рисунок 3.7**) свидетельствует о том, что использование модифицированных настроек приближает результаты моделирования к данным наблюдений практически для всех рассматриваемых загородных станций. Нагляднее всего это выражается для средних ночных

температур (*Рисунок 3.8*). Важно отметить, что при использовании стандартных настроек минимальные ошибки наблюдаются для городских станций, для которых завышение ночных температур компенсирует отсутствие учета городского острова тепла. А после перехода к модифицированным настройкам ошибки для городских станций становятся максимальными, что определяет необходимость использования параметризации городского полога для их устранения.

Положительный эффект от использования модифицированных настроек прослеживается для всех рассматриваемых летних сезонов и заключается в существенном уменьшении средней (ME) и среднеквадратичной (RMSE) ошибок модели, осредненных по набору загородных станций. Также увеличиваются коэффициенты корреляции между данными наблюдений и моделирования (*Рисунок 3.9*). Также переход к модифицированным настройкам устраняет занижение моделью стандартного отклонения температуры, что характеризуется значениями нормированной ошибки $STDE_n = 100\% \cdot (\sigma_{model} - \sigma_{obs}) / \sigma_{obs}$, где σ – стандартное отклонение соответствующего ряда. Максимальное уменьшение модельных ошибок характерно для жарких и сухих сезонов (2002, 2010, 2014).

Примечательно, что модельные ошибки при использовании стандартных настроек превосходят ошибки реанализа, и сопоставимы с ними при использовании модифицированных настроек. Существенное улучшение по сравнению с данными реанализа диагностируется только для ночных температур (*Рисунок 3.9в*). Отсутствие очевидного превосходства результатов моделирования над реанализом можно объяснить низкой чувствительностью региональной модели к увеличению разрешения в условиях равнинного рельефа. При этом постоянное усвоение данных приземных и спутниковых наблюдений в реанализе обеспечивает лучшую привязку модельного режима к реальности, и препятствует накоплению ошибок, в то время как в региональной модели они могут накапливаться в деятельном слое почвы. Поэтому соизмеримость ошибок реанализа и моделирования в рамках выбранной конфигурации численных экспериментов можно считать хорошим результатом.

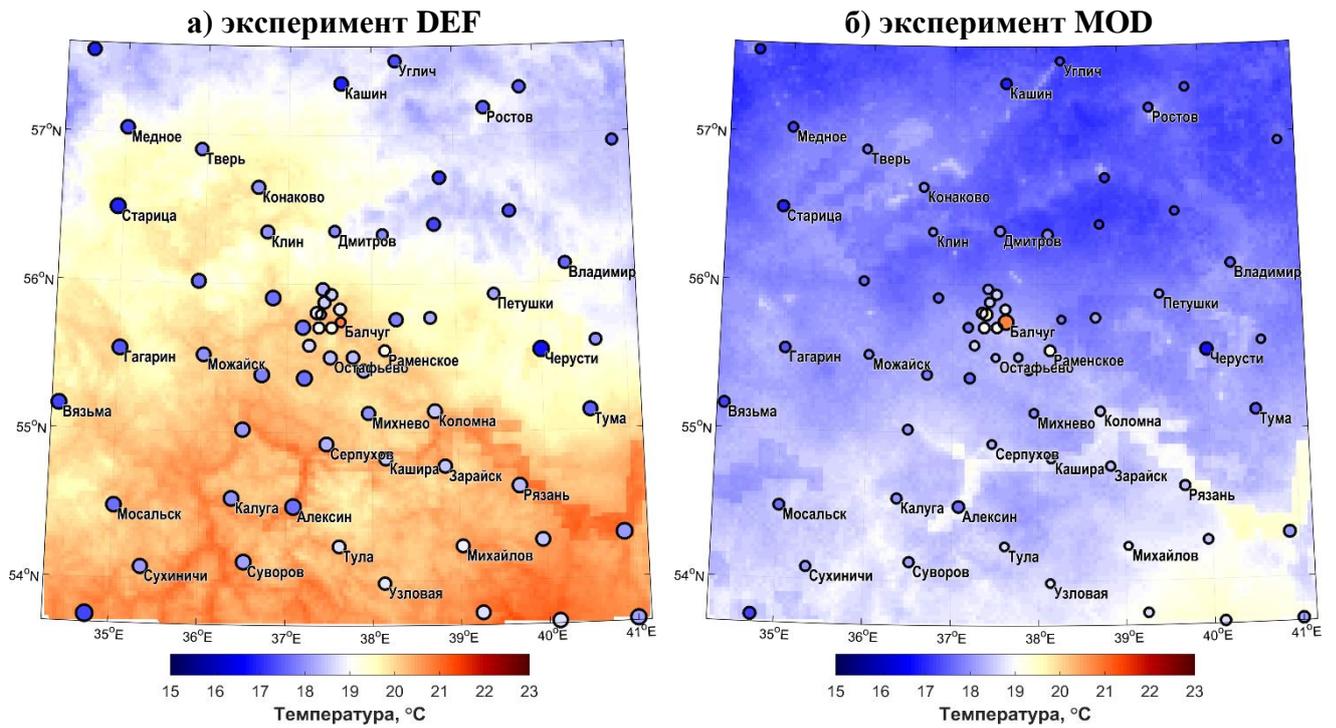


Рисунок 3.7 – Пространственное распределение средней температуры за лето 2014 г. по данным наблюдений на метеостанциях (круглые маркеры) и моделирования (цветной фон) со стандартными (а) и модифицированными (б) настройками модели. Размер маркера пропорционален модулю средней ошибки модели для данной станции. Цветовая шкала одинаковая для (а) и (б)

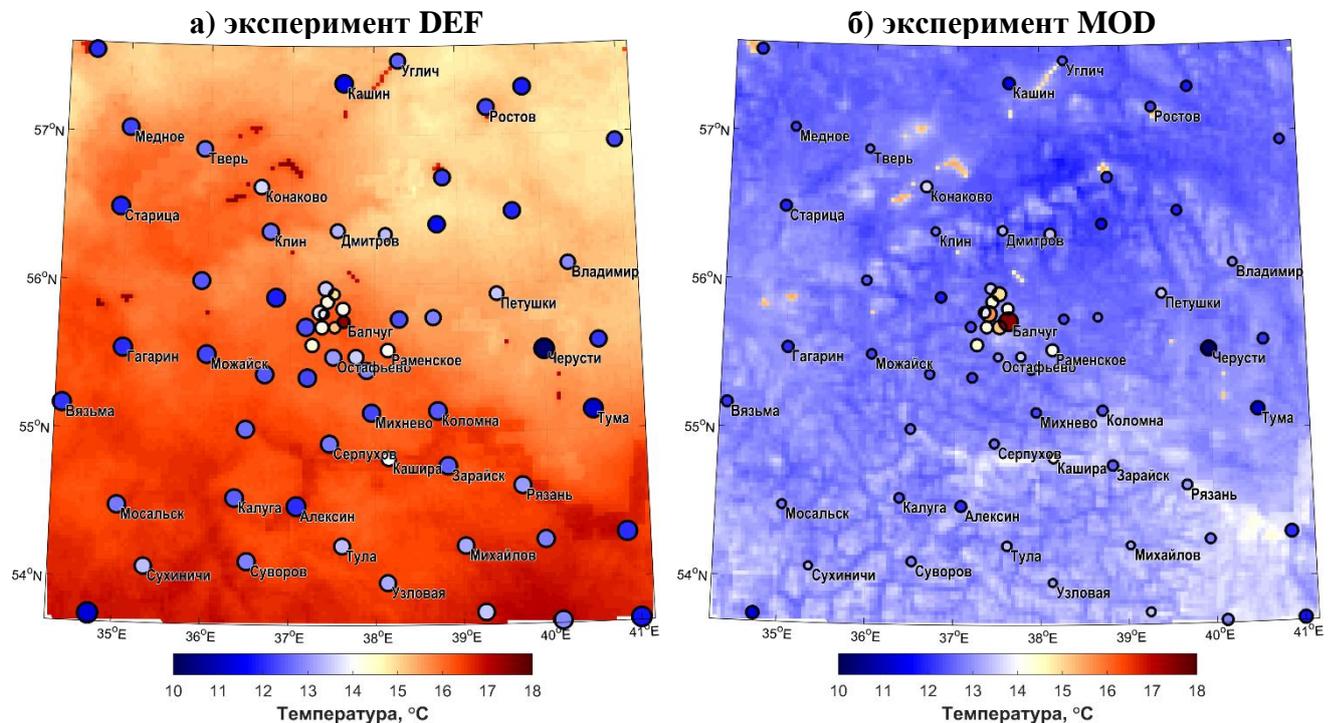


Рисунок 3.8 – Пространственное распределение средней ночной (за 0 UTC/3 МСК) температуры за лето 2014 г. по данным наблюдений на метеостанциях и моделирования со стандартными (а) и модифицированными (б) настройками модели. Обозначения аналогичны **Рисунок 3.7**

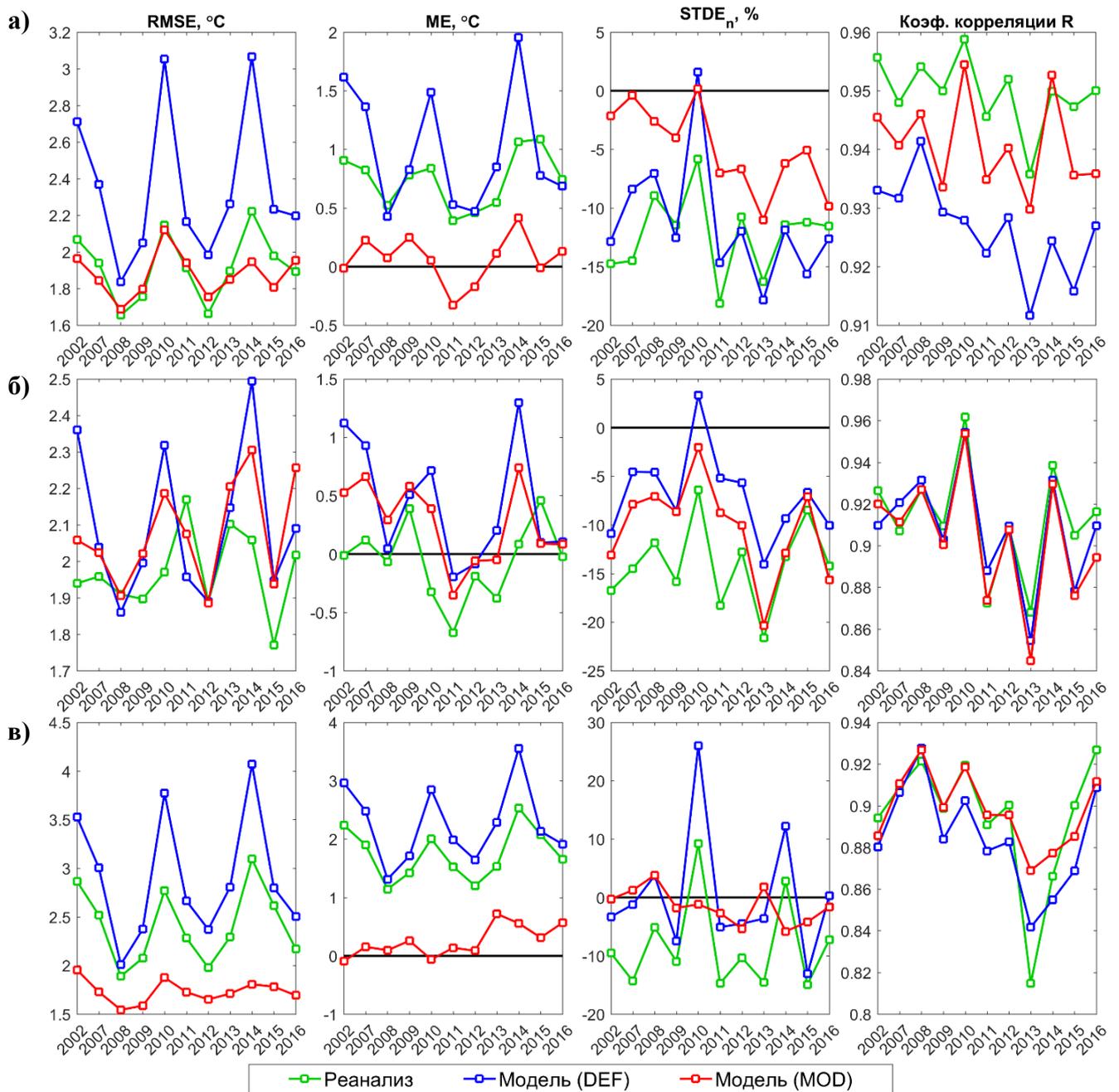


Рисунок 3.9 – Средние (здесь и далее – по набору загородных станций) значения средней (ME) и среднеквадратичной (RMSE) ошибок, нормированной ошибки стандартного отклонения ($STDE_n$) и коэффициента корреляции (R) между данными наблюдений и моделирования/реанализа ERA-Interim для 11 летних сезонов для значений температуры за все стандартные 3-х часовые сроки (а), за дневные сроки (12 UTC/15 МСК) (б) и за ночные сроки (12 UTC/15 МСК) (в)

3.6.3. Температура воздуха (зима)

Динамика температуры воздуха зимой отличается от летней тем, что временная изменчивость обусловлена в большей степени синоптическими процессами, а суточный ход проявляется только в антициклональных условиях, которым обычно соответствует морозная погода. Модель в целом адекватно

воспроизводит характерное чередование периодов морозной и более теплой погоды, однако устойчиво занижает температуру для последних. Это следствие, в том числе, известной проблемы модели COSMO, связанной с особенностями работы блока подстилающей поверхности TERRA в условиях наличия снежного покрова [Казакова и др., 2010; Казакова и др., 2013; Kazakova, Rozinkina, 2011]. Для морозных периодов имеют место различные ситуации – как и завышение моделью температуры воздуха (в первую очередь для ночных сроков), так и ее занижение.

Переход к модифицированным настройкам модели приводит, в частности, к ослаблению перемешивания в условиях устойчивой стратификации. В свою очередь, это ведет к понижению температуры, особенно для морозных периодов. В ряде случаев это улучшает воспроизведение температуры (например, для февраля 2006 г. и 07–16 января 2010 г. на *Рисунок 3.10*), а в ряде случаев – ухудшает (например, 05–10 января 2010 г.). Ошибка модели для теплых периодов практически во всех случаях увеличивается.

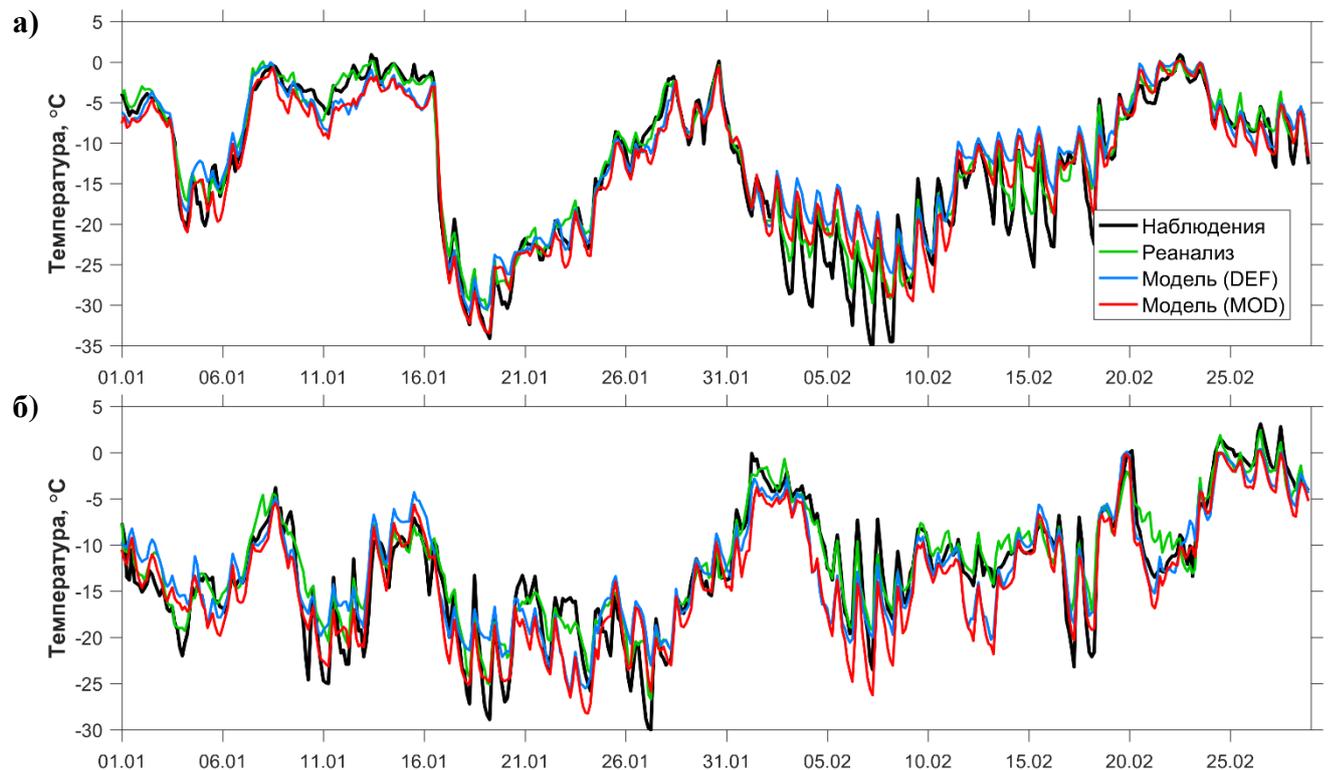


Рисунок 3.10 – Динамика температуры воздуха на станции Наро-Фоминск за период с 01 января по 01 марта 2006 (а) и 2010 (б) гг. по данным наблюдений, реанализа ERA-Interim и моделирования

Результирующий эффект от изменения модельных настроек меняется от сезона к сезону. Для холодных зим, для которых при использовании стандартных настроек температура в среднем завышается (2006 и 2011 гг.), переход к модифицированным настройкам уменьшает или не меняет средние значения ошибок, для остальных сезонов они увеличиваются. При этом, как и для лета, переход к модифицированным настройкам уменьшает занижение моделью стандартного отклонения температуры.

Вне зависимости от используемой конфигурации модельные ошибки значительно превосходят ошибки реанализа. Это связано, в первую очередь, с тем, что приземная температура в модели может на продолжительные периоды достаточно далеко «уходить» от данных наблюдений. Такое поведение модели можно объяснить накоплением ошибок, обусловленных несовершенной работой параметризации снежного покрова в условиях устойчивой стратификации, препятствующей подпитке приповерхностных уровней модели реалистичной информацией, которая обеспечивается «спектральным подталкиванием» выше уровня 850 гПа. В реанализе же усваивается большой объем реальных данных наблюдений, в том числе приповерхностных, что препятствует накоплению ошибок.

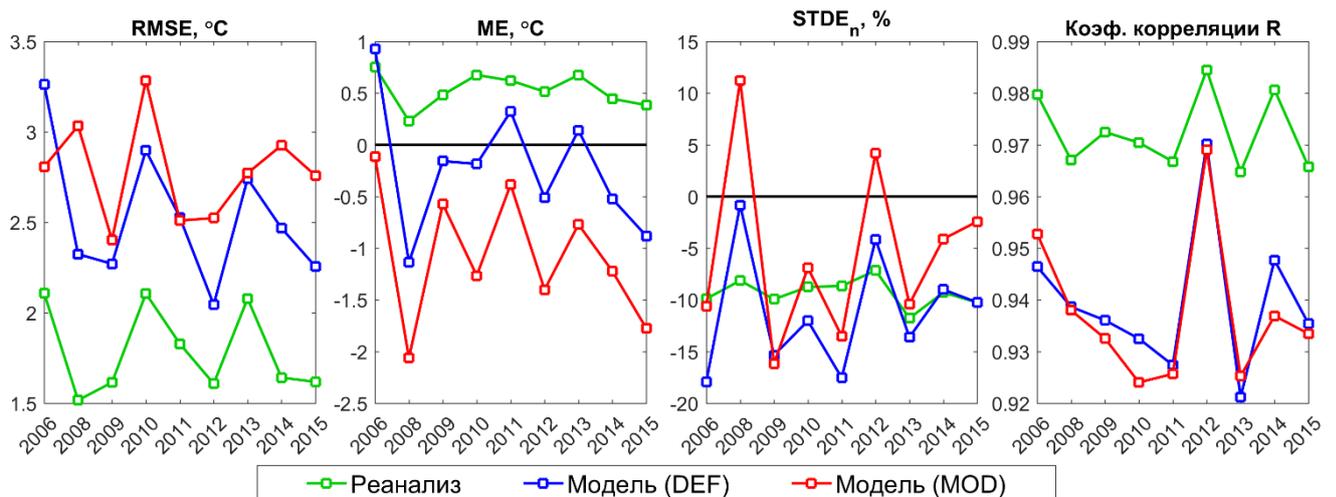


Рисунок 3.11 – Средние значения средней (ME) и среднеквадратичной (RMSE) ошибок, нормированной ошибки стандартного отклонения (STDE_n) и коэффициента корреляции (R) между данными наблюдений и моделирования/реанализа ERA-Interim для температуры за 9 зимних сезонов

3.6.4. Влажность воздуха

Динамика удельной влажности воздуха воспроизводится моделью в целом адекватно, что видно на примере для лета 2014 г. (*Рисунок 3.12а*). Существенная проблема, наблюдающаяся при использовании стандартных настроек – занижение влажности воздуха во время жарких засушливых периодов, например, в августе 2014 г. и во время жары 2010 г. (*Рисунок 3.12б*). Она тесно связана с завышением моделью дневных температур в подобных условиях и динамикой влажности почвы [Кислов и др., 2015]. Использование модифицированных настроек (в первую очередь, изменение параметров, влияющих на распределение корней в почве и ее гидравлическую проводимость) в значительной степени решает данную проблему.

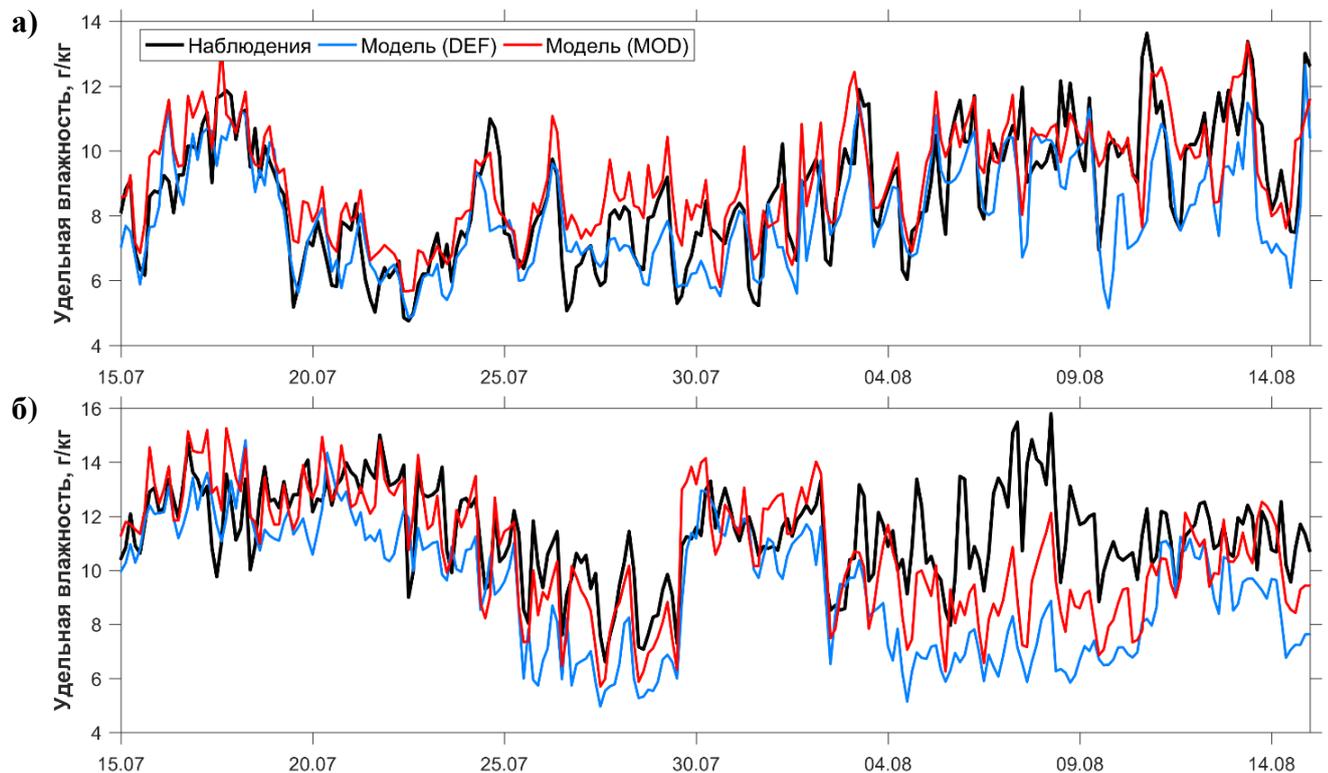


Рисунок 3.12 – Динамика удельной влажности воздуха на станции Наро-Фоминск за период с 15 августа по 15 июля 2014 (а) и 2010 (б) гг. по данным наблюдений и моделирования

Статистические характеристики сравнения данных наблюдений и моделирования для при использовании модифицированных настроек также улучшаются для всех рассматриваемых летних сезонов (*Рисунок 3.13*). Для некоторых из них увеличивается средняя ошибка, однако для всех снижается среднеквадратичная ошибка и увеличивается коэффициент корреляции. Зимой

удельная влажность воздуха зависит, главным образом, от температуры и достаточно хорошо воспроизводится вне зависимости от используемой конфигурации модельных настроек.

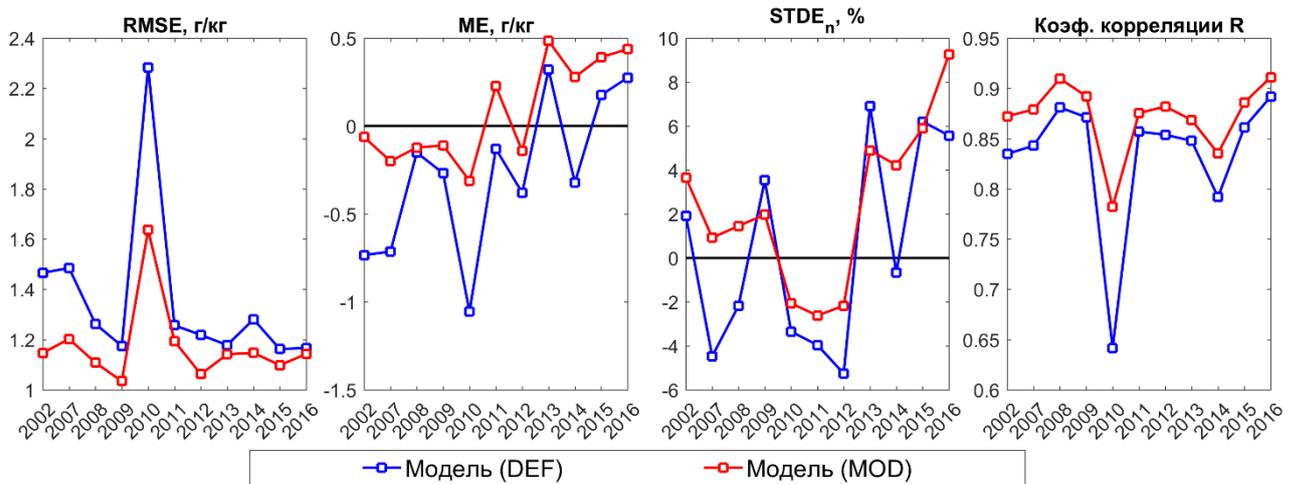


Рисунок 3.13 – Средние значения средней (ME) и среднеквадратичной (RMSE) ошибок, нормированной ошибки стандартного отклонения (STDE_n) и коэффициента корреляции (C) между данными наблюдений и моделирования для удельной влажности за 11 летних сезонов

3.6.5. Скорость ветра

Динамика скорости ветра воспроизводится моделью адекватно как летом, так и зимой, что видно на примере станции Наро-Фоминск (**Рисунок 3.14**). Для других станций динамика также хорошо согласована, хотя для некоторых из них имеет место систематическое завышение скорости ветра, проявляющееся как для средних, так и экстремальных значений (**Рисунок 3.15**). Это связано, видимо, с особенностями подстилающей поверхности в окрестностях станции. При этом реанализ ERA-Interim завышает скорость ветра еще сильнее, как для Наро-Фоминска, так в среднем по рассматриваемому региону.

Режим скорости ветра в модели слабо чувствителен к изменению модельных настроек. Для лета изменение настроек ведет к незначительному уменьшению модельных ошибок и увеличению коэффициента корреляции, в первую очередь, за счет уменьшения ночных скоростей ветра. Для зимы отклик практически отсутствует.

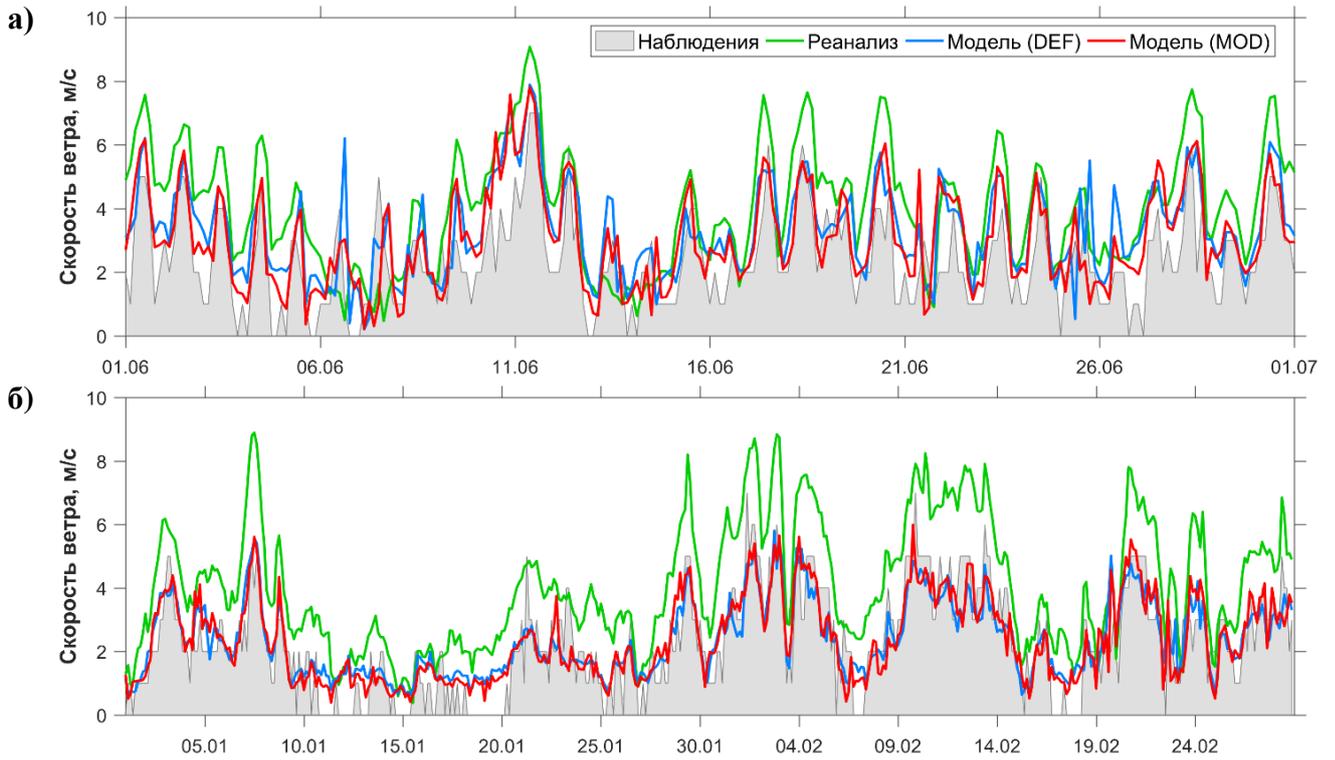


Рисунок 3.14 – Динамика скорости ветра на станции Наро-Фоминск за июль 2014 г. (а) и январь-февраль 2010 г. (б) по данным наблюдений, реанализа ERA-Interim и моделирования

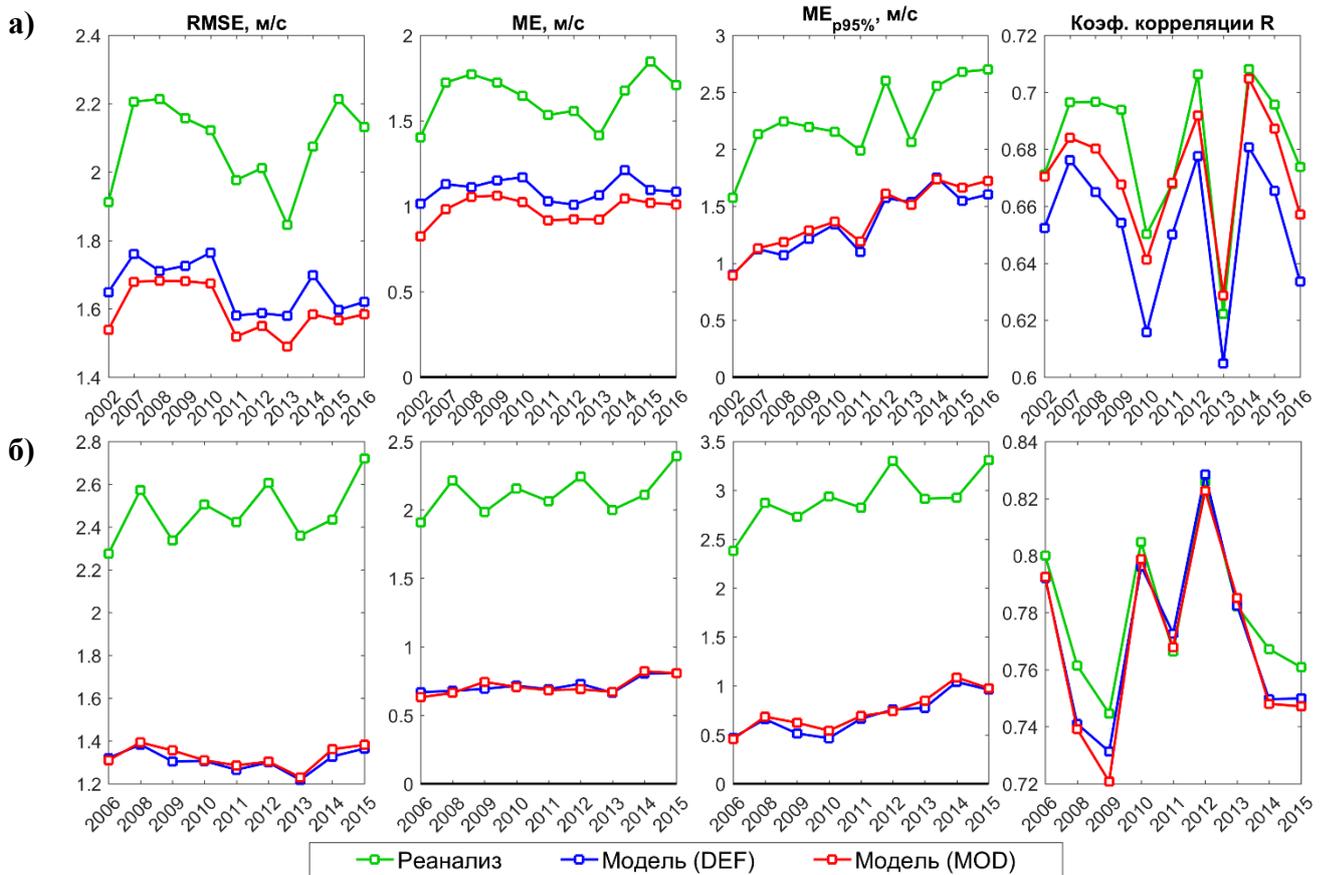


Рисунок 3.15 – Значения средней (ME) и среднеквадратичной (RMSE) ошибок, средней ошибки квантиля 95 % (ME_{p95%}) и коэффициента корреляции (C) между данными наблюдений и моделирования/реанализа ERA-Interim для летних (а) и зимних (б) сезонов

3.6.6. Осадки

Значительная доля осадков выпадает из конвективных облачных систем. В результате пространственно-временное распределение осадков на мезомасштабе представляет собой, в значительной степени, стохастическое поле. Поэтому именно для осадков наиболее актуальны обозначенные выше проблемы сопоставления данных наблюдений и моделирования, решение которых требует применения алгоритмов «нечеткой логики» [Ebert, 2008]. Однако это является отдельной сложной задачей и не рассматривается в данной работе. Для оценки качества воспроизведения моделью режима осадков на сезонном масштабе сравнивались их сезонные суммы в среднем по домену D2 по данным стационарных наблюдений и моделирования для соответствующих ячеек. Для летнего сезона по данным эксперимента DEF такая сумма систематически занижена в среднем на 10 %, а для эксперимента MOD средняя ошибка близка к нулю (**Рисунок 3.16**).

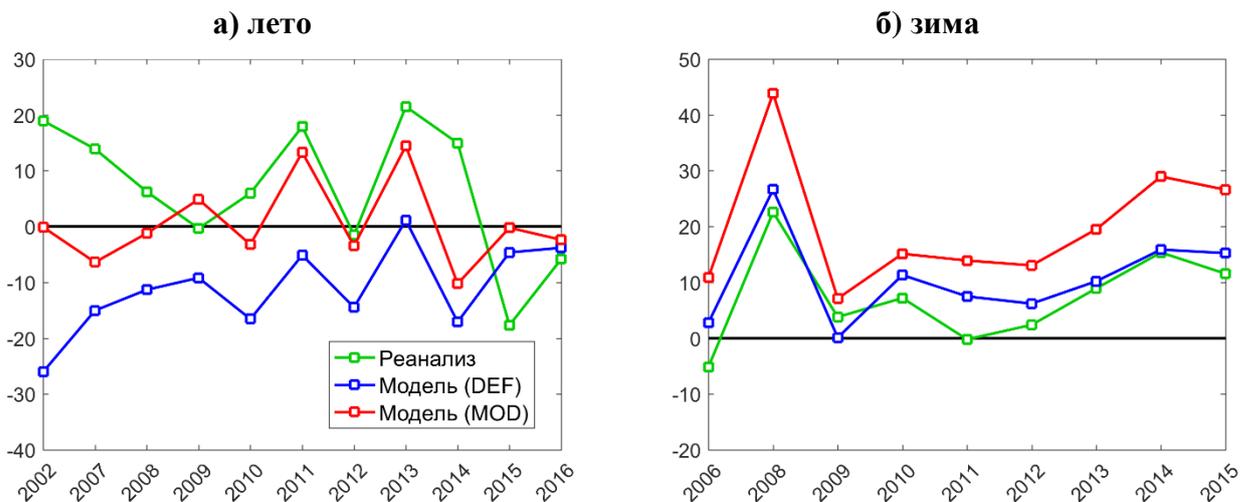


Рисунок 3.16 – Значения средней относительной ошибки летних (а) и зимних (б) сумм осадков (в % от значения по данным наблюдений) в среднем по набору рассматриваемых станций для результатов моделирования и реанализа ERA-Interim

Зимой модель и реанализ устойчиво завышают среднюю сумму осадков. Однако это нельзя однозначно считать недостатком модели без детального исследования особенностей моделируемого и наблюдаемого режима зимних осадков с учетом поправок на выдувание снега из осадкомеров Третьякова, использующихся на метеостанциях, и привлечением к анализу дополнительных параметров (например, влагозапаса в снежном покрове). Похожая тенденция –

завышение зимних сумм осадков – также диагностирована для модели WRF на примере сильных снегопадов на Урале [Пищальникова и др., 2016].

Обозначенные выше методологические проблемы препятствуют получению количественных характеристик сравнения пространственной и временной изменчивости осадков по данным наблюдений и моделирования. Однако на качественном уровне они воспроизводятся адекватно. Для закономерностей пространственного распределения летних сумм осадков это показано на примере дождливого и засушливого сезонов (*Рисунок 3.17*). Временная динамика осадков по данным наблюдений и моделирования также достаточно хорошо согласована с точностью до дней. Примечательно, что данные моделирования демонстрируют очень высокую пространственную изменчивость поля летних сумм осадков, особенно для засушливых годов (*Рисунок 3.17а*), что связано с большим вкладом конвективных систем в формирование сезонных сумм осадков. Схожую картину показывают и данные наблюдений: на качественном уровне она согласуется со структурными характеристиками полей летних осадков для центрального региона России по [Гандин, Каган, 1976; Исаев, 1988].

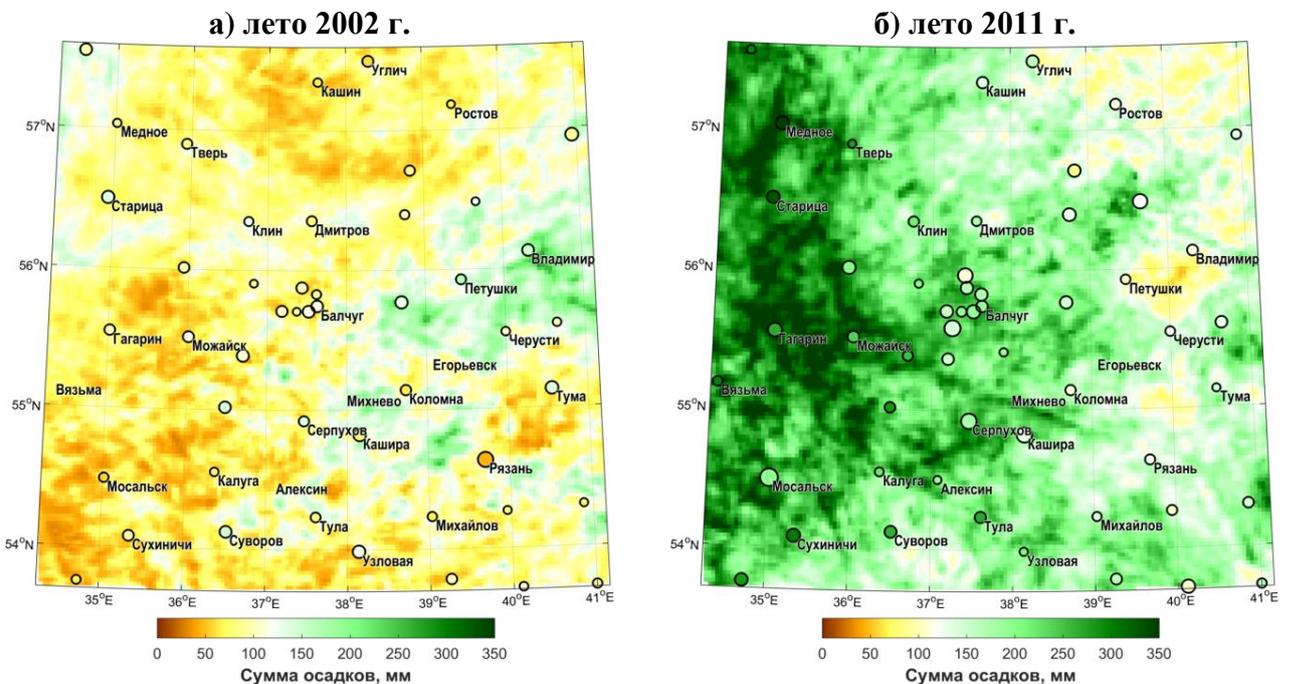


Рисунок 3.17 – Пространственное распределение суммы осадков за засушливое лето 2002 г. (а) и «нормальное» лето 2008 г. (г) по данным наблюдений на метеостанциях и моделирования (эксперименты MOD), обозначения аналогичны *Рисунок 3.7*

3.7. Верификация результатов моделирования для городских условий

Для оценки качества воспроизведения моделью городских аномалий метеорологического режима вместе с данными МС дополнительно использовались наблюдения новых АМС и АСКЗА, попадающих в пределы домена D3. Детальное сравнение данных наблюдений и моделирования проведено для двух летних (2014 и 2015 гг.) и двух зимних (2013/14 и 2014/15 гг.) сезонов, рассмотренных в Главе 2. Процедура сопоставления данных наблюдений и моделирования для города похожа на описанную в разделе 3.6.1. Отличия заключались в выборе модельной ячейки для сопоставления из большего числа ближайших ячеек ($N = 9$), но с учетом дополнительных условий:

- 1) для пунктов наблюдений, расположенными на удалении от городской застройки (фоновые станции и ВДНХ) выбирались свободные от застройки модельные ячейки;
- 2) для станций, расположенных на границе застройки и зеленых зон (например, МГУ) выбирались частично застроенные ячейки;
- 3) для пунктов наблюдений, окруженных плотной застройкой (станция Балчуг и большая часть АСКЗА) выбирались ячейки с максимальной долей застройки.

В первых двух случаях данные наблюдений сравниваются со значениями для естественной части модельной ячейки, в третьем – со значениями для ее городской части. Аномалии температуры (интенсивность ОТ) и влажности воздуха рассчитывались аналогичным образом по данным моделирования и наблюдений как отклонение от среднего значения для 9 фоновых станций. Проведение верификации для других метеовеличин в условиях города проблематично и поэтому не проводится. Так, измерения ветра в условиях города проводятся, фактически, ниже уровня крыш, в то время как ветровой режим городских каньонов не учитывается в рамках используемой параметризации городского полога. А анализ особенностей поля осадков в городе требует более плотной наблюдательной сети.

3.7.1. Интенсивность острова тепла в летний период

Динамика интенсивности ОТ по данным наблюдений и моделирования хорошо согласована, что показано на примере лета 2015 г. для МС Балчуг, МГУ и ВДНХ (*Рисунок 3.18*). Важно подчеркнуть успешное воспроизведение моделью суточного хода интенсивности ОТ. Это важный шаг вперед по сравнению с предшествующими работами по моделированию термического режима Московской агломерации [Кислов, Константинов, 2011]. Также хорошо воспроизводятся различия интенсивности ОТ между центром города и парками. Завышение интенсивности ОТ для МС ВДНХ связано с ее микроклиматическими особенностями (см. Главу 1), которые не учитываются в модели.

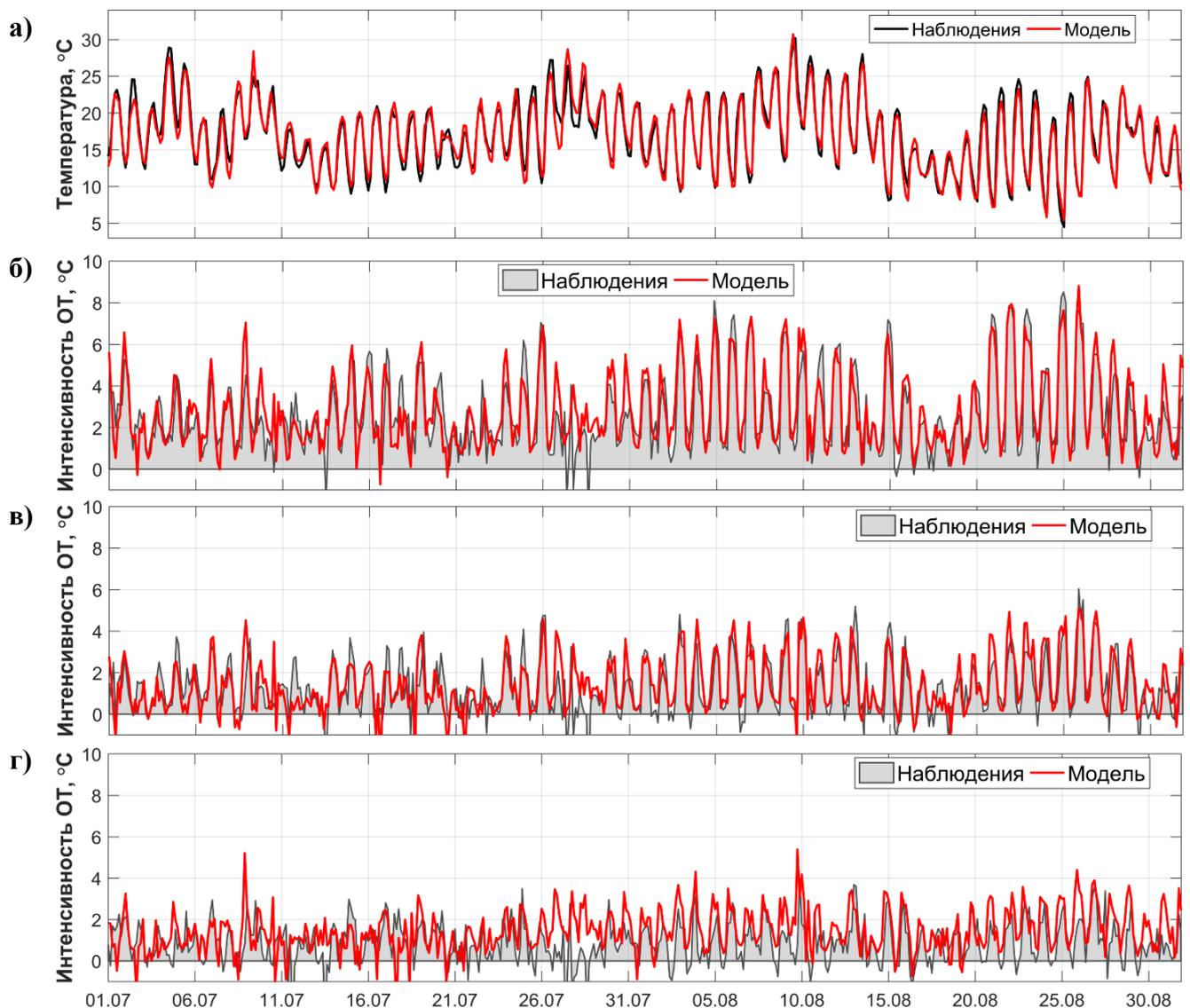


Рисунок 3.18 – Динамика средней по 9 фоновым станциям температуры воздуха (а) и интенсивности ОТ для станций Балчуг (б), МГУ (в) и ВДНХ (г) по данным наблюдений и моделирования за июль–август 2015 г.

Пространственная структура полей среднесуточной и средней ночной температуры по данным моделирования соответствует основным закономерностям ее распределения в пределах города, сформулированным в Главе 2 на основе анализа данных наблюдений АМС и АСКЗА. Это наглядно видно на примере средних значений аномалии температуры за лето 2014 и 2015 гг. (*Рисунок 3.19*).

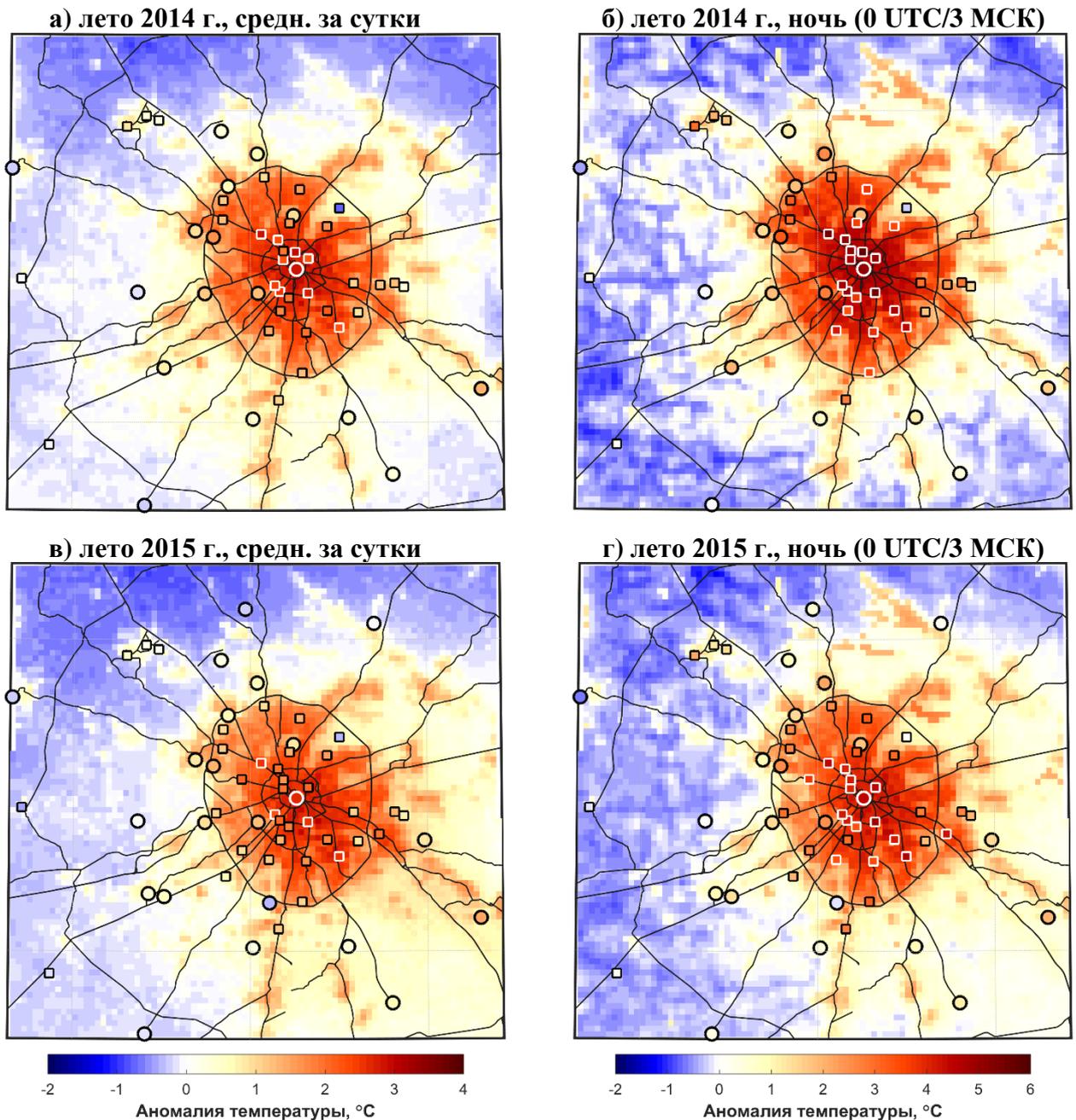


Рисунок 3.19 – Пространственное распределение среднесуточной (а, в) и средней ночной (б, г) аномалии температуры по данным наблюдений (круглые маркеры для АМС и метеостанций, квадратные – для АСКЗА) и моделирования (цветной фон) за лето 2015 (а, б) и 2014 (в, г) гг.

Адекватность воспроизведения моделью термического режима Московского региона также подтверждают диаграммы рассеяния (*Рисунок 3.20*) для среднесуточных, средних ночных и дневных значений температуры за два летних сезона (2014 и 2015), различающихся погодными условиями и набором доступных измерений. Для сопоставления дневных значений данные измерений АСКЗА не использовались по причинам, обозначенным в Главе 2.

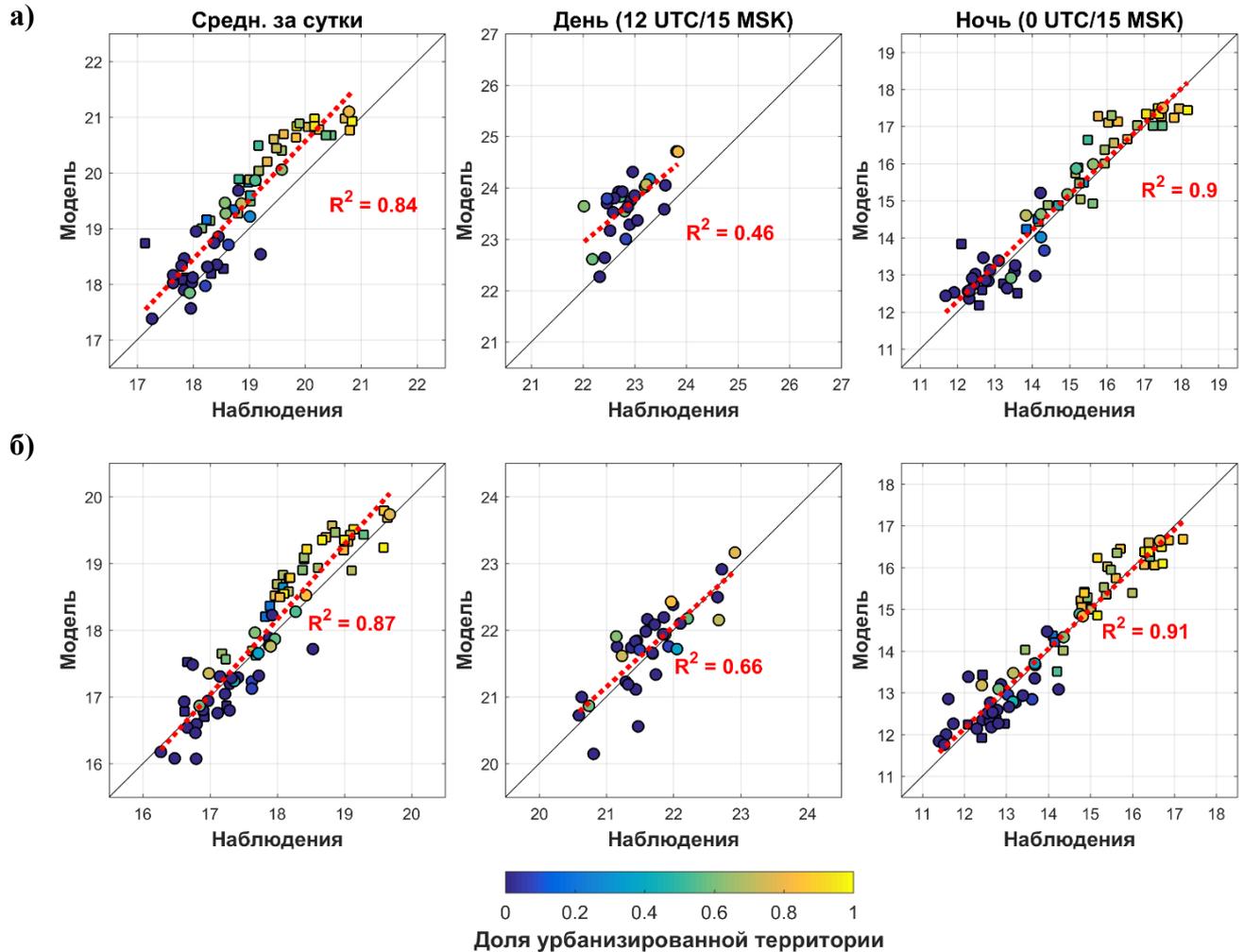


Рисунок 3.20 – Зависимость между среднесуточной (слева), средней дневной (по центру) и средней ночной (справа) температурой за лето 2014 (а) и 2015 (б) г. по данным наблюдений и моделирования. Квадратные маркеры соответствуют АСКЗА, круглые – МС и АМС. Для дневных значений данные АСКЗА не использованы. Цветом показана доля урбанизированной территории в соответствующей модельной ячейке

Важно подчеркнуть, что для городских парков модель воспроизводит бóльшую температуру, чем для загородных фоновых территорий, и меньшую по сравнению с плотно застроенным центром города, что соответствует данным наблюдений. Также холоднее центра оказываются застроенные территории

на окраинах агломерации и в Московской области. В экспериментах с версией COSMO с параметризацией ТЕВ эти закономерности не выполнялись, моделируемый термический режим застройки определялся только локальными условиями, на основании чего, в частности, было выдвинуто предположение о ее некорректной работе [Варенцов и др., 2017а].

Сравнение температуры воздуха и интенсивности ОТ по данным моделирования и наблюдений для других летних сезонов за последнее 10 лет также показывает хорошие результаты, в том числе для характерных максимумов – квантилей обеспеченности 95 % (*Таблица 3.1*).

Таблица 3.1 – Средние летние значения фоновой температуры (T_{mean}), средние значения (ΔT_{mean}) и квантили 95 % (ΔT_{p95}) интенсивности ОТ для станций Балчуг и МГУ, а также характеристики сравнения данных моделирования и наблюдений для этих параметров: значения средней ошибки (ME), средней ошибки квантиля 95 % (ME_{p95}), среднеквадратичной ошибки и коэффициента корреляции (R)

Год	Фоновая температура			Интенсивность ОТ (МС Балчуг)						Интенсивность ОТ (МС МГУ)					
	T_{mean}	ME	RMSE	ΔT_{mean}	ΔT_{p95}	ME	ME_{p95}	RMSE	R	ΔT_{mean}	ΔT_{p95}	ME	ME_{p95}	RMSE	R
2007	18.1	0.2	1.4	2.4	5.8	0.3	0.3	1.4	0.7	1.2	3.7	0.2	0.4	1.4	0.5
2008	16.9	0.0	1.2	2.2	4.9	0.3	0.6	1.4	0.6	1.0	3.1	0.2	0.4	1.3	0.5
2009	16.7	0.2	1.3	2.2	5.5	0.3	0.1	1.3	0.7	0.7	2.8	0.4	0.7	1.3	0.5
2010	21.5	-0.1	1.6	2.6	6.3	0.3	0.6	1.5	0.8	1.1	3.7	0.5	1.2	1.7	0.5
2011	19.6	-0.5	1.5	2.6	6.4	0.3	-0.2	1.4	0.7	1.1	3.6	0.3	0.1	1.3	0.6
2012	17.9	-0.2	1.2	2.3	5.4	0.1	-0.1	1.3	0.7	0.9	3.2	0.2	0.2	1.2	0.5
2013	18.2	-0.1	1.2	2.6	6.1	0.1	0.1	1.3	0.8	1.0	3.5	0.3	0.2	1.4	0.6
2014	18.0	0.2	1.4	2.8	7.0	0.1	0.1	1.4	0.8	1.1	4.2	0.5	0.6	1.4	0.7
2015	17.1	-0.2	1.2	2.7	6.9	0.2	-0.4	1.1	0.8	1.3	3.7	0.2	0.1	1.1	0.7
2016	18.7	-0.1	1.5	2.5	5.6	0.1	0.3	1.3	0.7	1.2	3.5	0.1	0.4	1.3	0.6

3.7.2. Интенсивность острова тепла в зимний период

Характерные особенности динамики интенсивности ОТ зимы также воспроизводится моделью, о чем свидетельствуют примеры для зимы 2013/14 гг., а также зимы 2009/10 гг., примечательной высокой повторяемостью интенсивного ОТ (*Рисунок 3.21*). Но также прослеживается и ряд проблем. Основными из них являются занижение максимальной интенсивности ОТ во время морозной погоды и завышение его интенсивности во время оттепелей, когда по данным наблюдений

она близка к нулю, а в модели – составляет 1–2 °С. Это приводит к несоответствию функций распределения повторяемости значений интенсивности ОТ по данным наблюдений и моделирования, при том, что ошибки средних сезонных значений невелики.

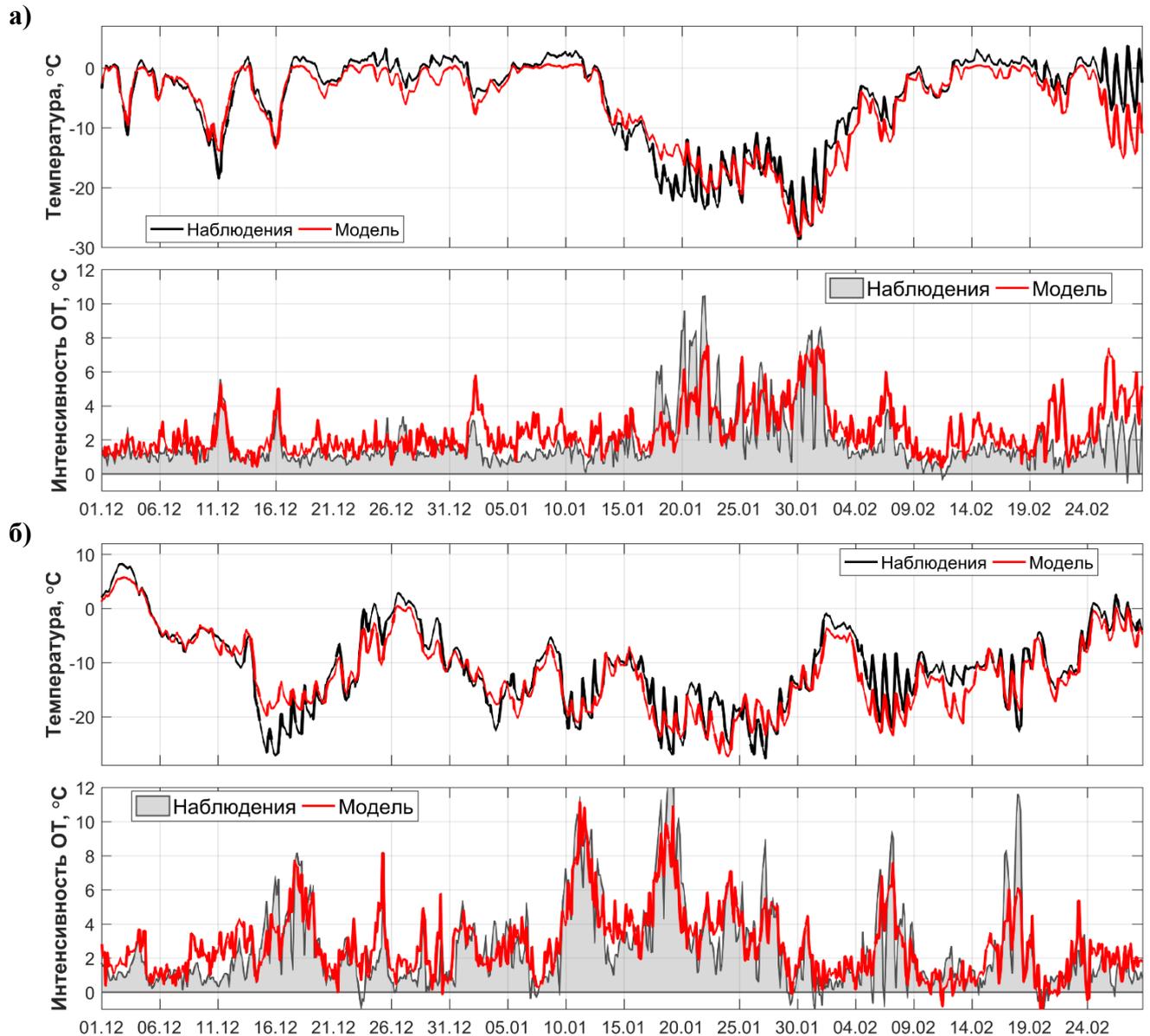


Рисунок 3.21 – Динамика средней по 9 фоновым станциям температуры воздуха и интенсивности ОТ для станции Балчуг по данным наблюдений и моделирования за период зиму 2013/14 гг. (а) и 2009/10 гг. (б)

Такое поведение модели имеет несколько причин. Во-первых, оно может быть связано с общими проблемами воспроизведения зимнего термического режима. Во-вторых, в рамках параметризации TERRA_URB антропогенный поток тепла задается в соответствии с «климатическим» годовым ходом по [Flanner, 2009], а его зависимость от реальной температуры воздуха не учитывается, хотя

ее наличие для зимних условий представляется очевидной и подтверждается в ряде работ, например, в [Варенцов и др., 2014; Локощенко, Николаева, 2017]. Наконец, требуется аккуратный учет особенностей динамики снежного покрова в городских условиях (в настоящее время в TERRA_URB не учитывается очистка снега в городе и изменение его альбедо вследствие загрязнения). Важно отметить, что все эти проблемы не являются фундаментальными, и в перспективе могут быть решены.

Несмотря на перечисленные проблемы, модель адекватно воспроизводит пространственное распределение интенсивности ОТ для ее средних зимних значений (*Рисунок 3.22а, Рисунок 3.23а, б*), а также для отдельных периодов с интенсивным ОТ, например, с 30 января по 02 февраля 2014 г. (*Рисунок 3.22б, Рисунок 3.23в*). Примечательно, что для рассмотренного случая с интенсивным ОТ модель успешно воспроизвела смещение области повышенных температур в северо-восточную часть города. Наблюдаемое при этом завышение интенсивности ОТ для городских лесопарков (ВДНХ и Лосиный остров) может быть связано со слишком сильным горизонтальным перемешиванием в модели и грубостью задания антропогенного потока тепла.

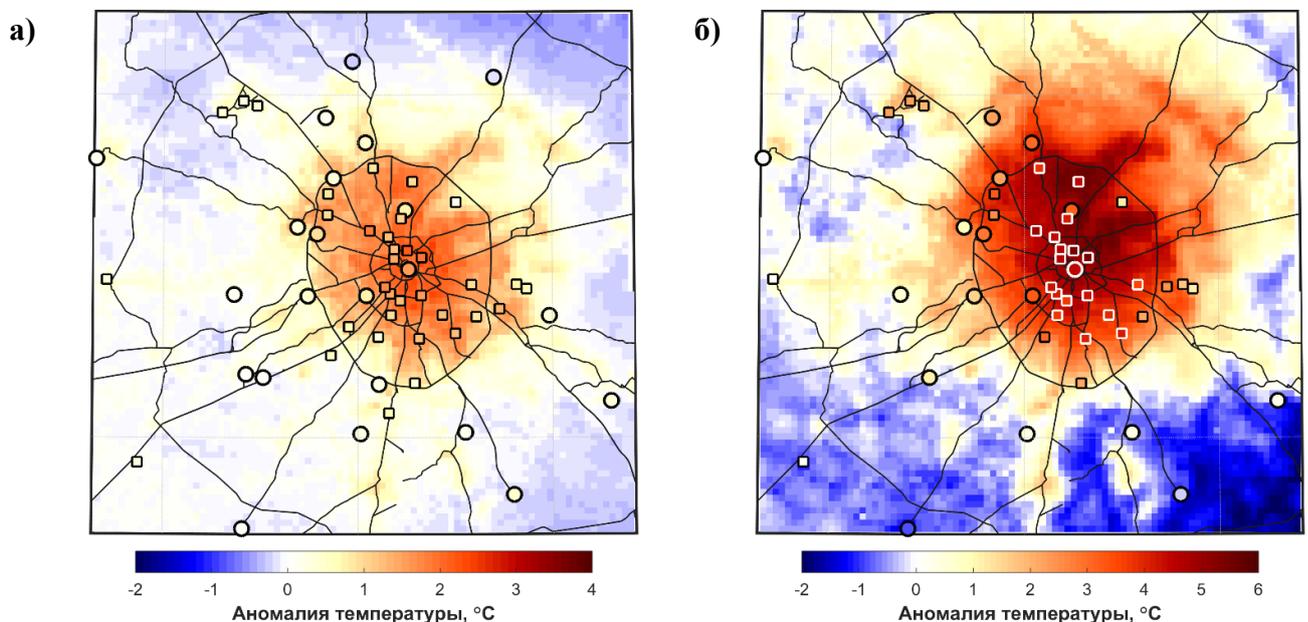


Рисунок 3.22 – Пространственное распределение среднесуточной аномалии температуры по данным наблюдений и моделирования (цветной фон) за январь–февраль 2015 г. (а) и период с 30 января по 03 февраля 2014 г. с хорошо выраженным ОТ (б). Обозначения идентичны *Рисунок 3.19*

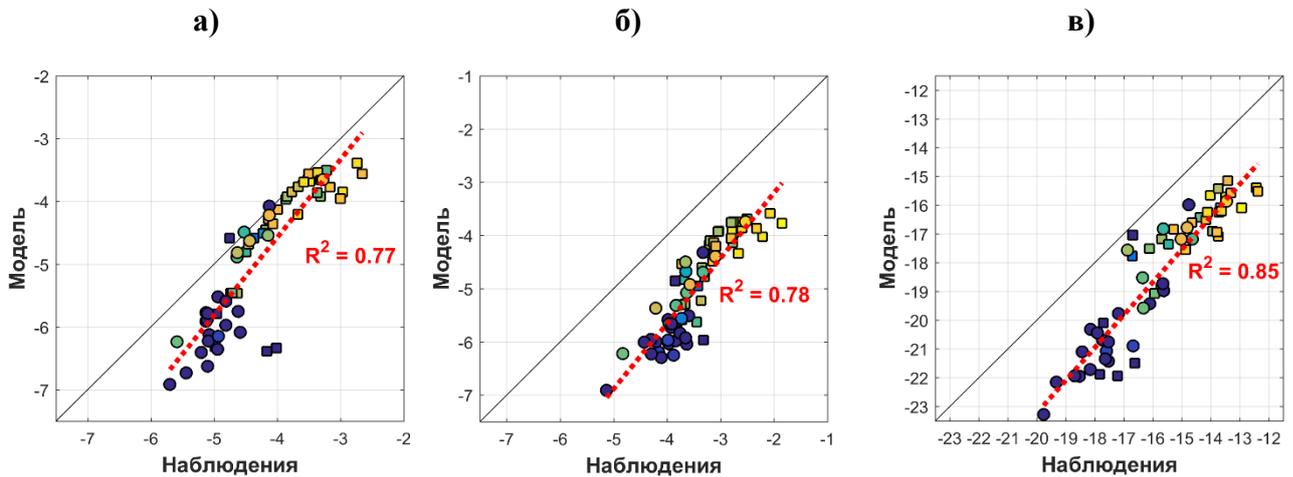


Рисунок 3.23 – Зависимость между среднесуточной температурой за зиму 2013/14 гг. (а), январь–февраль 2015 г. (б) и период с 30 января по 03 февраля 2014 г. с хорошо выраженным ОТ (в) по данным наблюдений и моделирования. Обозначения аналогичны **Рисунок 3.20**

3.7.3. Городские аномалии влажности

Как отмечалось в Главе 2, динамика городской аномалии удельной влажности более сложная по сравнению с аномалией относительной влажности, особенно летом. Поэтому она представляет наибольший интерес для верификации, в то время как адекватность воспроизведение аномалий относительной влажности следует из успешного воспроизведения динамики ОТ. Сопоставление данных моделирования и наблюдений на примере лета 2015 г. показывает, что динамика удельной влажности для станции Балчуг в целом воспроизводится моделью с коэффициентом корреляции $R=0.56$ (**Рисунок 3.24**). Важно подчеркнуть, что модель воспроизводит характерные закономерности суточного хода: днем и вечером выражен остров сухости, а ночью аномалия близка к нулю или проявляется остров влажности.

Однако характерные значения интенсивности дневного острова сухости завышаются моделью (занижается влажность в городе), а интенсивность ночного острова влажности – занижается. Для Балчуга эти ошибки относительно малы, для МГУ выражены ярче. Объяснить такое поведение модели можно тем, что городская застройка в ней описывается как полностью непроницаемая для влаги поверхность, лишенная растительности. Очевидно, что это не соответствует реальным условиям, особенно для кампуса МГУ. В перспективе эта проблема может быть решена путем

использования параметризаций городского полога, позволяющих задавать растительность внутри городских каньонов, например, согласно [Lemonsu et al., 2012]. По причине наличия таких расхождений для городских МС, а также особенностей пространственно-временной изменчивости влажности в городских условиях (см. Главу 2), проведение более детальной верификации модельного режима влажности представляется нецелесообразным.

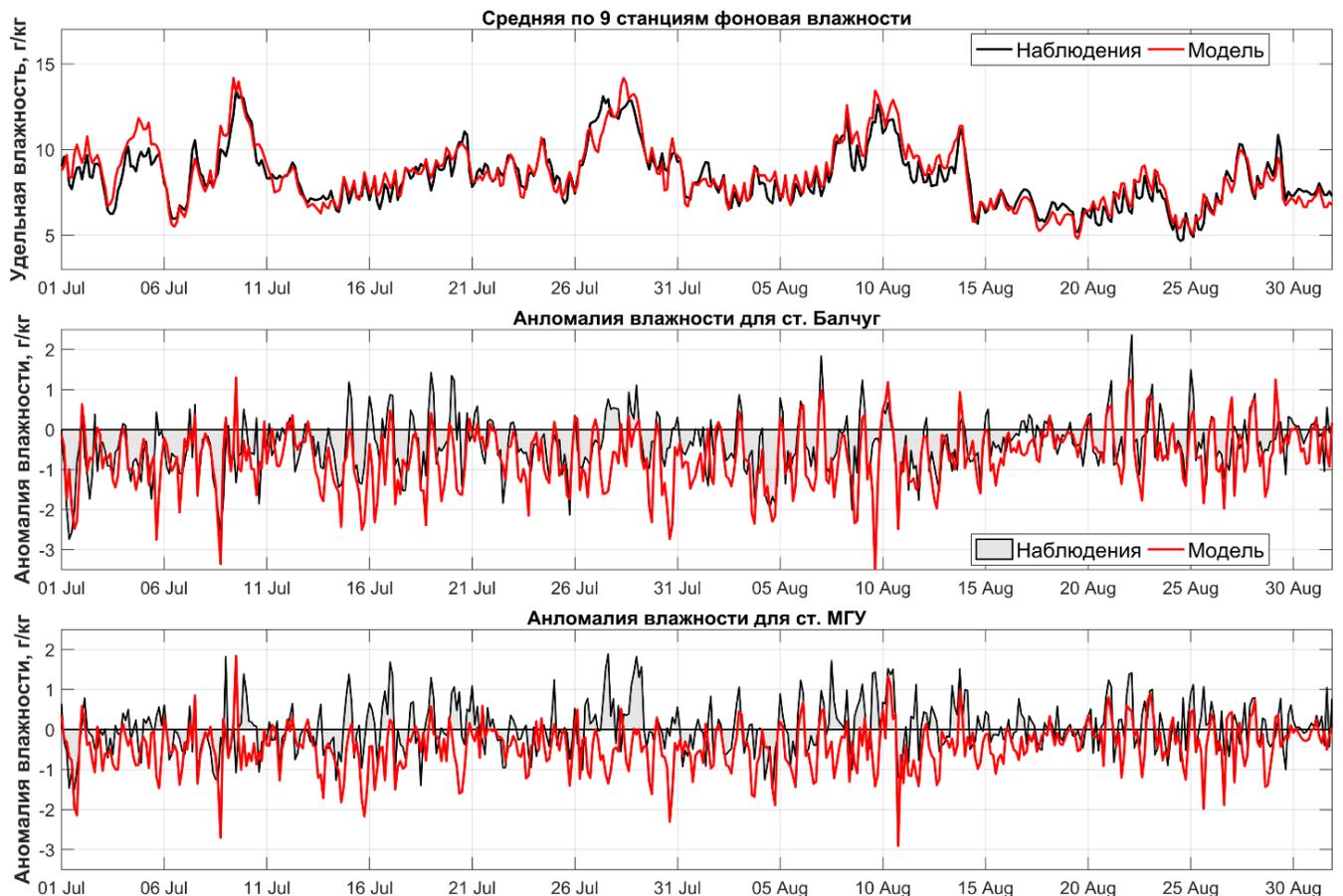


Рисунок 3.24 – Динамика средней по 9 фоновым станциям удельной влажности и ее аномалии для станций Балчуг и МГУ по данным наблюдений и моделирования за июль-август 2015 г.

Выводы к главе 3

Предложена методика моделирования метеорологического режима Московской агломерации с использованием мезомасштабной модели атмосферы COSMO-CLM, параметризации городской подстилающей поверхности TERRA_URB и параметров городской среды, рассчитанных на основе данных OpenStreetMap. Сравнение с данными наблюдений показало, что модель способна реалистично воспроизводить летний метеорологический режим центрального

региона России (Московская и соседние области) и Московской агломерации, включая временную динамику и пространственную изменчивость городского острова тепла. Для зимнего сезона модель также реалистично воспроизводит основные особенности городского и загородного метеорологического режима. Однако модельные ошибки для зимы больше летних. Это связано, в том числе, с нерешенными проблемами воспроизведения приземной температуры при наличии снежного покрова в рамках модели COSMO (см. выше) и грубостью задания антропогенного потока тепла в схеме TERRA_URB.

Важно подчеркнуть, что реалистичного воспроизведения городского острова тепла удалось достичь путем задания характерных особенностей урбанизированной поверхности и антропогенного потока тепла, без учета особенностей газового и аэрозольного состава городской атмосферы. Это не отрицает важную роль последних в формировании особенностей городского климата, отмеченную в [Еланский и др., 2012; Климат Москвы..., 1969] и других работах, но показывает, что она не является определяющей.

Глава 4.

Четырёхмерная структура городских аномалий метеорологического режима по данным моделирования

Городские аномалии приповерхностной температуры и влажности, рассмотренные в Главах 1 и 2, неизбежно должны проявляться на более высоких уровнях. А поскольку они выражены как мезоклиматические эффекты, следует ожидать их влияния на мезомасштабные атмосферные процессы. Исследование трехмерной структуры этих аномалий и обусловленных их влиянием атмосферных процессов представляется актуальной задачей. Это важно, в частности, для изучения и прогноза опасных явлений погоды и распространения загрязняющих примесей в городских условиях.

В большинстве современных исследований в области городской климатологии делается акцент на изучение приповерхностных особенностей метеорологического режима. Выше приземного слоя они изучены значительно хуже, что связано, главным образом, с трудностью проведения сетевых измерений выше уровня крыш.

Новые возможности для изучения городских аномалий метеорологического режима открывает рассмотренная в Главе 3 методика мезомасштабного моделирования. Ее ключевое преимущество заключается в возможности анализировать отклик изучаемого явления на заданные изменения в конфигурации модельного эксперимента. Так, ОТ и другие особенности городской атмосферы можно рассмотреть как отклики модели на появление города, т.е. как разность значений между результатами моделирования с включенным и выключенным урбанистическим воздействием. При этом исчезает проблема определения фоновых величин, так как модель позволяет получить для каждой точки пространства и момента времени значения для условий отсутствия города. Подобный подход часто используется в работах по городской климатологии, например, в [Lemonsu, Masson, 2002; Wouters et al., 2013].

4.1. Городские аномалии температуры и влажности

4.1.1. Вертикальная структура городского острова тепла

Рассмотрим вертикальную структуру городской аномалии температуры на примере летнего сезона 2014 г., когда повторяемость дней с интенсивным ОТ была выше нормы. Чтобы усилить анализируемый сигнал, использована выборка случаев за дни с максимальной суточной интенсивность приповерхностного ОТ в центре города (на высоте 2 м) более 4 °С и более (78 % всех дней). Приведенные ниже результаты, полученные по данным расчетов для домена D3 с часовым временным разрешением, рассмотрены для 16 нижних модельных уровней (до высоты 1746 м). Аномалия температуры определена как разность ее значений по данным моделирования с включенной (эксперимент URB) и выключенной (эксперимент noURB) городской параметризацией TERRA_URB:

$$\Delta T = T_{URB} - T_{noURB} \quad (4.1)$$

Аналогично рассчитаны аномалии других метеорологических величин.

Вертикальные разрезы в поле аномалии температуры (*Рисунок 2.3*) показывают, что среднесуточная протяженность ОТ по вертикали составляет 250–400 м (в зависимости от изолинии, по которой проводить границу). При удалении от центра она убывает, за счет чего аномалия приобретает куполообразную форму. Днем (12 UTC/15 МСК) городская аномалия температуры диагностируется до высоты 1–1.5 км, однако ее значения невелики и даже у поверхности не превышают 0.5 °С. Вечером, на фоне сохранения схожей вертикальной протяженности, ОТ значительно усиливается у земли, вплоть до высоты 400 м над поверхностью. Ночью ОТ интенсифицируется у поверхности, в нижних 150 м, а его вертикальная протяженность резко уменьшается. На высоте 200–500 м при этом возникает отрицательная аномалия, известная в литературе как кросс-овер эффект (анг. cross-over effect) [Bornstein, 1968; Duckworth, Sandberg, 1954].

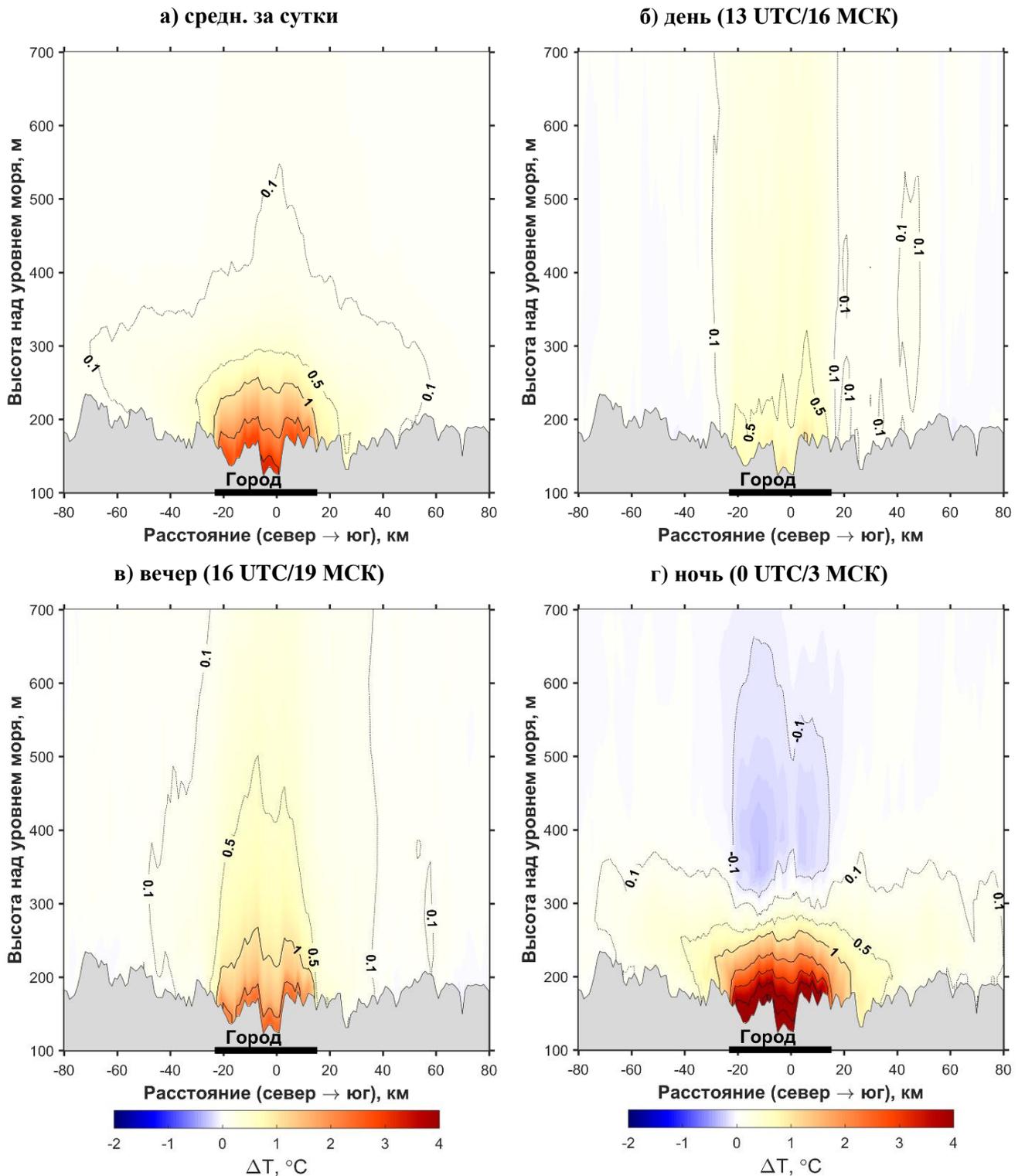


Рисунок 4.1 – Вертикальный разрез с севера на юг через центр Москвы городской аномалии температуры ΔT , построенный для среднесуточных (а), дневных (б), вечерних (в) и ночных (г) значений за лето 2014 г. (за выборку дней с интенсивным ОТ). Изолинии проведены с шагом 1°C и дополнительно для значений ± 0.1 и $\pm 0.5^\circ\text{C}$, нулевая изолиния не проведена. Ноль горизонтальной оси координат соответствует положению метеостанции Балчуг. Черный отрезок на ней обозначает пересечение города (доля урбанизированной территории более 25%). Область серой заливки обозначает высоту поверхности над уровнем моря

Такая особенность городской атмосферы также известна как «линза холода» [Кузнецова, Нахаев, 2010] или «слой холода» [Локощенко и др., 2016]. Она объясняется ослаблением или даже разрушением приземных инверсий над городом в условиях устойчивой стратификации атмосферы. В таких условиях над городом наблюдается более интенсивный турбулентный обмен и сохраняются восходящие движения, что способствует возникновению приподнятой отрицательной аномалии температуры [Lee, Olfe, 1974]. Другой причиной ее возникновения считается дивергенция потока длинноволновой радиации вследствие того, что более загрязненный и влажный (что характерно для ночных условий) городской воздух активно излучает тепло [Khaikine et al., 2006; Oke, 1982]. Однако, в модели вклад этот фактора, очевидно, занижен, так как загрязнение воздуха не учитывается, а интенсивность ночного острова влажности занижается (см. Главу 3). Другая отличительная особенность трехмерной структуры ночного ОТ – его «расползание» за пределы города на высотах до 100–150 м над поверхностью. Это связано с влиянием атмосферного переноса и тепловыми шлейфами (см. ниже).

Данные моделирования для зимнего сезона 2009/10 гг., характеризуемого высокой повторяемостью выраженного приземного ОТ ($\approx 50\%$ дней с максимальной суточной интенсивностью ОТ для центра города более $4\text{ }^{\circ}\text{C}$), показывают схожесть вертикальной структуры зимнего ОТ и летнего ночного ОТ. Она характеризуется небольшой (примерно 300 м) вертикальной протяженностью области ее положительных значений, ее распространением за пределы города и выраженным кросс-овер эффектом. Подобная структура для зимы прослеживается не только для ночных сроков, но и в поле среднесуточных значений (*Рисунок 4.2*). Для дневных значений ОТ ослаблен и вытянут по вертикали, но в целом картина похожа на ночную. Важно отметить, что эти результаты характеризуют условия преимущественно антициклональной погоды с выраженным приземным ОТ. Другие случаи не рассматривались.

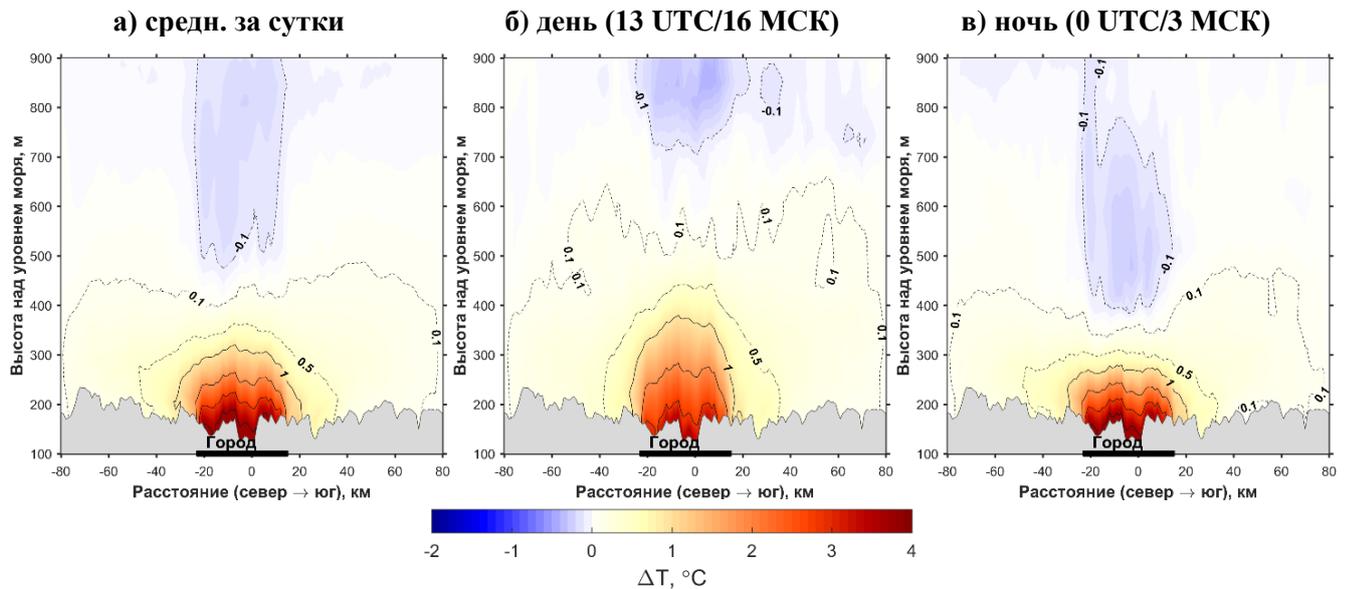


Рисунок 4.2 – Вертикальный разрез с севера на юг через центр Москвы городской аномалии температуры ΔT , построенный для среднесуточных (а), дневных (б) и ночных (в) значений за зиму 2009/10 гг. (за выборку дней с интенсивным ОТ). Обозначения аналогичны **Рисунок 4.1**

Безусловный интерес представляет сравнение результатов моделирования с экспериментальными данными о вертикальном распространении ОТ и кросс-овер эффекта. Однако таких исследований немного, а их выводы, на первый взгляд, существенно разнятся. Так, по мнению Оке, дневное тепловое влияние города распространяется по вертикали на 0.6–1.5 км, ночное – на 100–300 м [Оке, 1987], но убедительными данными измерений подтверждены только для ночных условий устойчивой стратификации [Оке, East, 1971]. По данным Ландсберга, вертикальная мощность ОТ составляет 100–300 м [Ландсберг, 1983]. Схожие оценки получены для предрассветных часов (преимущественно для условий устойчивой стратификации атмосферы) по данным вертолетного зондирования над Нью-Йорком [Bornstein, 1968], оценка в 100 м получена по данным схожего эксперимента для Сан-Франциско [Duckworth, Sandberg, 1954]. В последних двух работах также отмечалось наличие кросс-овер эффекта в вышележащем слое атмосферы.

Также различаются существующие оценки вертикальной протяженности ОТ для Москвы. По данным контактных измерений температуры (аэрологического зондирования в Долгопрудном, измерений на Останкинской телебашне и высотной метеорологической мачты НПО «Тайфун» в Обнинске) установлено, что в поле

среднегодовых значений температуры ОТ выражен до высоты ≈ 300 м в поле среднесуточных значений и до 100 м для ночных значений, а выше диагностируется кросс-овер эффект [Локощенко и др., 2016]. Распространение теплового влияния Московской агломерации на сотни метров вверх подтверждает ряд результатов, полученных по данным измерений микроволновых температурных профиломеров МТП-5 [Кадыгров и др., 2002; Кадыгров и др., 2007; Кузнецова, Нахаев, 2010; Khaikine et al., 2006]. Также в этих работах отмечается ярко выраженная сезонная и суточная изменчивость протяженности и структуры ОТ в пограничном слое атмосферы над Москвой, что определяет разброс результирующих оценок его вертикальной протяженности от 200 до 600 м. Важно отметить, что вертикальным пределом контактных измерений является уровень ≈ 500 м (высота Останкинской телебашни), для измерений профиломеров в опубликованных работах – уровень ≈ 600 м.

С участием автора диссертации проведен анализ данных наблюдений профиломеров МТП-5 новой модификации с повышенным до 1000 м вертикальным диапазоном измерений, установленных в МГУ и двух пригородных точках (Долгопрудный и Косино), за теплый сезон 2015 г. [Варенцов и др., 2017b; Varentsov et al., 2018]. Результаты исследования показали, что для выборки ночных случаев с интенсивным приземным ОТ различия между городом и пригородами ярко выражены в нижних 150–200 м, что согласуется с данными моделирования. Дневные различия температуры и ее вертикальных градиентов температуры между тремя точками по данным профиломеров малы и не являются значимыми. Более подробный анализ таких данных и их использование для количественного сравнения с результатами моделирования возможно, однако это требует тщательного учета большого числа факторов, влияющих на погрешности измерений [Юшков, 2015]. По этой причине опыт автора по работе с данными температурных профиломеров не рассматривается детально в рамках диссертации.

Также важно отметить последние результаты, полученные по данным дистанционного спутникового зондирования [Горлач и др., 2017; Кислов и др.,

2017]. Эти исследования показали, что летом в дневные и вечерние часы ОТ над Москвой простирается на ≈ 1.5 км, а зимой – на ≈ 1 км днем и первые сотни метров вечером. Эти значения на первый взгляд выбиваются за пределы оценок вертикальной протяженности ОТ, полученных ранее, однако они хорошо согласуются с результатами моделирования для соответствующего времени суток.

Таким образом, результаты моделирования на качественном уровне хорошо согласованы с данными различных наблюдений и общими представлениями о суточной изменчивости АПС. Летним днем АПС развит по вертикали и хорошо перемешан, что обуславливает большую вертикальную мощность дневного ОТ. А в условиях устойчивой стратификации (повторяемость которой высока зимой и летними ночам) мощность АПС многократно уменьшается, ОТ прижимается к поверхности и интенсифицируется. Похожие результаты для летних условий получены по данным моделирования для Парижа с использованием другой мезомасштабной модели [Wouters et al., 2013]. Все это подтверждает адекватность воспроизведения влияния Московской агломерации на термический режим нижней тропосферы в рамках модели COSMO с параметризацией TERRA_URB. Кроме того, результаты моделирования наглядно показывают причины расхождения полученных ранее эмпирических результатов: они связаны, в первую очередь, с ярко выраженной суточной и сезонной изменчивости трёхмерной структуры ОТ.

При этом результаты моделирования демонстрируют принципиально новый уровень пространственной и временной детализации, недостижимый для экспериментальных методов исследования. Это открывает широкие возможности для изучения более тонких особенностей структуры атмосферы над городом.

4.1.2. Городские тепловые шлейфы

Одной из таких особенностей является сдвиг ОТ набегающим воздушным потоком и формирование приподнятых «языков тепла» или городских тепловых шлейфов (англ. urban plume) с подветренной стороны от города [Clarke, 1969]. Причины их формирования хорошо понятны из общих представлений о структуре АПС над неоднородными территориями. За пределами города над условно-естественными территориями формируется пограничный слой, отличающийся по свойствам от городского. Выносимый ветром теплый городской воздух, взаимодействуя с более холодным и устойчивым загородным, вытесняется вверх и формирует приподнятый «язык тепла» (**Рисунок 4.3**). Актуальность изучения таких явлений связана, во-первых, с их влиянием на атмосферную стратификацию и условия перемешивания над загородными территориями. Во-вторых, их можно рассматривать как тестовую задачу распространения атмосферных загрязнений.

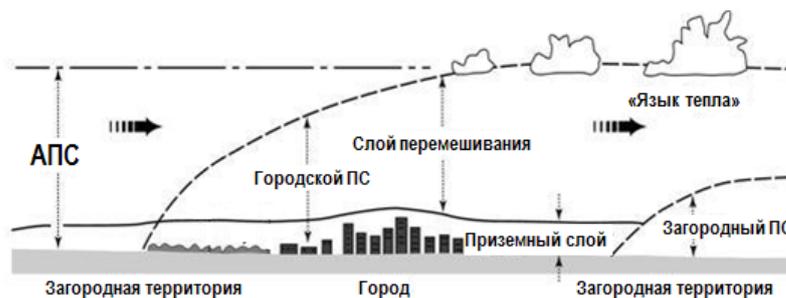


Рисунок 4.3 – Схема городского АПС и теплого шлейфа по [Оке, 1987]

Влияние направления ветра на форму приземного ОТ установлено по данным наблюдений на примере различных городов [Bassett et al., 2016; Heaviside et al., 2015], в том числе Москвы [Варенцов и др., 2017b; Климат Москвы..., 1969]. Показано, что приземная аномалия температуры сдвигается на подветренную сторону города и вытягивается по ветру. Однако экспериментальные оценки влияния ветра на трехмерную структуру ОТ и характеристики тепловых шлейфов в литературе практически отсутствуют. Единственные достаточно убедительные экспериментальные подтверждения факта их существования получены по данным вертолётного зондирования атмосферы над Цинтиани [Clarke, 1969] и самолетного зондирования над Сент-Луисом [Wong, Dirks, 1978]. Для Москвы автором показана возможность идентификации отдельных случаев с хорошо выраженным «языками

тепла» по данным измерений температурных профиломеров [Варенцов и др., 2017b]. Однако их систематическое изучение по данным таких измерений затруднено ввиду малого количества пунктов наблюдений и значительных погрешностей.

Результаты моделирования позволяют получить детализированную картину вертикальной структуры ОТ над Москвой при различных направлениях ветра и идентифицировать в ней приподнятые «языки тепла». Классификация случаев по направлениям ветра производилась на основе значений среднего направления ветра в нижних 150 м (4 нижних вертикальных уровня модели). В выборки случаев с преобладающим ветром западной, восточной, северной и южной четверти относились случаи, для которых рассчитанное таким образом среднее направление ветра в данный и предшествующий час попадало в соответствующий диапазон значений (например, 45–135° для восточной четверти). Для каждого часа суток и для каждой из четвертей было выбрано по 10–20 случаев за дни с выраженным ОТ за лето 2014 г. и зиму 2009/10 гг.

Вертикальные сечения городской аномалии температуры, осредненной по таким выборкам, показывают, что в течение всего времени суток ОТ сдвигается набегающим потоком на подветренную сторону города. Летом сильнее всего такой сдвиг выражен ночью и ранним утром (18–05 UTC/21–08 МСК). Тогда же прослеживается формирование приподнятых тепловых шлейфов над подветренной окраиной города. Их максимальная протяженность наблюдается с 0 до 4 UTC (3–7 МСК) и составляет десятки км (*Рисунок 4.4*). Зимой сдвиг ОТ ветром и тепловые шлейфы прослеживаются днем и ночью, но в последнем случае они выражены ярче.

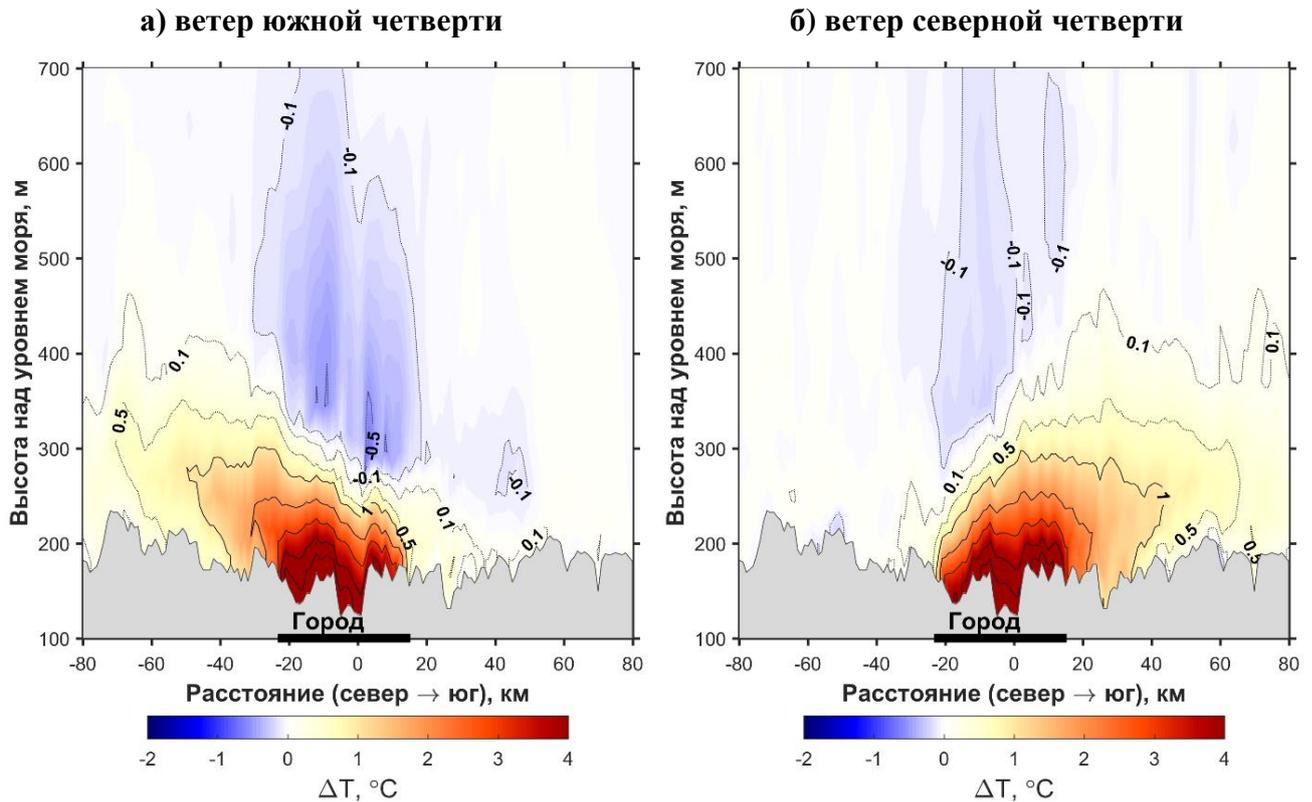


Рисунок 4.4 – Вертикальный разрез с севера на юг через центр Москвы городской аномалии температуры ΔT в среднем по выборкам ночных (0–1 UTC/3–4 МСК) случаев с ветрами южной (а) и северной (б) четверти за дни с хорошо выраженным ОТ за лето 2014 г. Обозначения аналогичны **Рисунок 4.1**

Ветровой сдвиг ОТ имеет сложную вертикальную структуру, на которую оказывает влияние поворот ветра с высотой (**Рисунок 4.5**). Известно, что в пределах АПС с уменьшением высоты ветер поворачивает влево относительно направления геострофического ветра в свободной атмосфере [Хромов, Петросянц, 2006]. Поэтому для выборки ночных случаев с северным ветром на нижнем модельном уровне ОТ сдвинут не на север, а на северо-запад, а для выборки случаев с южным ветром – на юго-восток. С увеличением высоты направление сдвига ОТ смещается направо вслед за поворотом ветра. Также **Рисунок 4.5** показывает важное различие ОТ Москвы и меньших подмосковных городов. Термическая аномалия Москвы отчётливо прослеживается на высотах до 150–200 м, а для подмосковных городов она выражена только на первом модельном уровне (10 м) и практически исчезает на втором (35 м).

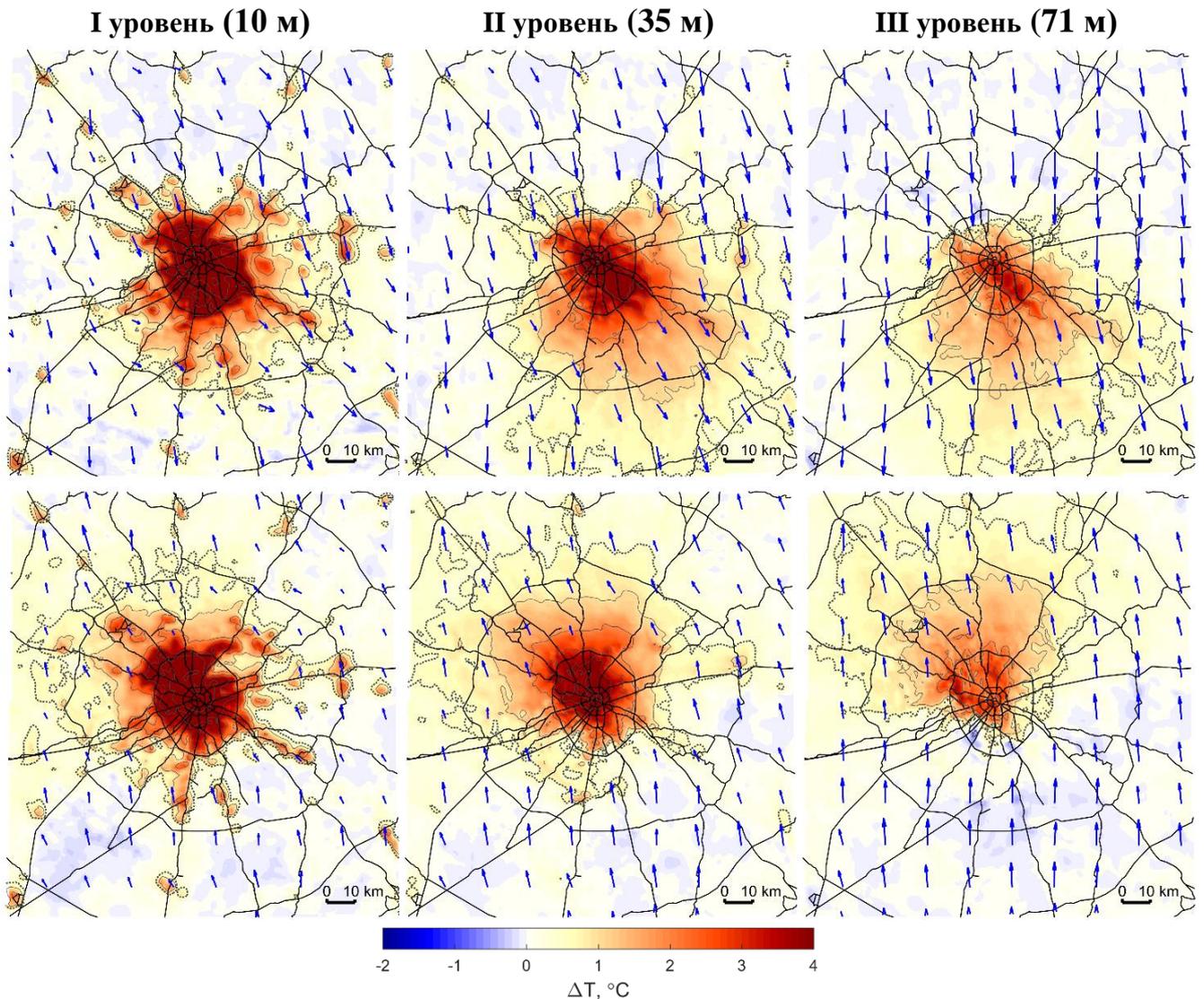


Рисунок 4.5 – Поле аномалии температуры ΔT в среднем по выборкам ночных (0–1 UTC/3–4 МСК) случаев с ветрами северной (сверху) и южной (снизу) четвертей за дни с хорошо выраженным ОТ за лето 2014 г. на 1–3 модельных уровнях (слева, по центру и справа). Синие стрелки показывают среднее по данным выборкам скорость и направление ветра на соответствующих модельных уровнях (по данным эксперимента URB). Черными линиями показаны основные автомобильные дороги по данным OpenStreetMap

4.1.3. Влияние города на стратификацию атмосферы

Известно, что ОТ существенно меняет условия стратификации атмосферы над городом, увеличивая ее неустойчивость и уменьшая повторяемость инверсий и их мощность, что показано для Москвы в [Варенцов и др., 2017b; Кадыгров и др., 2002; Кузнецова, Нахаев, 2010; Khaikine et al., 2006]. Результаты моделирования воспроизводят эту закономерность – положительная аномалия вертикального градиента температуры $\gamma = -dT/dz$ четко прослеживается

над урбанизированными территориями, в первую очередь ночью (*Рисунок 4.6*). Также результаты моделирования показывают отрицательную аномалию вертикального градиента температуры между двумя нижними модельными уровнями для условно-естественных территорий вблизи города. Таким образом, влияние города увеличивает устойчивость атмосферы за его пределами. Это связано с приподнятыми тепловыми шлейфами, что наглядно демонстрируют примеры для выборки случаев ветром северной четверти на *Рисунок 4.6* (использована та же выборка, что и для *Рисунок 4.4* и *Рисунок 4.5*).

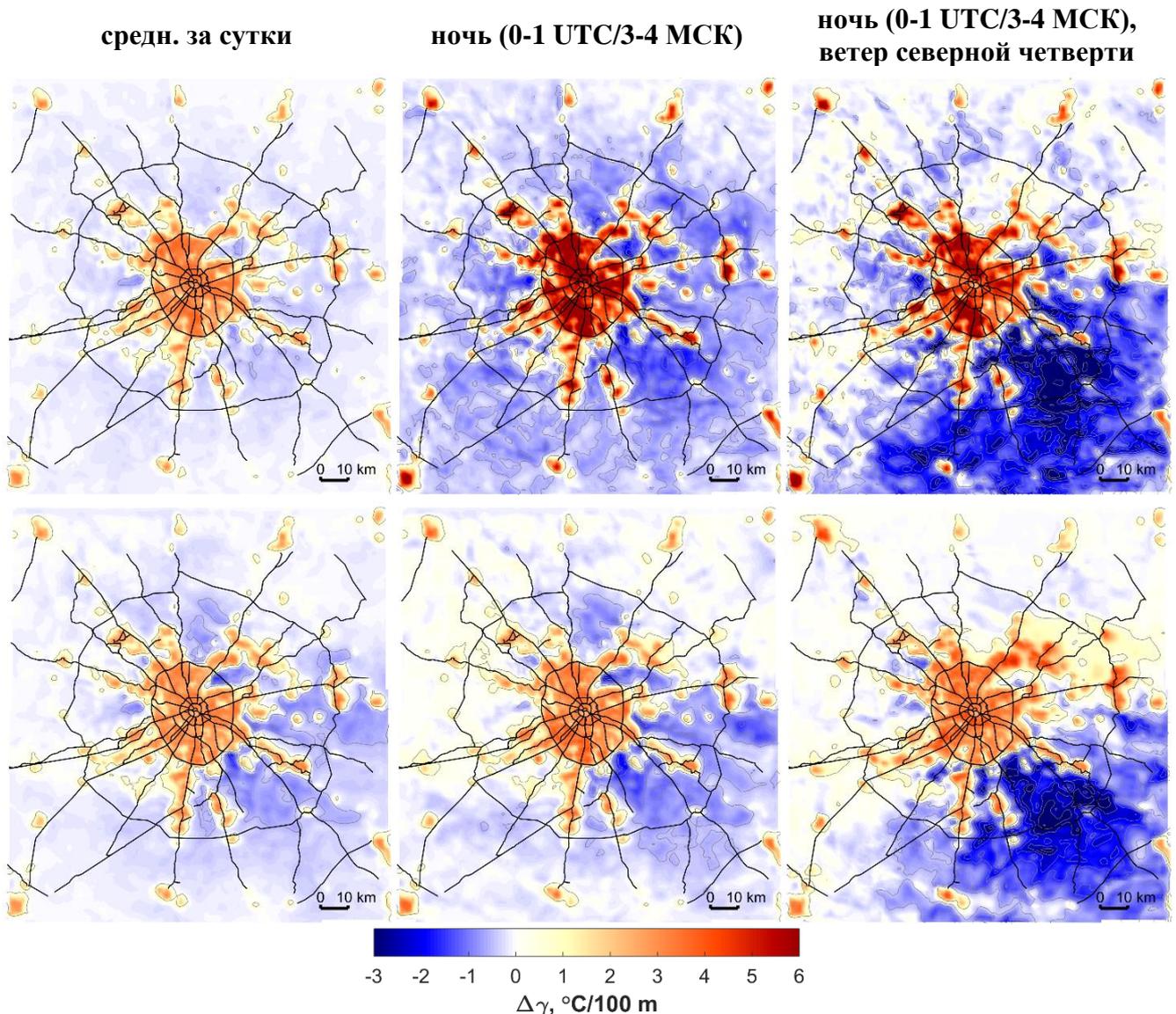


Рисунок 4.6 – Поле аномалии вертикального градиента температуры $\Delta\gamma$ ($^\circ\text{C}/100 \text{ m}$), рассчитанного между I и II модельными уровнями для среднесуточных значений (слева), средних ночных значений (1–2 UTC/3–4 МСК, по центру) и средних значений для выборки ночных случаев с ветром северной четверти (справа) для лета 2014 г.

(сверху) и зимы 2009/10 гг. (снизу). Проведены изолинии $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ и для значений менее $-0.5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ с шагом $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$

Зимой подобный эффект также хорошо прослеживается. Этот результат демонстрирует важность учета эффекта ОТ и зависимости его трехмерной структуры от направления ветра в задачах, где ключевое значение имеет стратификация атмосферы, например, в задачах распространения загрязнений.

4.1.4. Вертикальная структура городских аномалий влажности

Вертикальная структура городской аномалии удельной влажности и ее суточная изменчивость по данным моделирования имеет много общего с вертикальной структурой ОТ (*Рисунок 4.7*). В поле среднесуточных значений, рассчитанных за летний сезон 2014 г. (для выборки случаев с хорошо выраженным ОТ) прослеживается куполообразная отрицательная аномалия, т.е. эффект ОС, вертикальная протяженность которой составляет 200–250 м для центра города (в среднем за сутки). Днем она достигает максимума – ОС вытягивается вверх более чем на 1 км. Вечером аномалия также сохраняет значительную ($\approx 500\text{ м}$) вертикальную протяженность, при этом у земли ее абсолютные значения достигают максимума, что согласуется с данными наблюдений (см. Главу 1).

В ночные сроки, когда по данным наблюдений в поле приземной удельной влажности выражен эффект острова влажности, приземная аномалия удельной влажности по данным моделирования практически отсутствует. Приземного острова влажности не формируется, т.к. модель занижает влажность воздуха в городе (см. Главу 3). При этом слабый приподнятый остров влажности над городом диагностируется примерно на тех же высотах, что отрицательная аномалия температуры. На качественном уровне такие результаты согласуются с данными дистанционного зондирования [Горлач и др., 2017].

Результаты моделирования для зимнего сезона 2009/10 гг. свидетельствуют о формировании над городом приземной положительной аномалии удельной влажности (т.е. острова влажности) вертикальной протяженностью около 100 м, выраженной сильнее ночью (*Рисунок 4.8*).

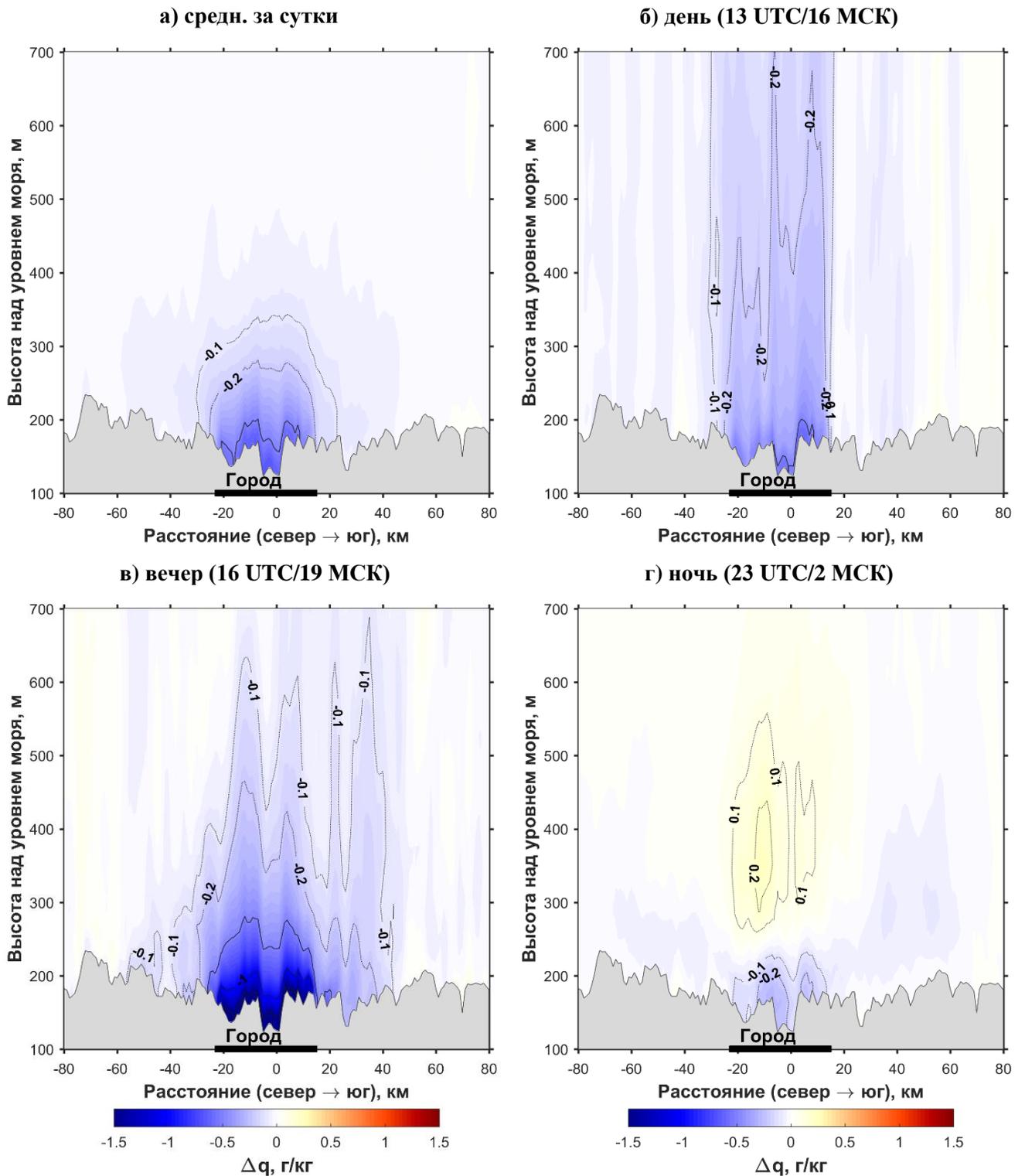


Рисунок 4.7 – Вертикальный разрез с севера на юг через центр Москвы городской аномалии удельной влажности Δq , построенный для среднесуточных (а), дневных (б), вечерних (в) и ночных (г) значений за лето 2014 г. (за выборку дней с интенсивным ОТ). Изолинии проведены с шагом 0.5 г/кг и дополнительно для значений ± 0.1 и ± 0.2 г/кг, нулевая изолиния не проведена. Остальные обозначения аналогичны **Рисунок 4.1**

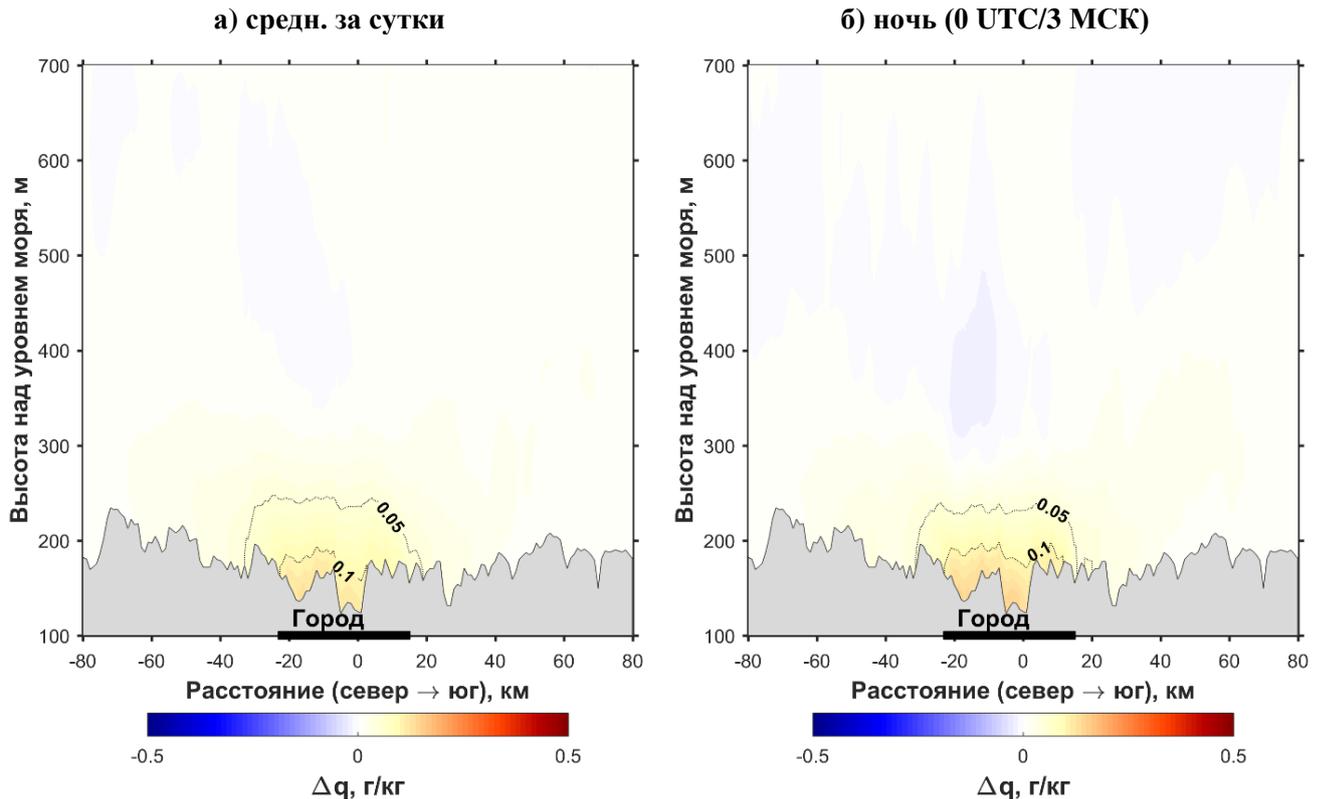


Рисунок 4.8 – Вертикальный разрез с севера на юг через центр Москвы городской аномалии удельной влажности Δq , построенный для среднесуточных (а) и ночных (б) значений за зиму 2009/10 гг. (за выборку дней с интенсивным ОТ). Изолинии проведены с шагом 0.1 г/кг и дополнительно для значений ± 0.05 г/кг, нулевая изолиния не проведена. Остальные обозначения аналогичны **Рисунок 4.1**

4.2. Влияние города на ветровой режим

4.2.1. Вертикальная структура городской аномалии скорости ветра

Искажение воздушных потоков застройкой давно известно и является характерной особенностью городского климата. Оно обусловлено, главным образом, двумя факторами. Во-первых, воздушный поток тормозится за счет большей шероховатости подстилающей поверхности. Известно много примеров снижения скорости ветра в городе по мере его роста и увеличения плотности и высоты застройки [Ландсберг, 1983], в том числе это отмечается для Москвы [Климат Москвы..., 1969; Мягков и др., 2007]. При этом в городе может увеличиваться порывистость ветра, также возможно усиление ветра на отдельных улицах [Мягков, 2006b; Оке, 1987; Климат Москвы..., 1969].

Во-вторых, ОТ способствует повышению неустойчивости стратификации атмосферы, развитию восходящих движений и конвергенции воздушного потока

над городом [Ландсберг, 1983; Мягков и др., 2007]. Возникающая при этом циркуляция называется городским бризом, который, с одной стороны, улучшает вентиляцию города, а с другой – способствует росту концентраций загрязняющих веществ в его центре.

Экспериментальное изучение городского бриза затруднено ввиду сложной структуры поля ветра в пределах застройки и наличия фонового воздушного потока над городом. Формирование циркуляций такого типа подтверждается данными наблюдений для единичных случаев [Ландсберг, 1983; Hidalgo et al., 2008; Wong, Dirks, 1978], а также идеализированными лабораторными и численными экспериментами [Kurbatskii, Kurbatskaya, 2016; Lu et al., 1997]. Однако оценки климатических характеристик городского бриза, насколько известно автору, в литературе отсутствуют. Отмечается лишь, что за счет этого эффекта в отдельные безветренные вечера и ночи в городе может наблюдаться большая скорость ветра, чем за его пределами [Ландсберг, 1983; Oke, 1987].

Разность скорости ветра над Москвой между численными экспериментами URB и noURB для летнего сезона 2014 г. (для дней с интенсивным ОТ) свидетельствует о снижении скорости ветра над городом (*Рисунок 4.9*). Ее среднесуточные значения сильнее всего уменьшаются высотах около 200 м над поверхностью. Днем эта аномалия проявляется слабо (небольшое замедление скорости ветра наблюдается лишь у поверхности), а сильнее всего выражена ночью. При этом вблизи поверхности вечером и ночью наблюдается, напротив, положительная аномалия скорости ветра величиной (до 1.5 м/с).

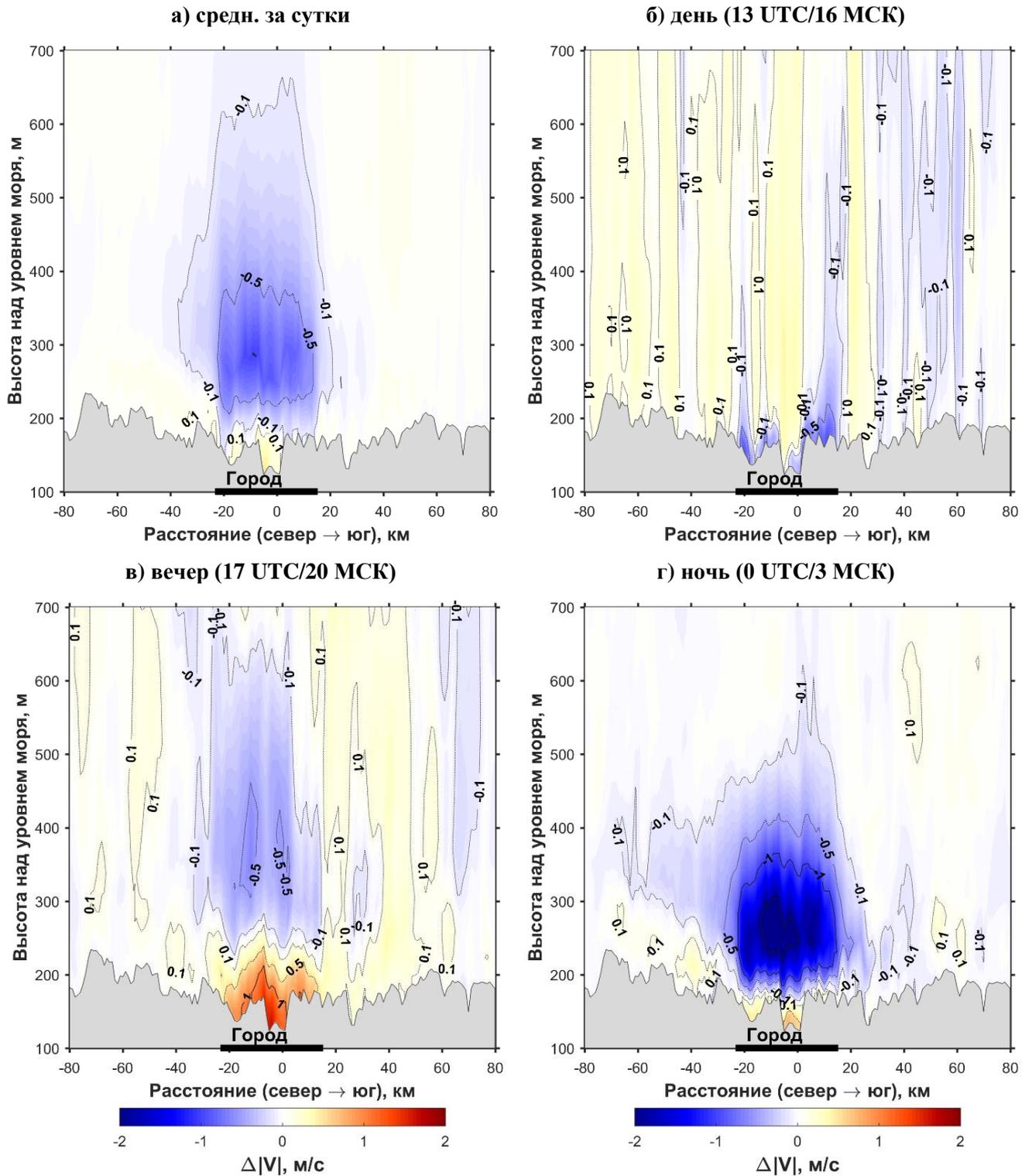


Рисунок 4.9 – Вертикальный разрез с севера на юг городской аномалии скорости ветра $\Delta|V|$ для ее среднесуточных (а), дневных (б), вечерних (в) и ночных (г) значений за лето 2014 г. (за выборку дней с интенсивным ОТ). Обозначения аналогичны **Рисунок 4.1**. Изолинии проведены с шагом 1 м/с, и дополнительно для значений ± 0.1 и ± 0.5 м/с, нулевая изолиния не проведена

В отличие от ОТ и городских аномалий влажности, аномалии ветрового режима в пограничном слое атмосферы над Московской агломерацией практически не изучены по данным наблюдений. Измерения вертикальных профилей скорости ветра ведутся в нескольких точках Москвы и Московской области с использованием ветровых профиломеров (содаров), однако единственным известным автору опытом использования этих данных для изучения влияния города на ветровой режим являются работы [Kallistratova et al., 2009; Kallistratova, Kouznetsov, 2012], в которых анализируются низкоуровневые струйные течения над Москвой и загородной местностью. На примере отдельных случаев в этих работах показано уменьшение скорости ветра в нижних 200 м над городом по сравнению с загородными условиями, также для города отмечается меньшая повторяемость и скорость низкоуровневых струйных течений. Эти выводы, по крайней мере, не противоречат результатам моделирования.

Чтобы понять, связана ли вечерняя приповерхностная положительная аномалия скорости ветра (*Рисунок 4.9в*) с эффектом городского бриза, рассмотрим аномалию радиальной (направленной к центру города) компоненты скорости ветра V_{rad} :

$$V_{rad} = -|V| \cdot \cos(D - D_c) \quad (4.2)$$

где $|V|$ - модуль скорости ветра в данном узле модельной сетки, D – направление ветра в данном узле, D_c – направление (азимут) на центр города (метеостанцию Балчуг) для данного узла. Для минимизации эффекта торможения набегающего потока городской застройкой, дополнительно рассмотрена выборка случаев со слабым фоновым ветром. К ней относились случаи со средней по области моделирования скорости ветра в нижних 150 м менее 3 м/с за дни с интенсивным ОТ (для каждого часа суток за лето 2014 г. и зиму 2010 г. выбрано от 7 до 30 таких случаев).

Зависимость средних по территории Московской агломерации¹ значений аномалии скорости ветра и ее радиальной компоненты от высоты и времени суток

¹ В среднем по области размером 50 км с севера на юг и 40 км с запада на восток

(*Рисунок 4.10*) показывает, что наблюдаемой вечером положительной аномалии скорости соответствует положительная аномалия его радиальной компоненты. Для выборки случаев со слабой скоростью фонового ветра эти аномалии проявляется ярче и имеют бóльшую вертикальную мощность. Также для данной выборки хорошо прослеживается отрицательная аномалия радиальной компоненты скорости ветра на высотах более 1.5 км, соответствующая антибризу.

Суточная и вертикальная изменчивость аномалии скорости ветра для зимних дней с хорошо выраженным ОТ по данным моделирования за зиму 2009/10 гг. с целом похожа на ночную летнюю картину (*Рисунок 4.11*). В течение всего времени суток урбанистическое влияние уменьшает скорость ветра над городом и увеличивает ее вблизи поверхности. Усиление радиальной компоненты скорости ветра вблизи поверхности также наблюдается в течение всех суток и выражено сильнее для дней со слабым фоновым ветром. Область усиления дивергенции при этом возникает ниже, на высотах 300–800 м. Примечательно, что если летом аномалия радиальной компоненты скорости ветра максимальна вечером, то зимой также проявляется второй – утренний максимум. Это может быть связано, в том числе, с задаваемыми в модели утренним и вечерним максимумами антропогенного потока тепла.

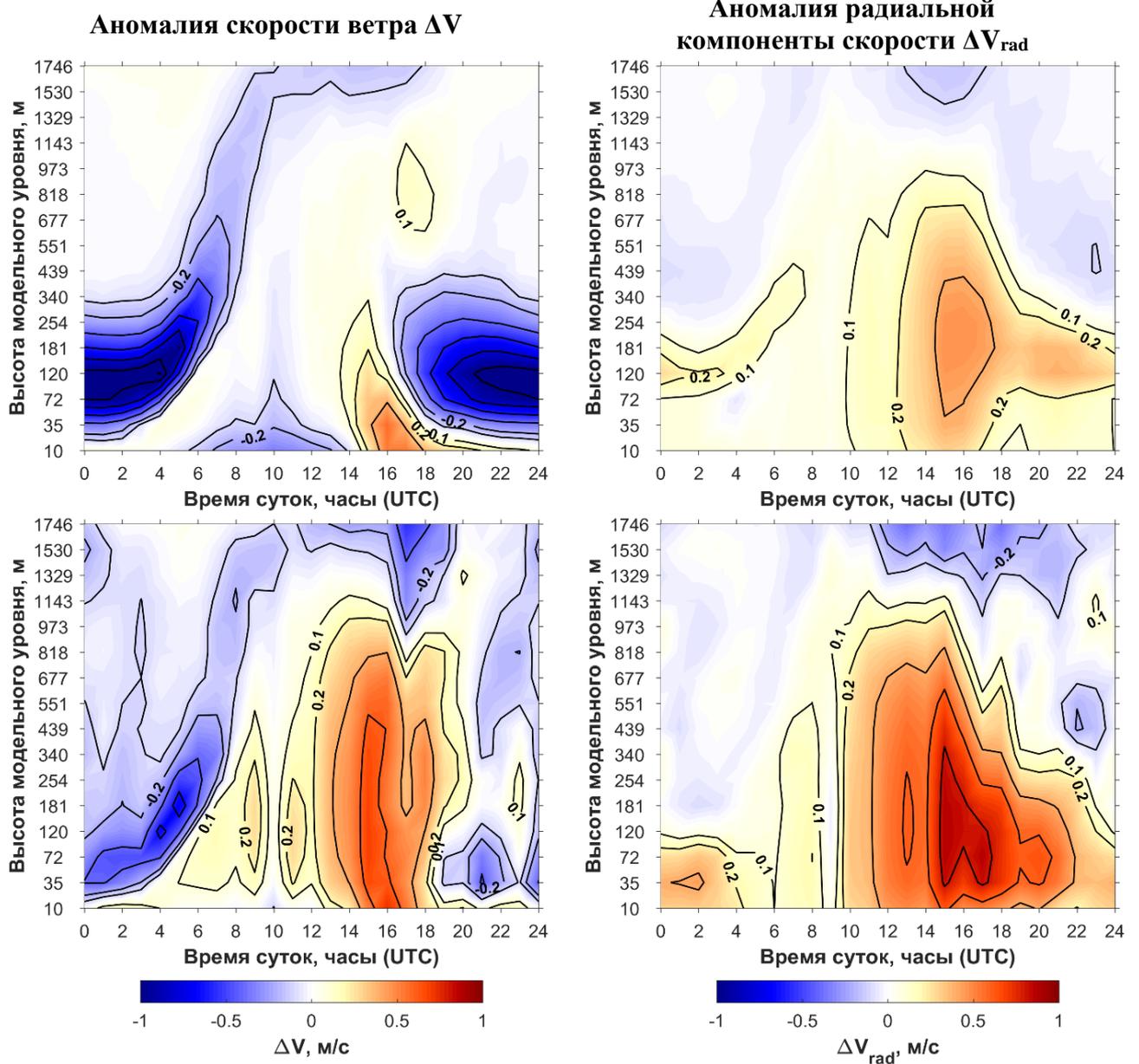


Рисунок 4.10 – Диаграммы, характеризующие суточную и вертикальную изменчивость городской аномалии скорости ветра ΔV (слева) и ее радиальной компоненты ΔV_{rad} (справа), осредненных в пределах прямоугольника 50x40 км вокруг Москвы в среднем для дней с интенсивным ОТ (сверху) и в среднем по выборке случаев со слабым фоновым ветром (снизу) за лето 2014 г. Изолинии проведены с шагом 0.2 м/с и дополнительно для ± 0.1 м/с, нулевая изолиния не проведена

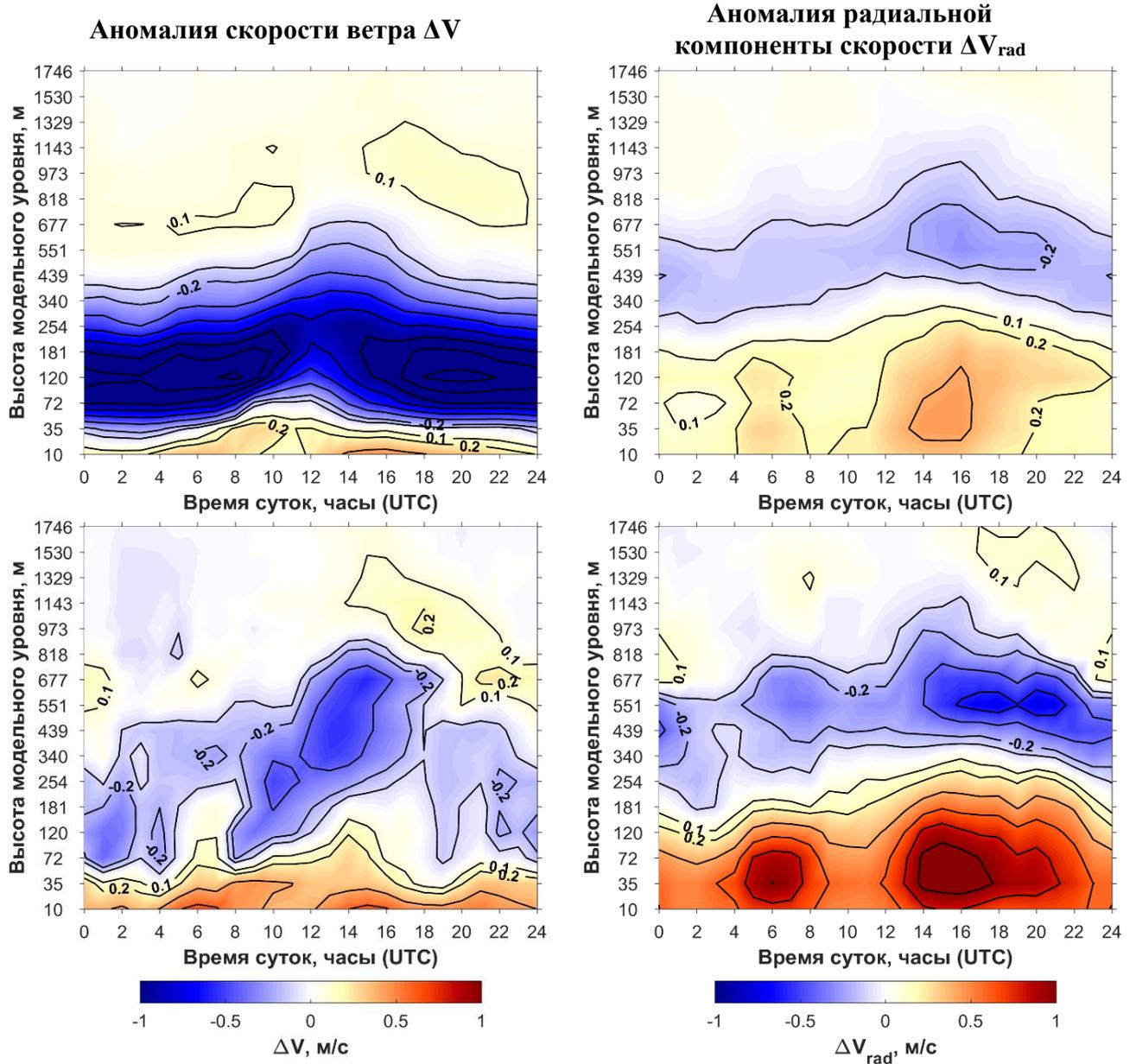


Рисунок 4.11 – Аналогично Рисунок 4.10, но для зимы 2009/10 гг.

4.2.2. Пространственные особенности городского бриза

Для анализа пространственной структуры атмосферных циркуляций, обусловленных влиянием города, рассмотрим векторное поле аномалии ветра (векторную разность между экспериментами URB и noURB) в среднем по выборки случаев со слабым фоновым ветром (Рисунок 4.12). Вечером (15–16 UTC/ 18–19 МСК) влияние города увеличивает сходимость воздушных потоков к его центру вблизи поверхности. Величина аномалии циркуляции соизмерима со скоростью фонового ветра и локально его превосходит. В результате, ветер усиливается с наветренной стороны города, а на подветренной ослабляется и

меняет направление на противоположное. Такая картина в целом похожа на теоретические представления о городском бризе. На высотах более 1 км происходит усиление дивергенции ветра – проявляется антибриз. При этом его скорость меньше скорости приповерхностного бриза и многократно уступает скорости фонового потока, а пространственная структура на отдельно взятом уровне характеризуется существенной неоднородностью и асимметричностью. Это связано, видимо, с тем, что зона дивергенции охватывает значительно бóльшую вертикальную толщу и в бóльшей степени подвержена влиянию фонового набегающего потока.

Для ночных сроков, когда интенсивность ОТ максимальна, можно ожидать формирования схожей циркуляции. Однако для соответствующей выборки случаев с низкой скоростью фонового ветра наблюдается иная картина. У поверхности, на 2-м модельном уровне (35 м) аномалия ветра ярко асимметрична: радиальная компонента скорости усиливается на юге и востоке города, а на севере – ослабляется. На 4-м уровне (120 м) аномалия проявляется, главным образом, в усилении циклонической завихренности вокруг города. Выше абсолютные значения аномалии стремительно убывают, усиление дивергенции потока крайне слабо.

Асимметрию ночной аномалии ветра на нижних модельных уровнях можно частично объяснить эффектом торможения фонового потока (как показано выше, ночью оно проявлено ярче). Поскольку в среднем по рассматриваемой выборке преобладает северо-западный ветер, то эффект торможения выражен как аномалия ветра юго-восточного направления, что соответствует результатам моделирования. Однако, на юго-восточной окраине города модуль аномалии ветра на 2-м и 4-м уровнях превышает скорость фонового потока, т.е. его направление меняется на противоположное, что нельзя объяснить одним только эффектом торможения.

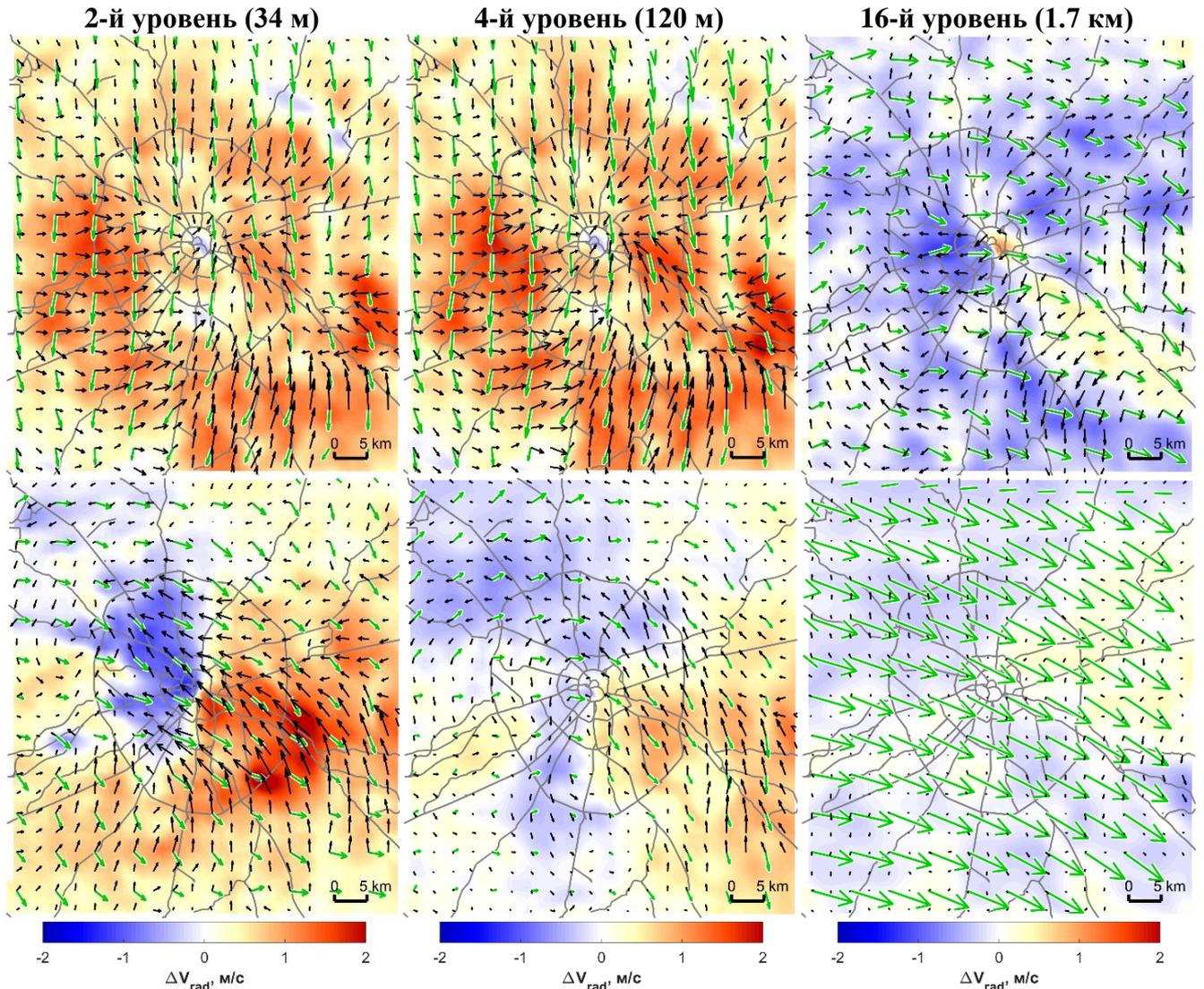


Рисунок 4.12 – Векторное поле городской аномалии ветра (черные стрелки) и аномалия его радиальной компоненты $\Delta V_{rad}'$ (цветной фон) в среднем для выборок вечерних (15–16 UTC/18–19 МСК, сверху) и ночных (0–1 UTC/3–4 МСК, снизу) сроков со слабым фоновым ветром за лето 2014 г. (за дни с интенсивным ОТ) на 2, 4 и 16 модельных уровнях. Зелеными стрелками показаны скорость и направление ветра по данным эксперимента по URB. Масштаб черных и зеленых стрелок одинаковый

Для выборки зимних случаев с интенсивным ОТ и слабым фоновым ветром бризовая и антибризовая циркуляции также ярко выражены (**Рисунок 4.13**) и проявляются в течение всего времени суток. Для них прослеживается асимметрия отклика радиальной компоненты скорости ветра на фоне усиления циклонической завихренности вокруг города. Асимметрия выражена по-разному в зависимости от вертикального уровня и времени суток, однако наиболее стабильно она проявляется для юго-восточной части города. В данном случае это уже нельзя объяснить тривиальным торможением фонового потока, имеющего в среднем по рассматриваемой выборке случаев южное направление.

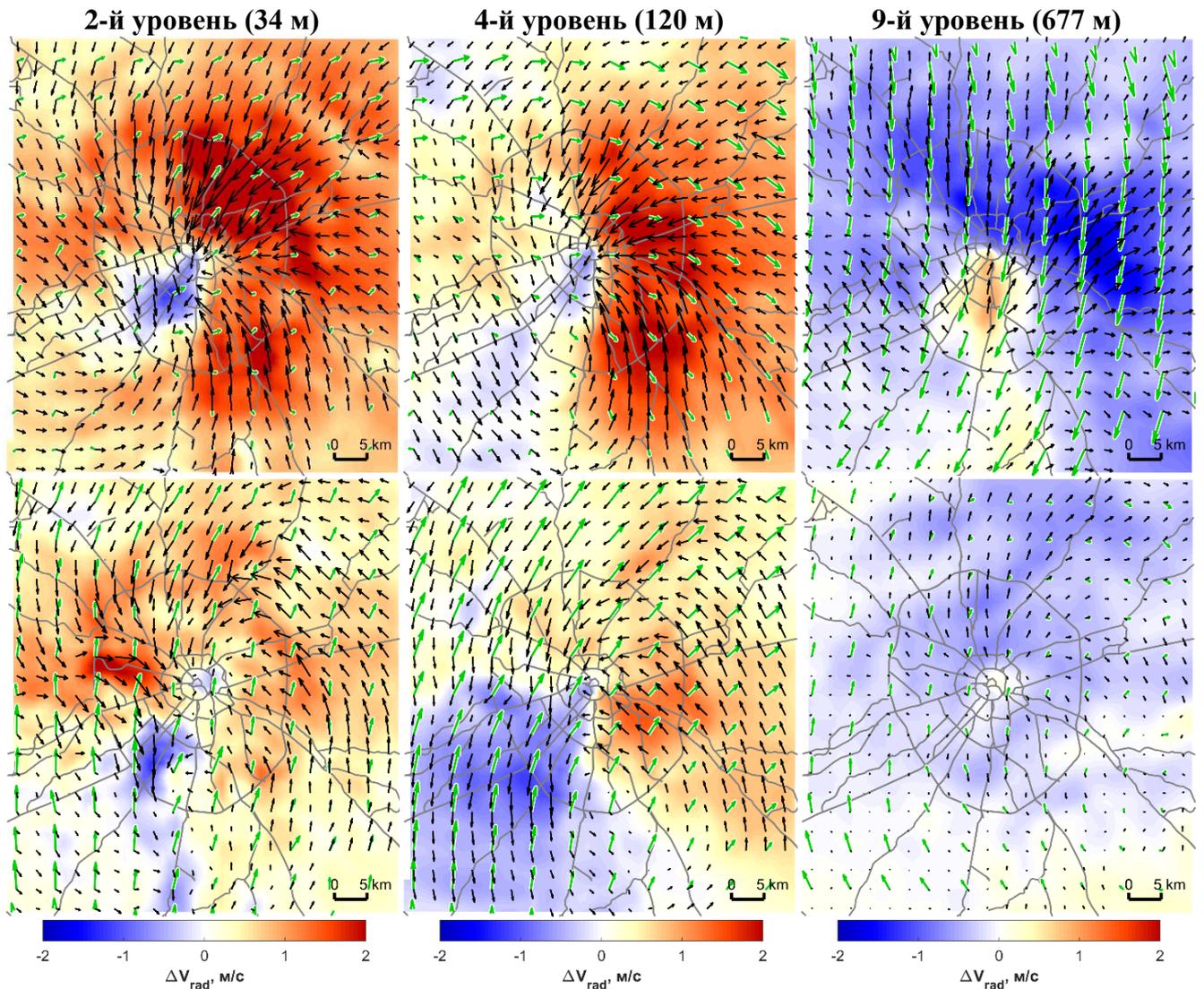


Рисунок 4.13 – Векторное поле городской аномалии ветра и аномалия его радиальной компоненты ΔV_{rad} в среднем для выборок вечерних (15–16 UTC/18–19 МСК, сверху) и ночных (0–1 UTC/3–4 МСК, снизу) сроков со слабым фоновым ветом за зиму 2009/10 г. (за дни с интенсивным ОТ) на 2, 4 и 9 модельных уровнях. Обозначения идентичны **Рисунок 4.12**.

Городские аномалии циркуляции, осредненные по большим выборкам случаев (за все дни с интенсивным ОТ вне зависимости от скорости ветра), выражены слабее по сравнению с рассмотренными ранее, но имеют схожую пространственную структуру (**Рисунок 4.14**). Для ночных сроков за лето 2014 г. усиление циклонической завихренности и максимальное увеличение радиальной компоненты ветра наблюдаются на юго-востоке города в условиях преобладающего по данной выборке юго-западного ветра.

Пространственная структура вечерней аномалии также похожа на рассмотренную ранее, с поправкой на смещение области конвергенции в северо-

восточную часть города. Результаты расчетов для лета 2015 г. показывают похожие результаты в условиях значительно большей, в среднем, скорости фонового потока. Ночное усиление радиальной компоненты ветра на юго-востоке города выражено по данным за 2015 г. ярче, однако наблюдается на фоне преобладающего северо-западного ветра, что позволяет объяснить его торможением фонового потока. Зимой 2009/10 гг. похожая аномалия проявляется на фоне преобладающего ветра южных и юго-восточных румбов.

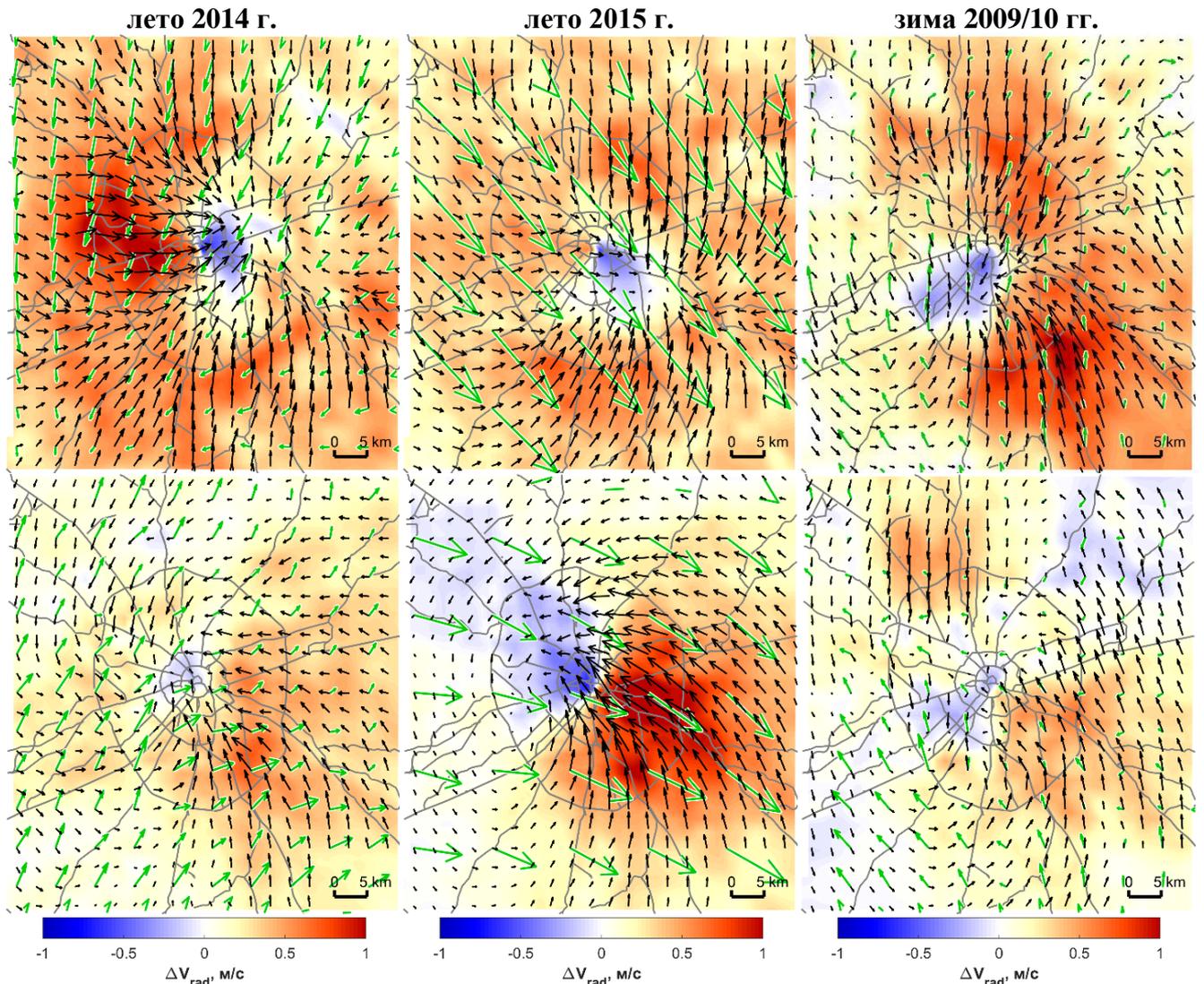


Рисунок 4.14 – Векторное поле городской аномалии ветра и аномалия его радиальной компоненты $\Delta V_{rad}'$ в среднем для выборок вечерних (15–16 UTC/18–19 МСК, сверху) и ночных (0–1 UTC/3–4 МСК, снизу) сроков со слабым фоновым ветром за лето 2014 и 2015 гг. и зиму 2009/10 гг. (за дни с интенсивным ОТ) на 4-м модельном уровне. Обозначения идентичны **Рисунок 4.12**

Все это показывает, что идентифицируемые по данным моделирования городские аномалии ветрового режима характерны не только для отдельных случаев, а являются характерной мезоклиматической особенностью Московской агломерации. Особенно интересно усиление радиальной компоненты ветра на юго-востоке города. Механизмы данного эффекта не до конца понятны и требуют более детального исследования, однако сам по себе он представляется весьма важным, т.к. может способствовать конвергенции загрязняющих выбросов от расположенных на юго-востоке города промышленных предприятий (например, Московского нефтеперерабатывающего завода).

4.3. Влияние города на облачность и осадки

Режим осадков и тесно связанный с ним режим облачности являются важными характеристиками климата, для которых также отмечается чувствительность к урбанистическому влиянию. Важно пояснить, что обычно в метеорологии суммы осадков или их интенсивность, а также параметры облачности рассматриваются как двумерные приповерхностные характеристики. Однако они отражают особенности режима атмосферных процессов, имеющих значительную вертикальную протяженность и сложную трехмерную динамику – конвекции, фазовых переходов влаги и пр. Поэтому городские аномалии облачности и осадков рассматриваются в данной главе.

Влияние городов на режим осадков активно изучается в рамках городской климатологии. Отмечается, что бóльшая плавучесть теплого городского воздуха и конвергенция ветра интенсифицируют конвекцию, что увеличивает количество осадков в городе, а также с его подветренной стороны за счет сдвига конвективных систем по потоку [Bornstein, Lin, 2000; Dixon, Mote, 2003; Han et al., 2014; Mote et al., 2007; Shepherd, 2006; Zhu et al., 2017]. Дополнительно развитию влажной конвекции способствует загрязненность городского воздуха аэрозольными частицами, выступающими в роли ядер конденсации [Han et al., 2012; Han et al., 2014]. Однако есть и примеры уменьшения сумм осадков вследствие городского влияния [Lin et al., 2009; Trusilova et al., 2008] в том числе из-за меньшей влажности

воздуха в его пределах. В целом большинство исследователей сходятся во мнении, что влияние городов на осадки и конвективные процессы является сложным и зависящим от множества локальных факторов, что и объясняет противоречивость результатов.

Для Москвы в литературе также приводятся противоречивые оценки. Существенное увеличение сумм осадков в городе (летом на 15 %, зимой на 60 %) отмечается в [Климат Москвы..., 1969] по данным измерений плотной сети метеостанций, существовавших в городе и его окрестностях в 1950–1960-х гг. Но оценки по данным современной сети метеостанций существенно отличаются. В работе [Матвеев, 2007] показано увеличение сумм зимних осадков на 10 % и отсутствие выраженного влияния на летние осадки. В [Стулов, 1993] по данным такого же набора станций отмечается увеличение в городе зимних сумм осадков примерно на 20 %, а летних сумм осадков – на 7 %. Важно отметить, что последняя оценка подкреплена анализом радиолокационных данных, подтверждающих гипотезу о развитии или интенсификации над городом конвективных систем и их смещением по потоку.

Различия в существующих оценках могут быть связаны с недостаточной плотностью современной метеорологической сети Московского региона для устойчивой идентификации подобных аномалий, а также высокой пестротой поля летних сумм осадков. Появление новых измерительных систем не решает этой проблемы: на АСКЗА осадки не измеряются, а ряды измерений АМС имеют малую продолжительность и содержат много пропусков, заполнение которых крайне затруднительно. Облачность на АСКЗА и АМС также не измеряется.

Новые возможности для исследования влияние города на осадки и облачность открывает детализированное моделирование и методика сравнения результатов модельных расчетов с включенным и выключенным урбанистическим воздействием. После использования такого подхода для анализа городских аномалий температуры, влажности и ветра, представляется логичным применить его для осадков и облачности.

4.3.1. Аномалии сумм осадков летнего сезона

Поле урбанистической аномалии сумм осадков (разности значений между экспериментами URB и noURB) для одного летнего сезона характеризуется ярко выраженной пятнистостью. На примере лета 2014 г. (**Рисунок 4.15а**) хорошо видно хаотичное чередование областей положительных и отрицательных аномалий. Такая картина связана с конвективной, то есть в значительной степени стохастической природой летних ливневых осадков, которые вносят значительный вклад в их сезонные суммы. Вследствие малых возмущений, возникающих в модели, области выпадения ливневых осадков немного сдвигаются, что и обуславливает пятнистость.

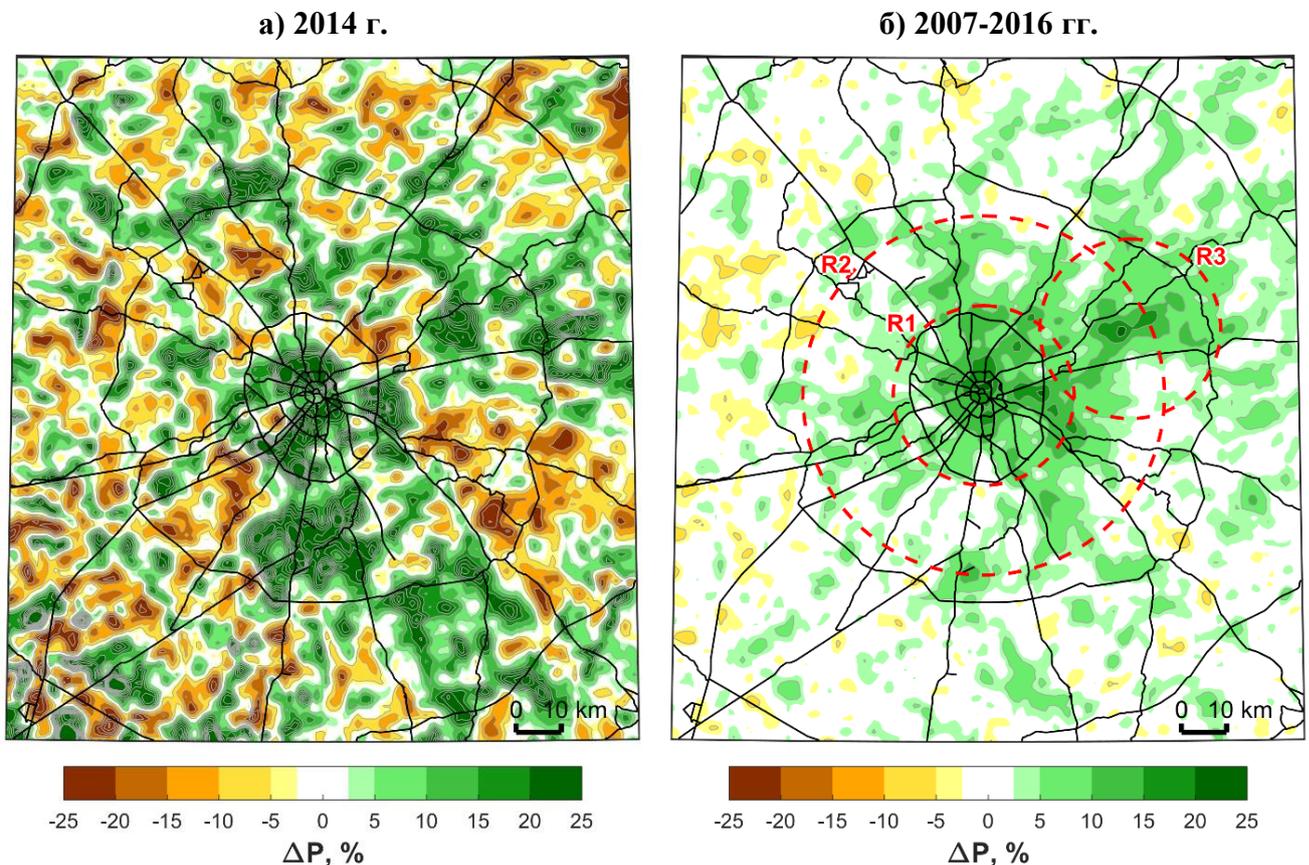


Рисунок 4.15 – Относительная аномалия летней суммы осадков ΔP , создаваемая урбанистическим влиянием, для 2014 г. (а) и в среднем за 2007–2016 гг. (б). Процентное отношение характеризует разность значений между численными экспериментами URB и noURB относительно значений по данным эксперимента noURB. На (б) красным пунктиром показаны области R1–R3, используемые для анализа

Для средней суммы летних осадков за 10 лет (**Рисунок 4.15б**) пятнистость поля уменьшается, положительная аномалия характерна для города и для области к востоку от него, т.е. с его подветренной стороны для преобладающего западного

переноса. В среднем по модельному домену D3 (область R0) сумма осадков увеличивается незначительно (примерно на 1.5 %). В пределах 20 км от центра города (область R1 на *Рисунок 4.15б*) аномалия выражена ярче и составляет в среднем 10 % с максимумами до 25 %, что согласуется с [Климат Москвы..., 1969]. В пределах расстояния 20–40 км от центра (область R2) сумма осадков увеличивается в среднем на 4 %, для области R3 на северо-западе от города – в среднем на 7 % с максимумами до 25 %. Значимость аномалии подтверждается тем, что несмотря на пятнистость ее поля для отдельных летних сезонов, для всех из них суммы осадков в среднем по перечисленным областям увеличиваются (*Рисунок 4.16*).

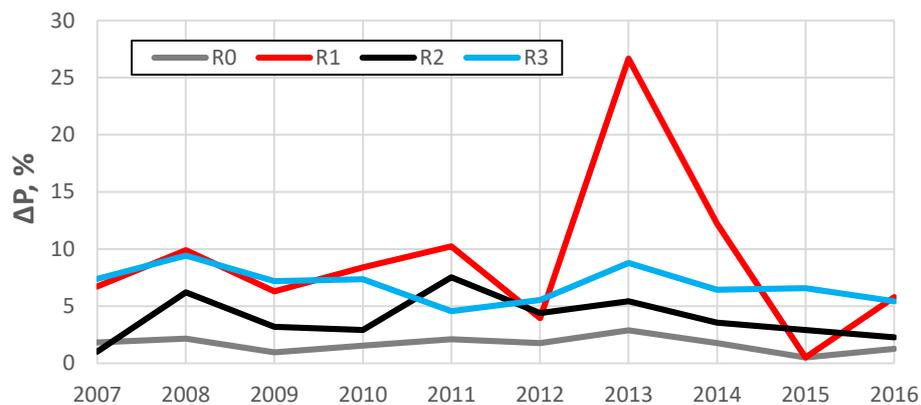


Рисунок 4.16 – Динамика относительной аномалии летней суммы осадков ΔP за 2007–2016 гг. в среднем для областей R0–R3 (см. текст и *Рисунок 4.15б*). Процентное отношение определено аналогично *Рисунок 4.15*

Городская аномалия летних сумм осадков имеет ярко выраженную суточную динамику (*Рисунок 4.17а*). В процентном отношении сильнее всего усиливаются осадки в первой половине дня (6–9 UTC/9–12 МСК) и вечером (16–19 UTC/19–22 МСК). Непосредственно над городом (область R1) вечерний максимум аномалии растянут до 22 UTC/1 МСК. Такая динамика не совпадает с суточным ходом осадков. По данным моделирования он имеет ярко выраженный максимум днем, в 12–14 UTC/15–17 МСК, что хорошо согласуется с классическими климатологическими представлениями [Хромов, Петросянец, 2006]. Суточный ход абсолютных значений аномалии проще и в целом похож на суточный ход осадков (*Рисунок 4.17б*). При этом он более растянут, а максимум также приходится на вечер (16–18 UTC/19–21 МСК).

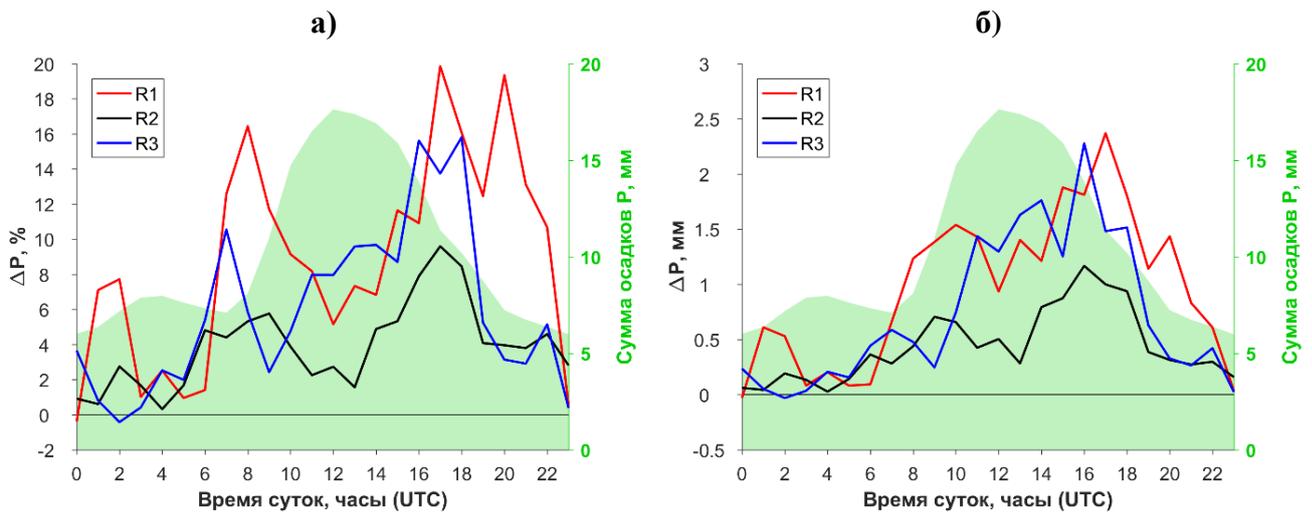


Рисунок 4.17 – Суточный ход относительной (а) и абсолютной (б) аномалий часовых сумм осадков летнего периода для областей R1–R3 2007–2016 гг. (по левой вертикальной оси). Зеленой заливкой показан суточный ход часовых сумм осадков в среднем по области R0 (по правой оси). Процентное отношение для (а) определено аналогично **Рисунок 4.15**

4.3.2. Аномалии облачности летнего сезона

Особенности суточного хода аномалии осадков хорошо согласуются с гипотезой о городской интенсификации конвективных процессов. Соответственно, балл облачности в таком случае также должен увеличиваться. Данные моделирования свидетельствуют, на первый взгляд, об обратном: влияние города значительно уменьшает среднесуточные значения балла нижней и общей облачности (**Рисунок 4.18**). Однако суточная динамика аномалий облачности (**Рисунок 4.19**) показывает, что это получается в результате сложения разнонаправленных дневных и ночных аномалий.

В перспективе данный вопрос требует детальной проверки с привлечением данных о влагосодержании облаков и высоте их нижней границы. Также детальное исследование необходимо для понимания природы ярко выраженной ночной положительной аномалии облачности среднего и верхнего яруса (**Рисунок 4.20**), наблюдающейся одновременно с отрицательной аномалией нижней облачности и частично ее компенсирующей.

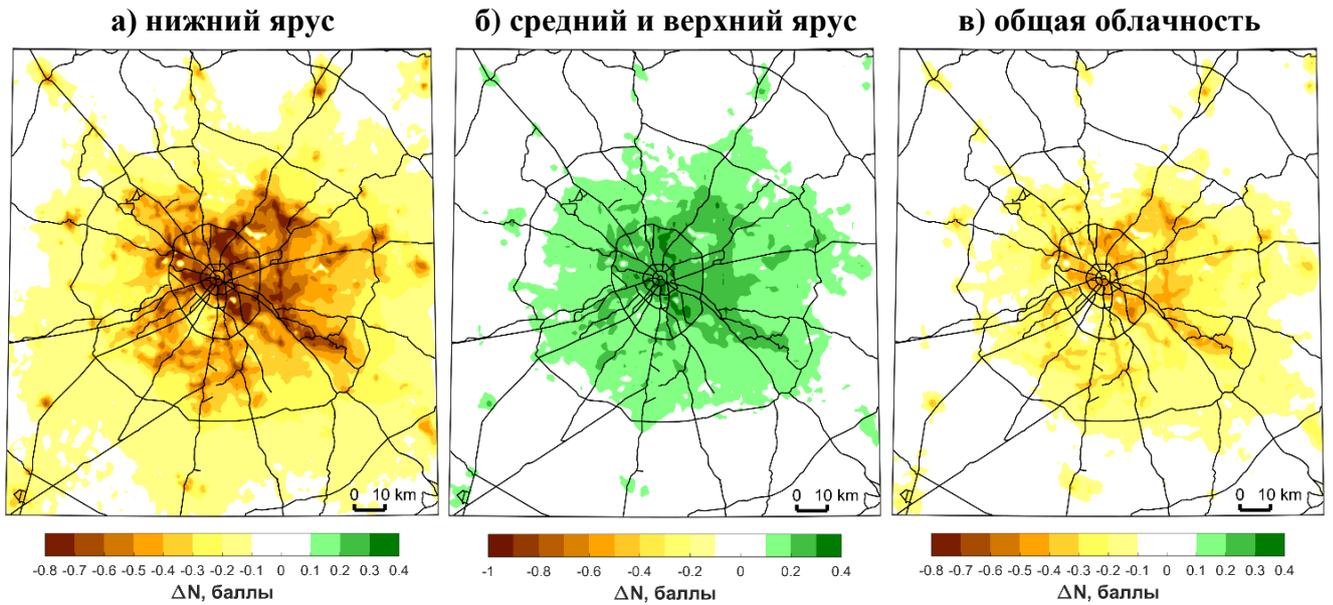


Рисунок 4.18 – Аномалия среднесуточного балла облачности нижнего яруса (а), суммарной облачности среднего и верхнего яруса (б) и общей облачности (в) в среднем за летние сезоны 2007–2016 гг.

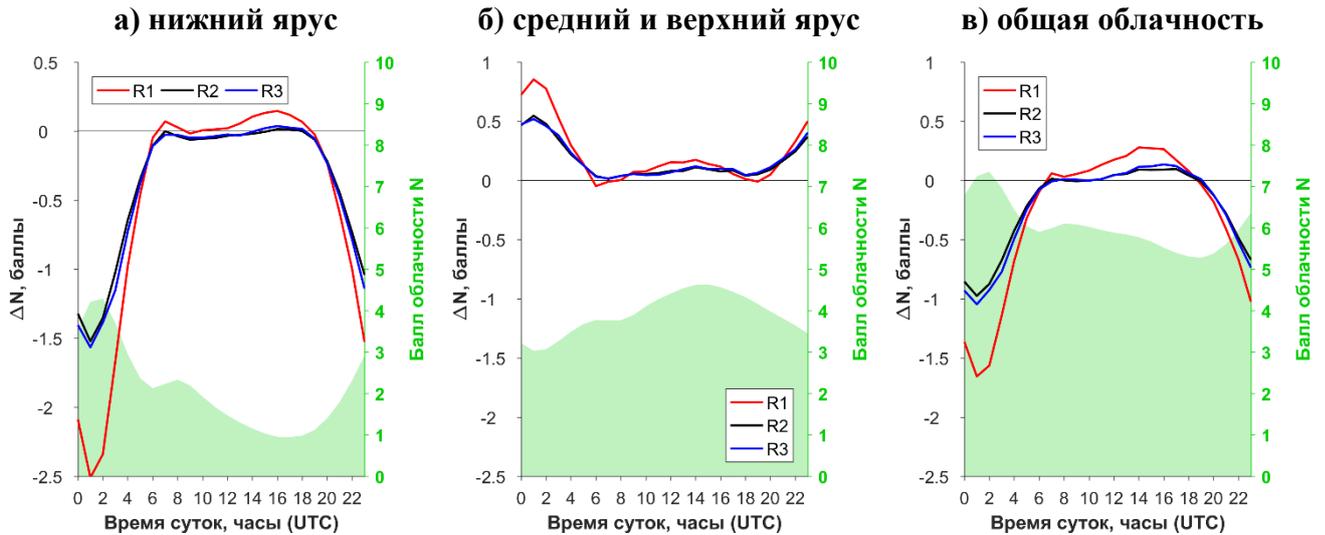


Рисунок 4.19 – Суточный ход аномалий облачности нижнего яруса (а), суммарно облачности среднего и верхнего яруса (б) и общей облачности (в) трех областей R1–R3 (по левой вертикальной оси) в среднем за летние сезоны 2007–2016 гг. Зеленой заливкой показан суточный ход облачности соответствующих ярусов в среднем по области R0 (по правой оси)

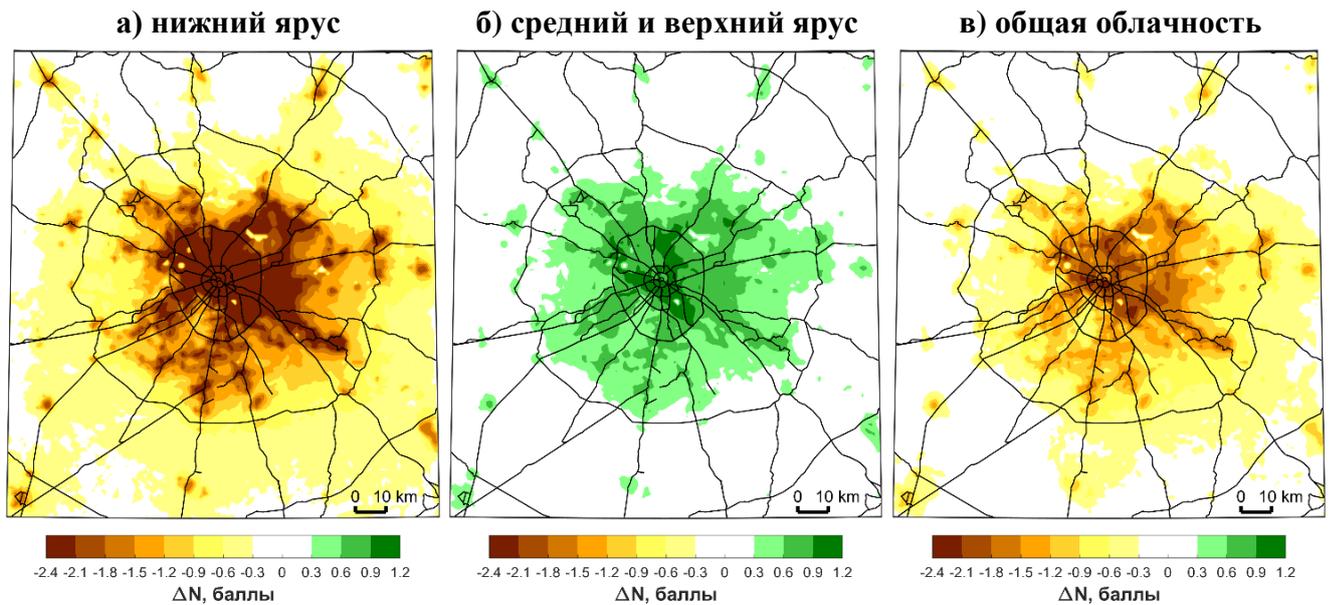


Рисунок 4.20 – Аномалия ΔN среднего ночного (за 0–2 UTC/3–5 МСК) балла облачности нижнего яруса (а), суммарной облачности среднего и верхнего яруса (б) и общей облачности (в) в среднем за летние сезоны 2007–2016 гг.

Днем и вечером аномалия облачности всех ярусов положительна, причем максимум аномалии общей облачности достигается в вечерние часы (15–17 UTC/18–20 МСК). Аномалия нижней облачности локализована в пределах города и ярче выражена в вечерние часы. Аномалия облачности среднего и верхнего ярусов выражена и днем, и вечером, но в последнем случае сильнее сдвинута на восток от города – на подветренную сторону (**Рисунок 4.21**).

В результате, в среднем по области R1 балл общей облачности днем и вечером увеличивается на 0.2 балла с максимумами до 0.4 баллов. Амплитуда и пространственная структура данной аномалии хорошо согласуются со спутниковыми данными [Romanov, 1999], свидетельствующим об увеличении летней дневной облачности над центром города на 0.5–0.6 балла. Некоторое занижение моделью такой оценки можно объяснить отсутствием учета аэрозольных эффектов.

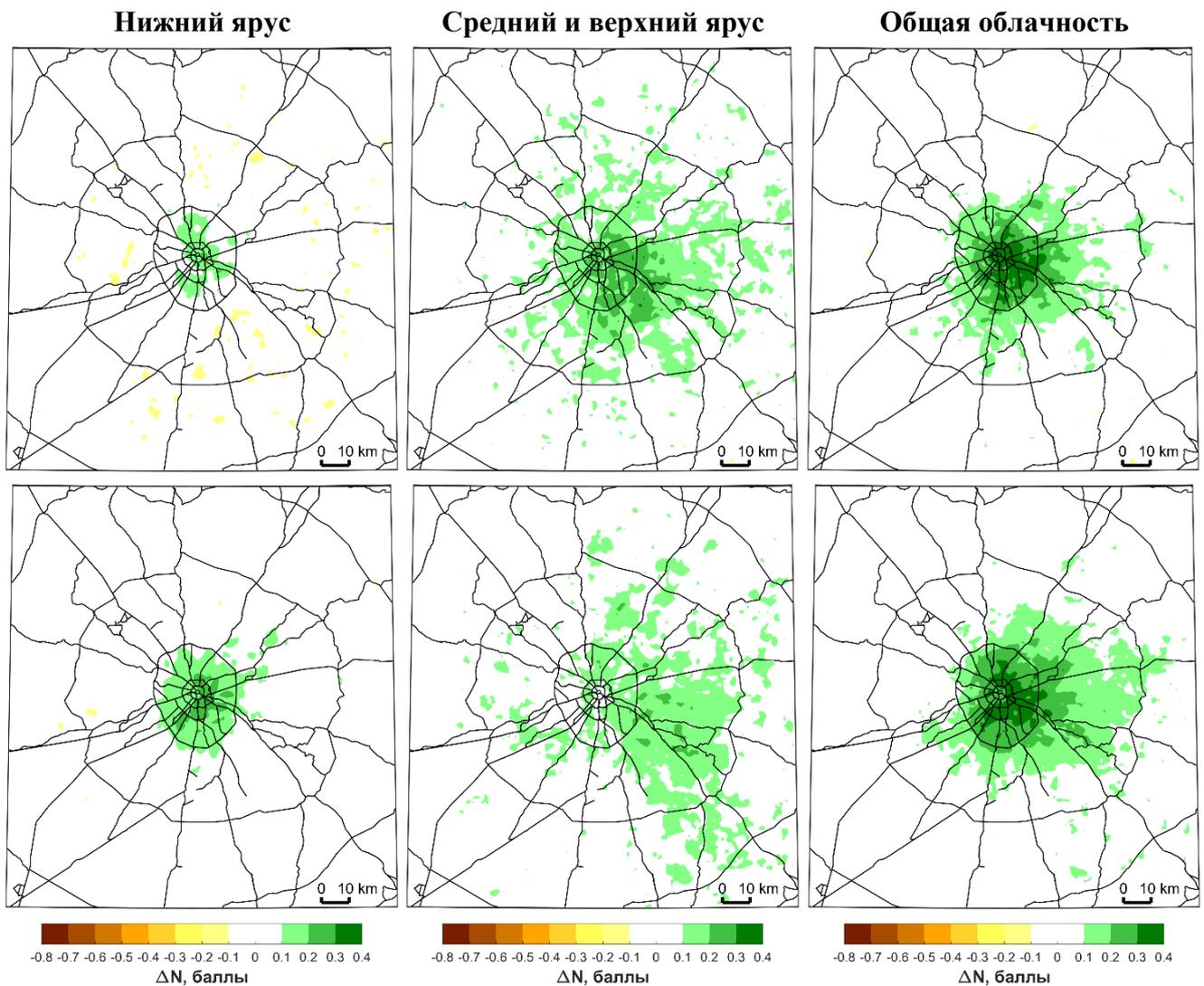


Рисунок 4.21. Аномалия среднего дневного (12–14 UTC/15–17 МСК, сверху) и вечернего (15–17 UTC/18–20 МСК, снизу) балла облачности ΔN нижнего яруса (слева), суммарной облачности среднего и верхнего яруса (по середине) и общей облачности (справа) в среднем за летние сезоны 2007–2016 гг.

4.3.3. Аномалии сумм осадков и облачности зимнего сезона

Отклик модельного режима осадков и облачности на урбанистическое влияние для зимнего сезона отличается от летнего. В среднем по данным расчетов за три зимних сезона (2009/10, 2013/14 и 2014/15 гг.) область увеличения сумм осадков сдвинута на восточную окраину города, максимальные значения аномалии которой не превышают 10 %. Это значительно меньше по сравнению с оценкой из [Климат Москвы..., 1969] (50 %) и более умеренными оценками по [Матвеев, 2007] (10–12 %). Тем не менее, городская аномалия сумм зимних осадков диагностируется на фоне слабой загородной изменчивости отклика, что подтверждает ее значимость. Ее суточный ход зимой не выражен.

Также суточный ход не выражен для зимней аномалии облачности. По основным закономерностям и порядку значений она похожа на отклик ночной облачности для лета: облачность нижнего яруса уменьшается, а среднего и верхнего яруса – увеличивается. Понимание причин такой динамики, как и для лета, требует дополнительных исследований.

Выводы к главе 4

Результаты моделирования показывают, что городские мезоклиматические аномалии температуры, влажности и ветрового режима простираются на сотни метров вверх и на десятки километров за пределы Московской агломерации и характеризуются сложной пространственно-временной изменчивостью. Они могут оказывать существенное влияние на условия стратификации атмосферы и дивергенции/конвергенции воздушных потоков, что важно учитывать в задачах моделирования переноса загрязняющих примесей. Также, несмотря на отсутствие учета городских особенностей состава атмосферы, модель воспроизводит положительные городские аномалии облачности и сезонных сумм осадков. Все это показывает, что влияние крупного города на метеорологический режим простирается существенно выше приземного слоя атмосферы и должно учитываться в широком спектре прикладных и научных задач.

Глава 5.

Отклик городского климата на гипотетические сценарии развития Московской агломерации

5.1. Актуальность задачи анализа отклика климата на урбанистические изменения и методы ее решения

Существование ярко выраженных урбанистических аномалий метеорологического режима Московской агломерации неизбежно порождает вопрос о том, как они изменятся в условиях дальнейшего развития города и изменений климата. Актуальность данного вопроса обусловлена возможностью как смягчения, так и усиления негативных последствий ожидаемых климатических изменений за счет реализации различных модификаций застройки, планировки и инфраструктуры городов [Houet et al., 2016].

Для Москвы дополнительную значимость подобных вопросам придает наблюдаемая тенденция интенсификации ОТ (см. Главу 1), а также масштабные градостроительные проекты, реализация которых начата в настоящее время. К таким проектам относятся планы развития территории «Новой Москвы», расположенной на юго-западе от города и административно присоединенной к нему в 2011 г., и принятая Правительством Москвы программа реновации, согласно которой планируется снести более 5000 пятиэтажных жилых домов и построить на их месте как минимум вдвое более высокие [Реализация Программы реновации, 2017]. Оценка эффектов от реализации этих планов на климат города представляется важной и интересной задачей.

Современные технологии моделирования атмосферных и климатических процессов позволяют изучать отклик метеорологического режима на изменение городской застройки и планировки на различных пространственных масштабах – от отдельных дворов и улиц (микромасштаб) до континентов и планеты в целом (макромасштаб). Например, в [Georgescu et al., 2014] отклик режима температуры и осадков на рост площади городов или внедрение «белых» (с повышенным альбедо) и «зеленых» (с растительным покровом) крыш анализируется по данным

регионального климатического моделирования для всей территории США. На планетарном масштабе влияние урбанизации на изменения климата анализируется с использованием моделей общей циркуляции атмосферы [McCarthy et al., 2010; Oleson et al., 2010]. Примерами изучения отклика микроклимата на локальные изменения застройки на масштабах отдельных городских каньонов или групп зданий являются работы [Мягков, 2013; Georgakis et al., 2014; Takebayashi, Moriyama, 2012; Thorsson et al., 2011].

Однако, при решении подобных задач на макро- и микро- масштабе не учитывается мезомасштабная составляющая городских аномалий метеорологического режима, которая, как показано в предыдущих главах, для Московской агломерации имеет большое значение. В первом случае модели не способны воспроизводить обусловленные урбанистическим влиянием мезомасштабные процессы (и их вклад в формирование результирующих характеристик приземного метеорологического режима), во втором – методика моделирования не позволяет рассматривать всю территорию крупного города.

В мировой практике также существует опыт применения методов микромасштабной детализации результатов расчетов глобальных или региональных моделей для территории всего города в режиме постпроцессинга результатом моделирования. В частности, такой подход использован в первой в своем роде работе по анализу отклика термического режима Московской агломерации на гипотетические сценарии изменения застройки [Кислов, Константинов, 2011; Константинов, 2010]. Существенным недостатком таких методов является невозможность учета трехмерной динамики атмосферных процессов, и, следовательно, воспроизведения влияния урбанистических изменений на режим ветра, осадков и облачности.

Широкие возможности для решения подобных задач открывают методы мезомасштабного моделирования. Их главное преимущество заключается в возможности оценки эффекта от урбанистических изменений на климат города и его окрестностей с учетом сложных связей между различными атмосферными

процессами. Примерами применения мезомасштабных моделей для оценки климатического эффекта от расширения городов на фоне сценариев потепления климата XXI в. являются исследования для бельгийских городов [Wouters et al., 2017] и Токио [Kusaka et al., 2016]. Также обширный обзор работ, в которых подобные модели применяются для анализа климатического эффекта от использования «белых» и «зеленых» крыш приведен в [Santamouris, 2014].

В последующих разделах рассматривается опыт применения методики мезомасштабного моделирования, предложенной в Главе 3, для оценки изменений климата Московской агломерации в случае реализации гипотетических сценариев ее развития (для условий современного климата). В перспективе подобная методика может быть применена для оценки комбинированного эффекта от ожидаемых изменений климата XXI в. и развития города на метеорологический режим МА по аналогии с подобными работами для других городов [Grossman-Clarke et al., 2017; Kusaka et al., 2016; Wouters et al., 2017].

5.2. Рассматриваемые сценарии развития города

В рамках данного исследования рассмотрено четыре гипотетических сценария урбанистических изменений. Они разработаны без учета детальных планов развития территорий ближайшего Подмосковья или Новой Москвы и поэтому не претендуют на реалистичность, однако показательны для изучения климатических откликов на экстенсивное или интенсивное развитие города.

При разработке сценариев в качестве индикатора масштаба задаваемых урбанистических изменений использовалась численность населения городской агломерации, которую часто рассматривают как простую «интегральную» меру влияния городов на климат [Мохов, 2009; Lokoshchenko, 2014; Оке, 1973]. Ввиду сложности анализа и моделирования динамики реальных демографических процессов принято допущение, что численность населения в каждой модельной ячейке пропорциональна произведению площади зданий на их этажность (далее – условная численность населения). Этой же величине пропорционален антропогенный поток тепла, определяемый для модельных ячеек (см. Главу 3).

Таким образом, условная численность населения всего города пропорциональна суммарной эмиссии антропогенного тепла, задаваемого в модели.

Первые два сценария предполагают удвоение условной численности населения города в условиях его экстенсивного развития – создания новых городских районов за пределами зоны современной застройки. В двух других рассматривается интенсивное развитие города – рост населения и увеличение плотности и высоты застройки в условиях неизменной площади урбанизированных территорий. Похожие наборы сценариев используются в подобных исследованиях для других городов, например, в [González-Aparicio et al., 2014; Kusaka et al., 2016].

В экстенсивном сценарии **URBext2_iso** задано условно-изотропное расширение города (во все стороны) при условии неизменности территории внутри МКАД (*Рисунок 5.1a – 5.5a*). Для подготовки модельных параметров разработан итерационный алгоритм. На каждой его итерации новые урбанизированные модельные ячейки задаются по соседству с уже существующими, что имитирует рост города вдоль существующих «осей развития». Морфологические параметры новой застройки задаются в соответствии со значениями, типичными для современных периферийных районов Москвы. Важно пояснить, что итерационный алгоритм применяется только для формирования итогового набора параметров подстилающей поверхности, используемого для «стационарного» численного эксперимента (см. ниже). Работа алгоритма продолжается до тех пор, пока условная численность населения (сумма произведения площади зданий на их этажность) не удвоится.

В сценарии **URBext2_NM** выполнение аналогичного условия достигнуто путем создания новых урбанизированных территорий только в Новой Москве (*Рисунок 5.1б – 5.5б*). Для этого использован идентичный алгоритм с ограничением зоны появления новых урбанизированных модельных ячеек сектором 190–235° относительно центра города.

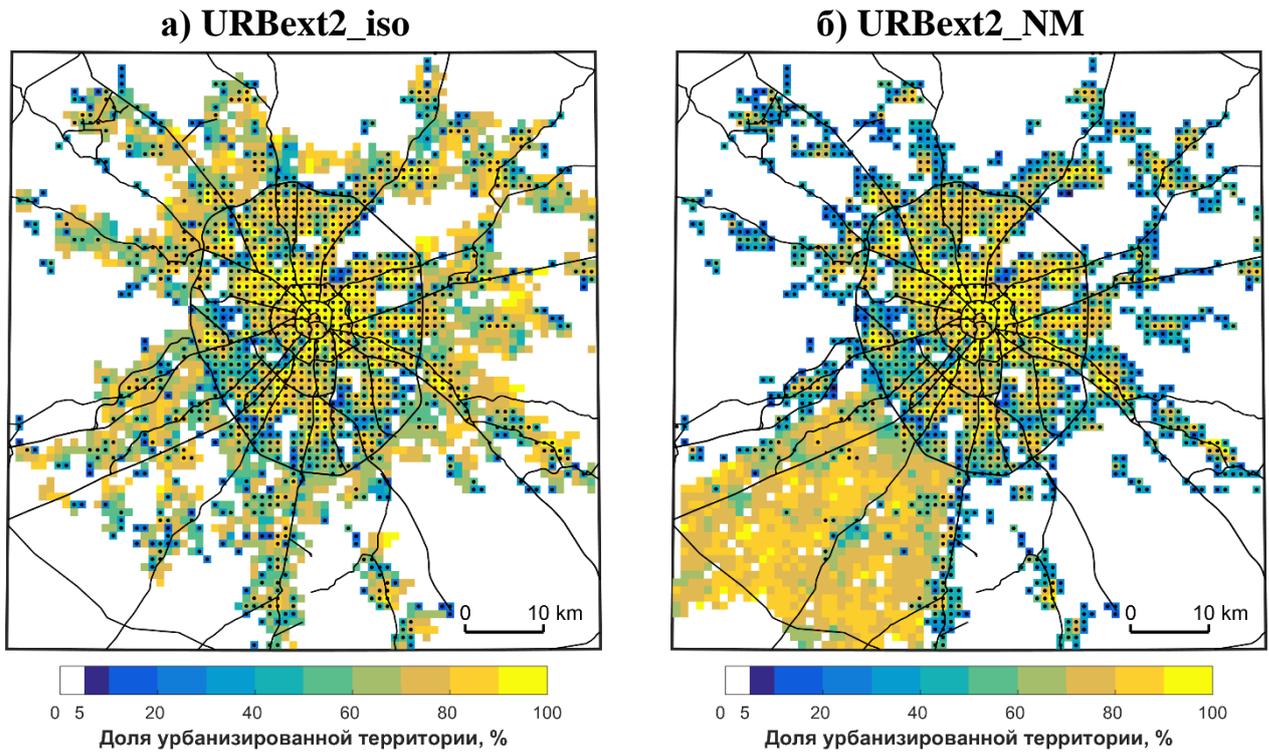


Рисунок 5.1 – Пространственное распределение доли урбанизированной территории в площади модельной ячейки для сценариев URBext2_iso (а) и URBext2_NM (б). Точками показаны ячейки, застройка которых осталась неизменной

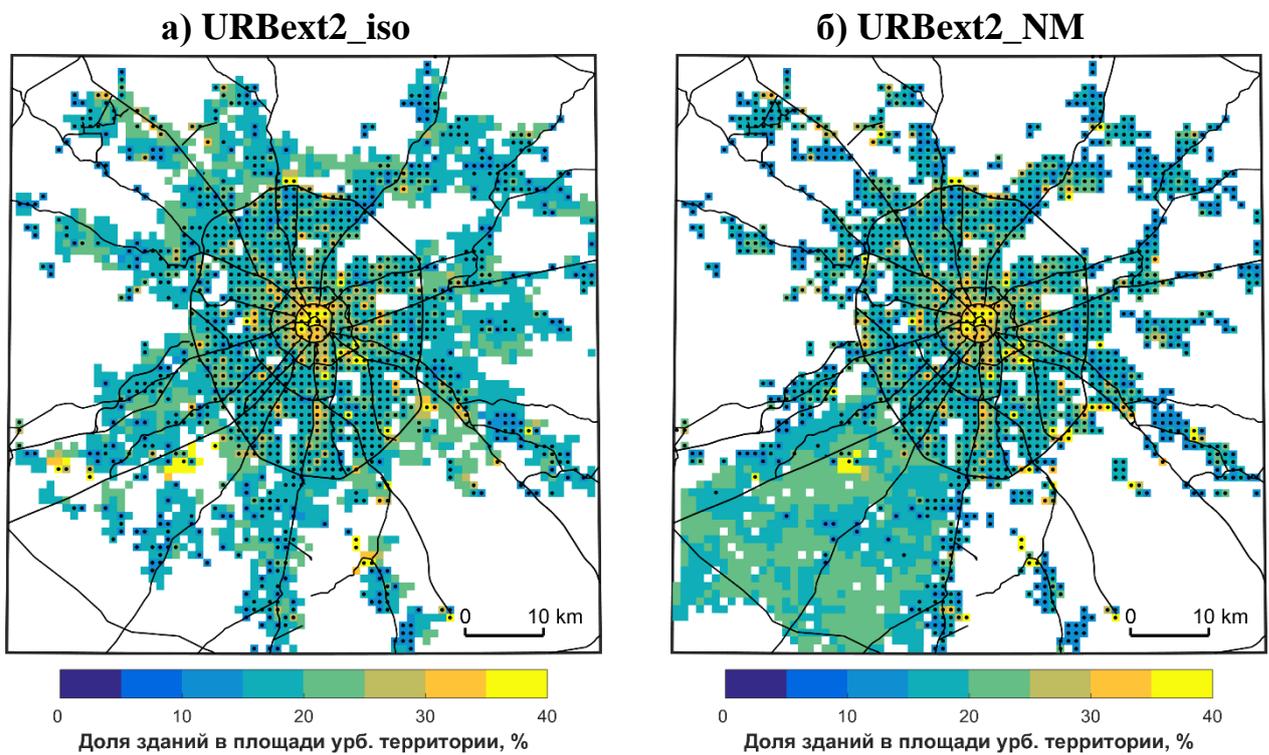


Рисунок 5.2 – Аналогично **Рисунок 5.1** для доли площади зданий в площади урбанизированной территории

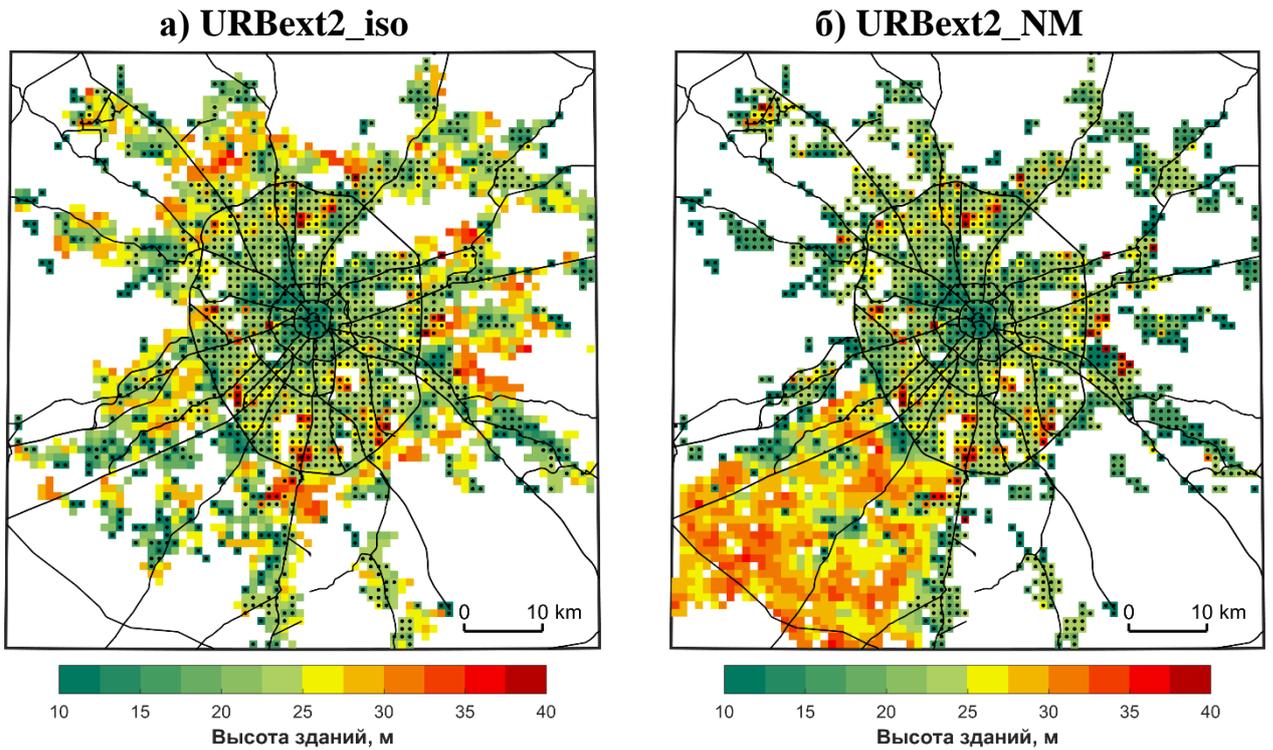


Рисунок 5.3. Аналогично *Рисунок 5.1* для средней высоты зданий

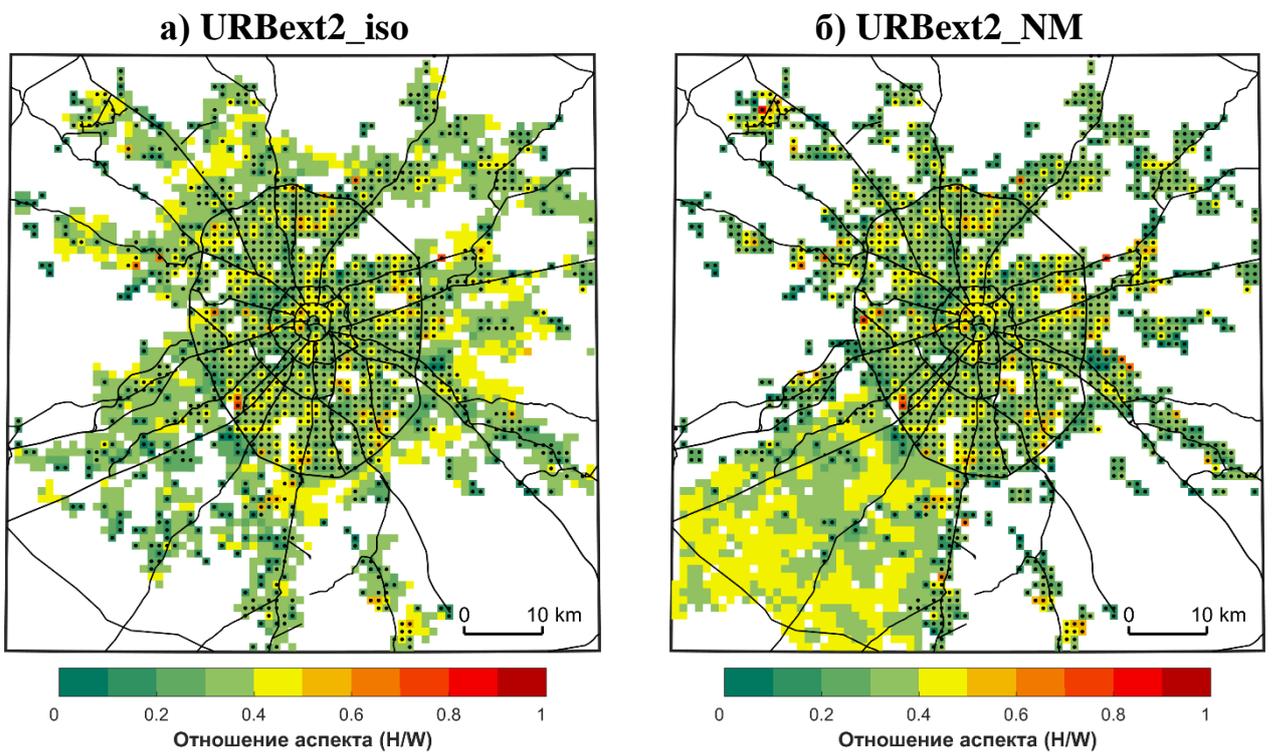


Рисунок 5.4. Аналогично *Рисунок 5.1* для отношения аспекта городских каньонов H/W

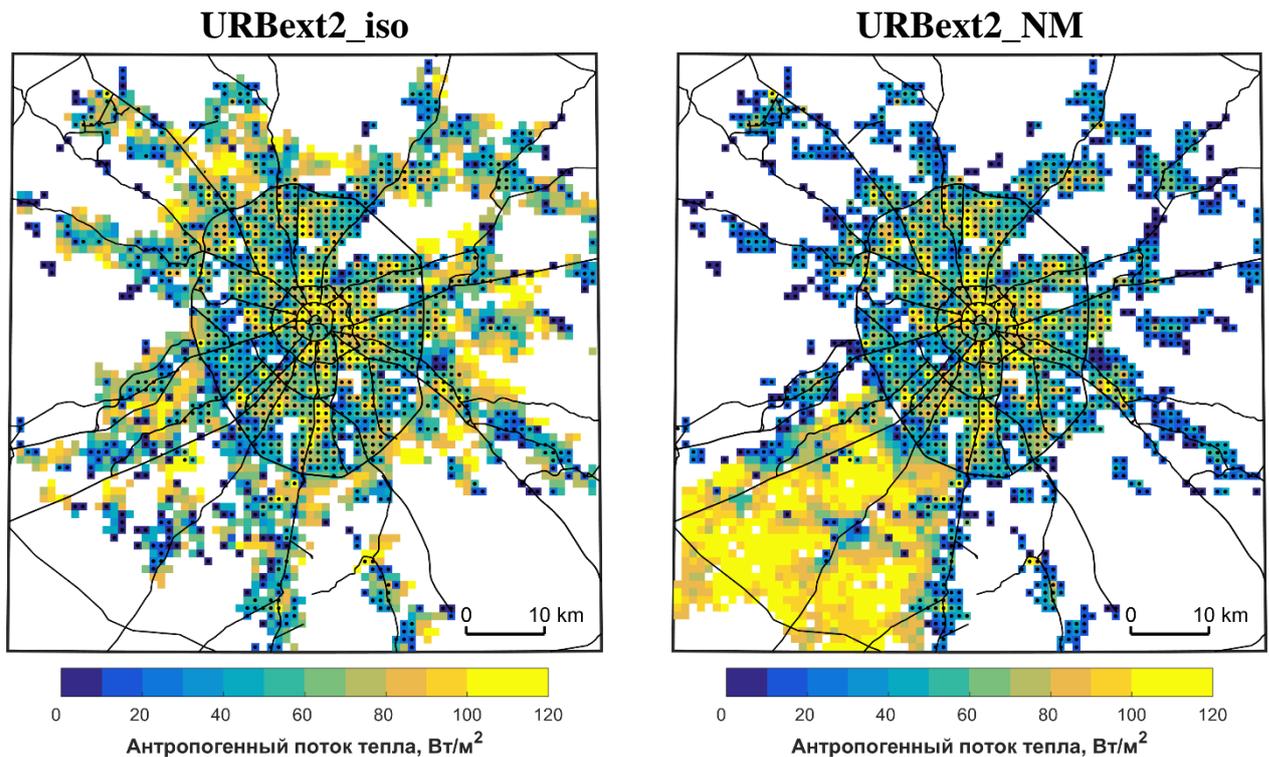


Рисунок 5.5 – Аналогично **Рисунок 5.1** для величины среднегодового антропогенного потока тепла

Сценарии интенсивного развития города основаны на общих идеях принятой Правительством Москвы программы реновации, предполагающей снос пятиэтажных зданий и строительство на их месте более высоких зданий и повышение плотности застройки. Конкретные проекты строительства жилых домов в рамках данной программы находятся в стадии разработки, однако в ее презентационных материалах приводятся планы по увеличению суммарной площади жилья на 1 га с 10 000 до 25 000 m^2 [Реализация Программы реновации, 2017]. Такому условию соответствует, например, 10-этажная жилая застройка, занимающая 25 % урбанизированной территории.

Изменение современной застройки на соответствующую таким параметрам заложено в сценарии **URBint** (**Рисунок 5.6**). При этом предполагается, что изменения затронут не только здания, внесенные в реальные списки программы реновации, а всю застройку средней этажности в пределах Московской агломерации. Поскольку используемые параметры городской среды не позволяют идентифицировать долю зданий определенной этажности в площади каждой модельной ячейки, изменения застройки заданы для всех ячеек со средней

этажностью от 4 до 6, расположенных за пределами исторической части города (удаленных от его центра на 5 км и более). Для соответствующих таким условиям модельных ячеек задана 10-этажная застройка, пропорционально увеличению высоты изменено отношение аспекта городских каньонов. Доля зданий в площади урбанизированной территории увеличена до 25 % там, где она меньше данной величины. При этом доля урбанизированной территории в площади модельных ячеек оставлена без изменений. Увеличение условной численности населения Московской агломерации для сценария UR Bint составляет 70 %.

Четвёртый сценарий **UR Bint2** (*Рисунок 5.7*) основан на сценарии UR Bint и дополнительно предполагает «точечную» застройку новых территорий внутри города. В терминах модельных параметров это выражается в расширение площади урбанизированных территорий до 75 % везде, где они меньше данной величины среди модельных ячеек, затронутых изменениями морфологических параметров застройки. Условная численность населения города увеличивается в данном сценарии в 2 раза, что аналогично экстенсивным сценариям.

Для изучения влияния рассматриваемых сценариев на метеорологический режим Московской агломерации использованы результаты численных экспериментов с моделью COSMO-CLM, идентичных рассмотренным ранее по конфигурации и настройкам (см. Главу 3). Модельные расчеты проведены для условий современного климата, для летних сезонов 2007–2016 гг. Результаты моделирования для перечисленных сценариев развития города сравниваются с результатами расчетов для условий современного города (эксперимент URB).

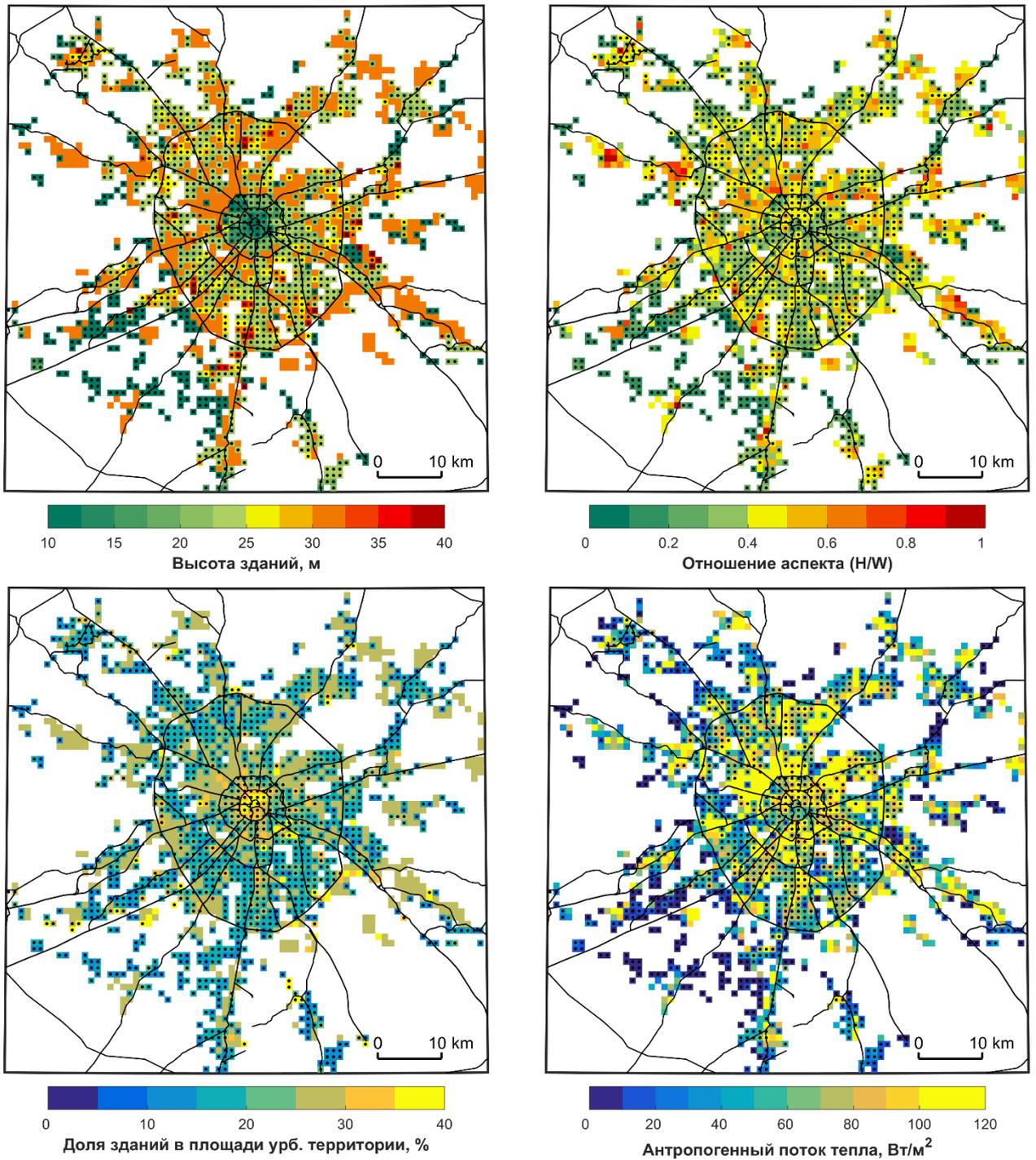


Рисунок 5.6 – Пространственное распределение параметров городской среды для сценария URBint. Точками показаны ячейки, застройка которых осталась неизменной. Доля площади урбанизированной территории в площади модельной ячейки не менялась

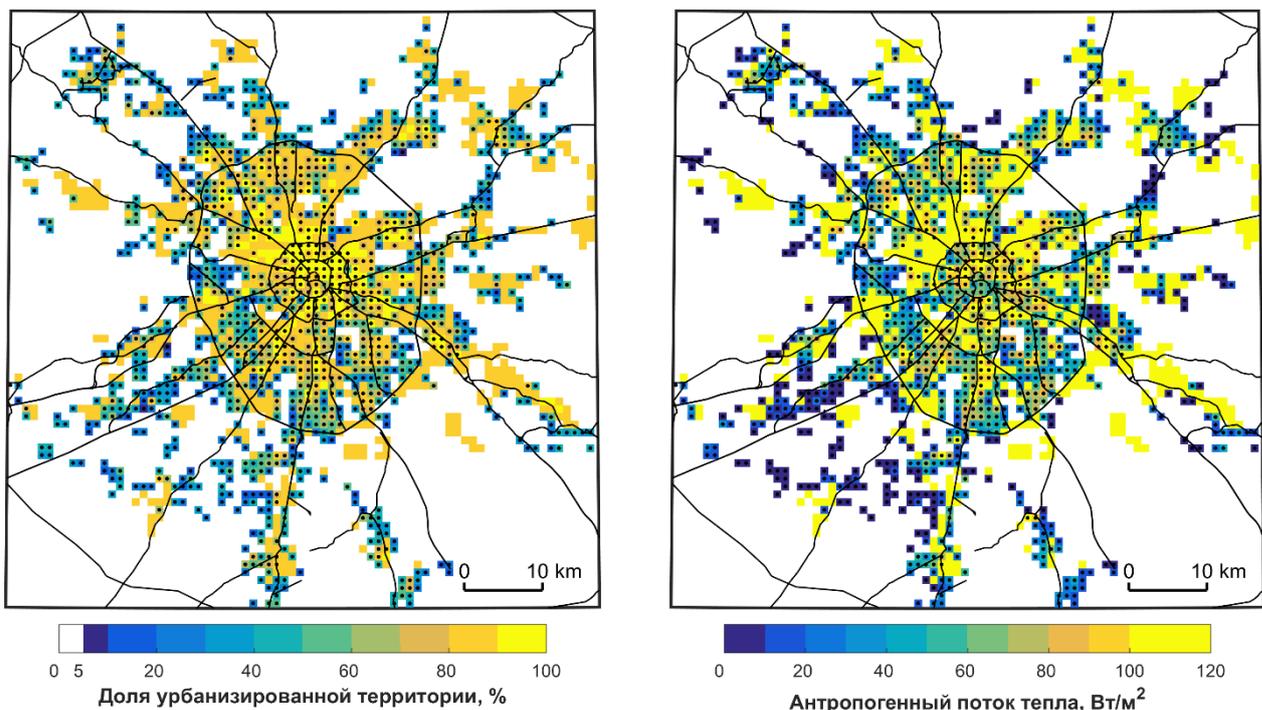


Рисунок 5.7 – Пространственное распределение доли площади урбанизированной территории в площади модельных ячеек и величины среднегодового антропогенного потока тепла для сценария URBint2. Изменения остальных параметров идентичны сценарию URBint

5.3. Отклик летнего термического режима

5.3.1. Локальные и удаленные отклики

Особенности наблюдаемых трендов температуры и интенсивности ОТ (см. Главу 1) и специфика рассматриваемых сценариев определяет интерес к раздельному анализу отклика от их реализации для модельных ячеек, где заданы урбанистические изменения, и для ячеек, не затронутых ими. В первом случае можно говорить о локальном отклике, во втором случае – об удаленном. Величина отклика здесь и далее определяется как разность значений температуры по данным экспериментов для рассматриваемых сценариев и для условий современного города (эксперимент URB).

Для всех рассматриваемых сценариев значения локального отклика среднесуточной температуры, осредненные по всем ячейкам с новой или изменяемой застройкой, значительно превосходят значения удаленного отклика, осредненные в пределах МКАД (**Рисунок 5.8a**). Наибольших значений локальный отклик достигает для сценария URBext2_NM. Его максимумы, диагностируемые

для центральной части «Новой Москвы» (≈ 3 °C), соизмеримы с современной летней среднесуточной интенсивностью ОТ для центра Москвы. Это не удивительно, так как данный сценарий предполагает создание новой сплошной урбанизированной территории, соразмерной современному городу. Слабее всего выражен локальный отклик на изменение морфологических параметров застройки (сценарий URBinT).

Удаленные отклики в среднем положительны для всех сценариев, но выражены в среднем значительно слабее (*Рисунок 5.8*). Однако для отдельных ячеек их значения достаточно велики и могут достигать 1 °C (*Рисунок 5.8*, см. точки за пределами «усов»). Отклики для средней ночной температуры (*Рисунок 5.8б*) ожидаемо больше, чем для среднесуточной, однако соотношение их величин между рассматриваемыми сценариями соизмеримо откликам среднесуточной температуры.

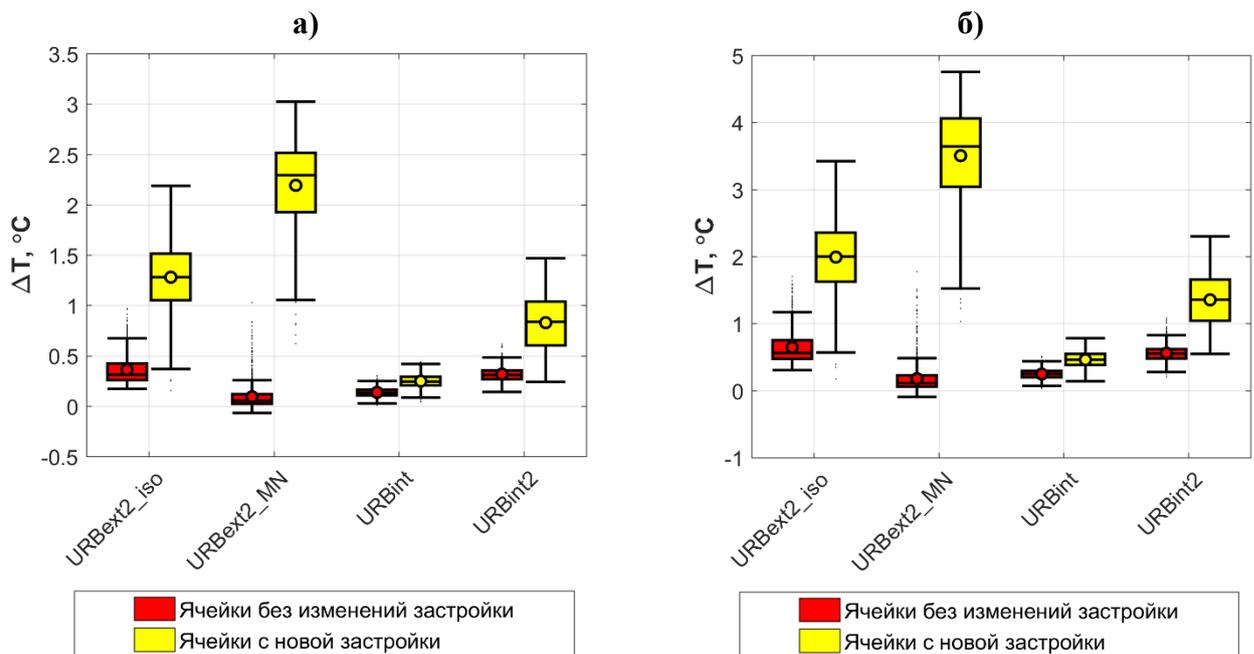


Рисунок 5.8 – Диаграммы («ящики с усами») для значений среднего за 2007–2016 гг. модельного отклика на реализацию рассматриваемых сценариев урбанистических измерений для ячеек с неизменной застройкой в пределах МКАД (красный цвет) и ячеек с новой или изменяемой застройкой (желтый цвет) в поле среднесуточной (а) и средней ночной (за 0 UTC/03 МСК) (б) летней температуры воздуха

Пространственное распределение отклика температуры также показывает, что реализация условно-изотропного экстенсивного сценария (URBext2_iso) приводит не только к локальному потеплению в пределах застраиваемых территорий на окраинах города, но и оказывает обогревающее влияние на окружающие территории, включая «старую» часть города и его центр (*Рисунок 5.9а*). Среднесуточная температура в пределах большей части города увеличивается на 0.2–0.4 °С, а средняя ночная температура (за 0 UTC/3 МСК) – на 0.5–0.6 °С.

На первый взгляд, такие значения достаточно малы. Однако, они соответствуют интенсификации ОТ для центра города примерно на 10 % относительно его летних значений по данным наблюдений и моделирования для условий современного города. Для остальной части города отношение величины отклика к интенсивности ОТ еще больше. Для сравнения, за период 1977–2017 гг. средняя летняя интенсивность ОТ для центра города по данным наблюдений выросла на 0.7 °С, а для МГУ – на 0.4 °С (см. Главу 1), т.е. речь идет соизмеримых величинах. Тем не менее, важно отметить, что удвоение населения города приводит к значительно меньшему, в процентном отношении, усилению ОТ для его центральной части. На качественном уровне такой результат хорошо согласуется с эмпирическими данными о нелинейной (логарифмической или степенной с показателем степени $p < 1$) связи между интенсивностью ОТ и численностью населения города [Мохов, 2009; Оке, 1973; Zhou et al., 2013; 2017].

Сценарий экстенсивного развития города путем застройки территории «Новой Москвы» приводит к существенному расширению городской аномалии температуры на юго-запад (*Рисунок 5.9б*). Обогревающий эффект прослеживается на расстоянии примерно 10–15 км от границ застраиваемой территории и затрагивает юго-западную часть современного города. Для остальной его территории, включая центр, отклик не выражен, что объясняет малость средних значений отклика для данного сценария на *Рисунок 5.8*.

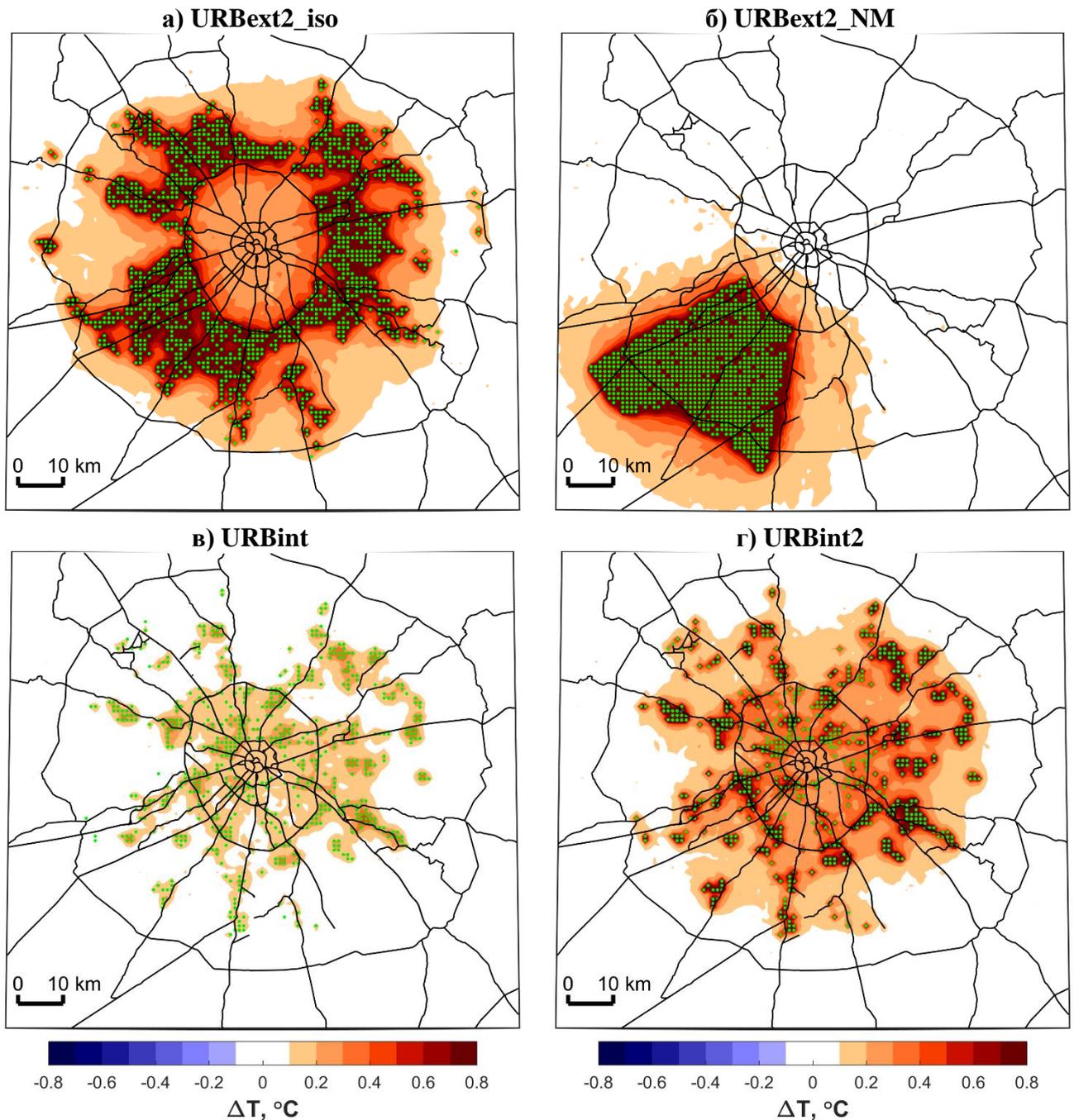


Рисунок 5.9 – Отклик средней за 2007–2016 гг. летней температуры ΔT на реализацию рассматриваемых сценариев (а-г). Зелеными точками отмечены модельные ячейки, в которых задана новая застройка или изменения существующей

Реализация сценария интенсивного развития URBint, предполагающего повышение высоты и плотности застройки, также способствует росту температуры в модельных ячейках с изменяемой застройкой и их окрестностях (**Рисунок 5.9в**). Однако величина локального и удаленного отклика существенно уступает остальным сценариям. Ее значения не превышают $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, а для исторического центра города составляют $\approx 0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Важно пояснить, что поскольку

целенаправленной верификации способности модели воспроизводить особенности метеорологического режима в условиях городской застройки разной высотности не проводилось, такие результаты могут иметь лишь предварительный характер. Однако, на качественном уровне они согласуются с выводами из Главы 2, согласно которым высота и плотность застройки не являются основными факторами, определяющими термический режим города.

Если повышение высоты и плотности существующей застройки сопровождается локальным увеличением площади урбанизированной территории (сценарий UR Bint2, *Рисунок 5.9г*), отклик температуры значительно усиливается по сравнению со сценарием UR Bint. Его локальные значения для ячеек с изменяемой застройкой превышают $1\text{ }^{\circ}\text{C}$, для центра города – $0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$, то есть сопоставимы со сценарием UR Bext2_iso.

5.3.2. Зависимость отклика от времени суток и фоновой температуры

Более наглядное представление о характеристиках удаленных откликов термического режима на реализацию рассматриваемых сценариев можно получить, если рассмотреть их значения для отдельных районов города. С учетом того, что оценки тенденций интенсификации ОТ изучены в Главе 1 для трех городских метеостанций (Балчуг, МГУ и ВДНХ), характеризующих центр города и парковые зоны, интерес представляет анализ отклика для этих же точек.

Суточный ход значений отклика температуры для центра города (в среднем по 9 модельным ячейкам в окрестностях МС Балчуг) показан на *Рисунок 5.10*. Как и суточный ход интенсивности ОТ, для всех сценариев кроме UR Bext2_NM он характеризуется ночным максимумом. Это говорит о том, что ночные условия благоприятны не только для развития локальной термической аномалии, но и ее горизонтального распространения. Типичные максимумы отклика, наблюдаемые от 0 до 3 UTC (3–6 МСК) для сценариев UR Bext2_iso и UR Bint2 превышают $1.2\text{ }^{\circ}\text{C}$, что значительно больше среднесуточных значений. Для сценария UR Bint они, как и среднесуточные значения отклика, примерно в 2 раза меньше.

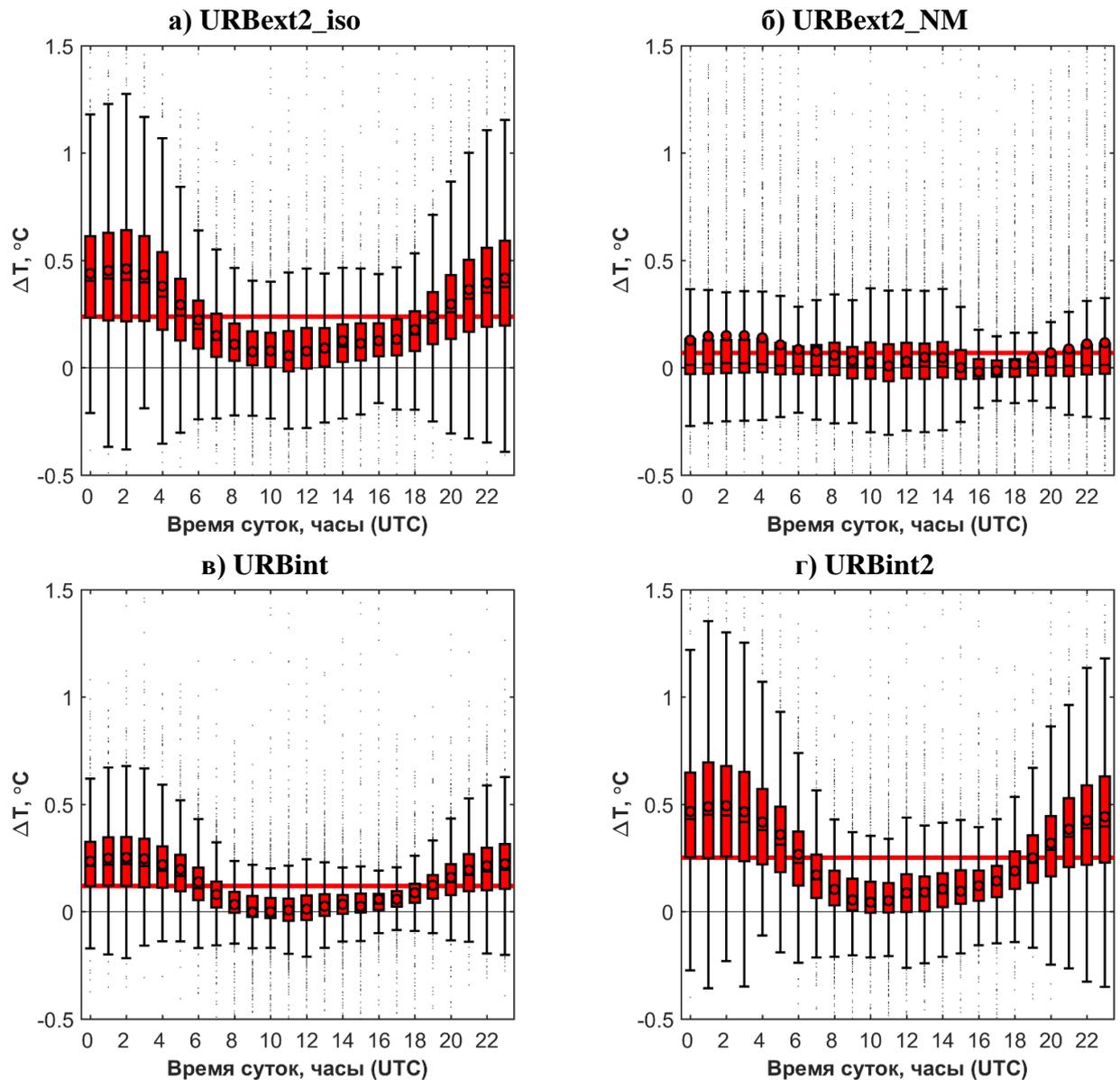


Рисунок 5.10 – Ящики с усами», характеризующие зависимость модельного отклика температуры ΔT в центре города (окрестности МС Балчуг) на реализацию рассматриваемых сценариев урбанистических изменений (а-г) от времени суток. Сплошная красная линия показывает среднесуточные значения отклика

Для отклика на застройку «Новой Москвы» суточный ход не выражен, а значения для каждого часа характеризуются большой изменчивостью по сравнению с другими сценариями (ее показывает большое количество «выбросов» – отдельных точек за пределами статистической значимости на соответствующем графике). Такая закономерность понятна, так как влияние новой урбанизированной территории на «старую» часть города в данном случае должно сильно зависеть от направления ветра (см. Главу 4).

Тенденция усиления ОТ и темпов его интенсификации в условиях летней жары, показанная в Главе 1 по данным наблюдений, определяет интерес к анализу зависимости между величиной удаленного отклика на реализацию рассматриваемых сценариев и температурой воздуха (*Рисунок 5.11*). Результаты моделирования позволяют четко идентифицировать такую зависимость на примере центра города (окрестности МС Балчуг) и парковых зон (окрестности МС ВДНХ и МГУ) для всех сценариев за исключением URVext2_NM.

Для экстенсивного сценария URVext2_iso величины отклика для этих районов города примерно равны. Их средние значения меняются от ≈ 0.2 °С для диапазона среднесуточных температур 10–15 °С до ≈ 0.5 °С для диапазона 30–35 °С (в который попадают дни аномальной жары 2010 г.). Для интенсивных сценариев подобная зависимость выражена на фоне бóльших различий между рассматриваемыми районами города. Так, отклик для окрестностей МС ВДНХ и МГУ больше по сравнению с центром города, что связано с расположением ячеек с изменяемой застройкой непосредственно в окрестностях этих станций.

В случае застройки «Новой Москвы» похожая зависимость величины отклика от температуры выражена для района МГУ, который попадает в зону отепляющего влияния новой урбанизированной территории (*Рисунок 5.9г*). Примечательно, что данная закономерность нарушается для диапазона наиболее высоких температур (30–35 °С). Предположительно, это связано с преобладанием в условиях жары 2010 г. ветров восточных и юго-восточных румбов, не способствующих адвекции воздуха из «Новой Москвы» в «старую» часть города. Такую гипотезу подтверждает пространственное распределение отклика в поле средней за лето 2010 г. температуры, которое характеризуется наличием вытянутого на северо-запад теплового шлейфа.

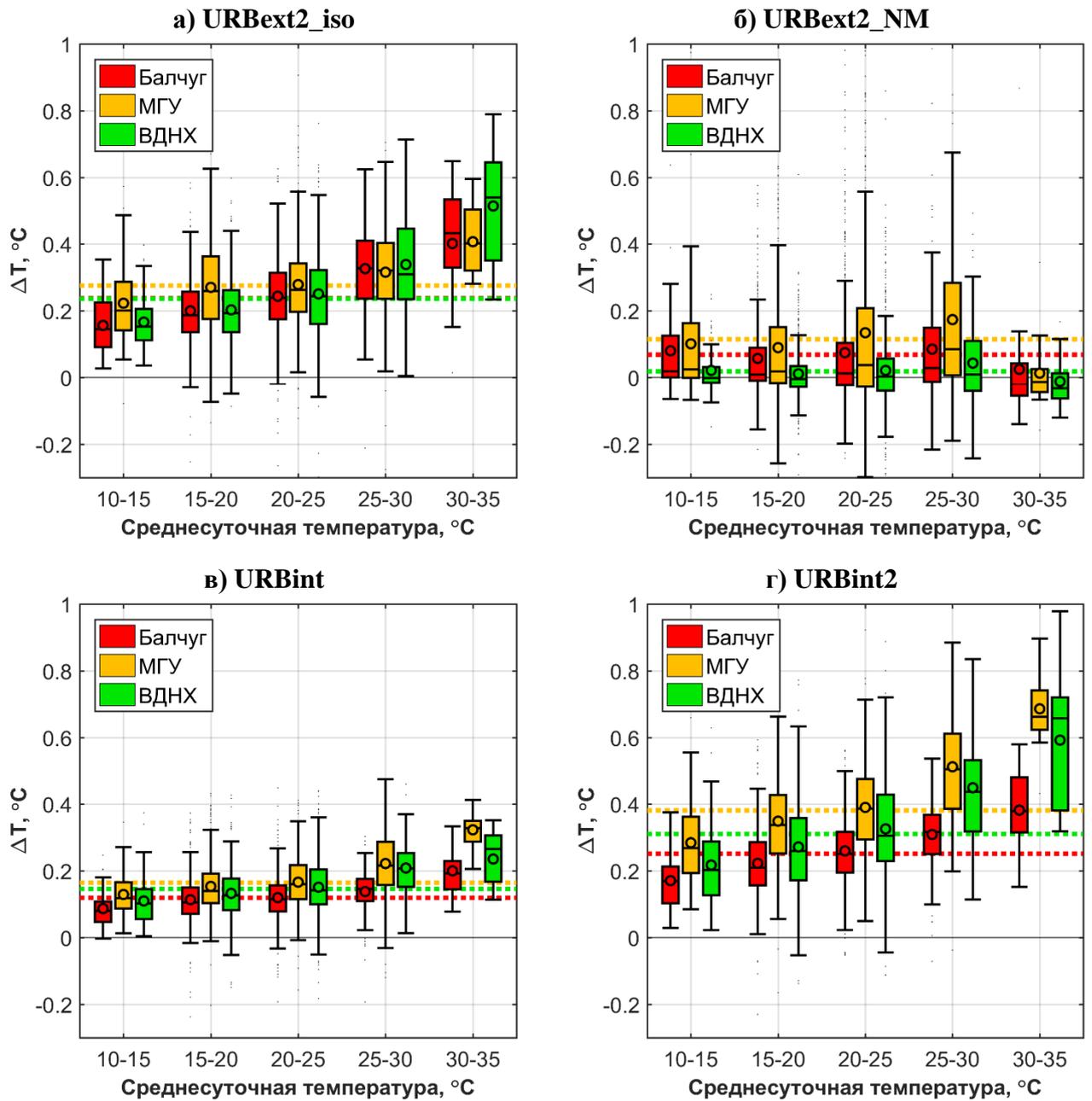


Рисунок 5.11 – «Ящики с усами», характеризующие зависимость среднесуточного модельного отклика температуры ΔT для окрестностей трех городских МС (Балчуг, МГУ, ВДНХ) на реализацию рассматриваемых сценариев урбанистических изменений (а-г) от среднесуточной фоновой температуры. Пунктирные линии показывают средние значения отклика

Таким образом, условия летней жары (которым обычно соответствует антициклональная погода) способствуют не только развитию более интенсивного локального отклика на урбанистические изменения, но усилению мезомасштабной термической аномалии и интенсификации ОТ в центральной части города.

Полученные результаты позволяют на качественном уровне объяснить механизм наблюдаемой интенсификации ОТ и закономерности пространственного распределения трендов температуры в Московском регионе. Данные моделирования показывают, что застройка новых районов на периферии города, а также повышение плотности и этажности застройки в его «средней» части отражается на термическом режиме его исторического центра. В сочетании с другим факторами, не учтенными в модельных сценариях (ростом числа автомобилей, локальными изменениями застройки исторического центра), это обуславливает более высокие темпы интенсификации ОТ и потепления климата в центре города. При этом локальное потепление климата в районах появления новой застройки может быть выражено сильнее, однако оно не диагностируется существующими метеорологическими станциями, расположенными в парковых зонах, не подверженных локальным урбанистическими изменениям.

5.3.3. Отклик характеристик термического комфорта

Важной задачей представляется оценка социальной значимости выявленных откликов термического режима на реализацию гипотетических сценариев развития города. Поскольку эффект ОТ сам по себе и отклики его интенсивности на урбанистические изменения наиболее ярко выражены в условиях жаркой погоды, особый интерес представляет оценка влияния рассматриваемых сценариев на показатели метеорологической комфортности и теплового стресса. Разнообразные методики определения и анализа таких показателей развиваются в рамках биометеорологии (науки на стыке метеорологии и биологии). В настоящее время разработано и применяется большое количество так называемых индексов метеорологической комфортности. Они различаются по сложности используемых

алгоритмов, наборам входных параметров о состоянии атмосферы и человеческого организма, а также особенностями интерпретации результатов [Емелина и др., 2014; Ткачук, 2012; Konstantinov et al., 2014].

По этой причине количественная оценка влияния рассматриваемых урбанистических сценариев на метеорологическую комфортность в терминах подобных индексов представляется отдельной непростой задачей, требующей подготовки и разработки методологической базы. В то же время, на качественном уровне такая задача решается на основе показателей термического режима. Так, в отечественной биометеорологии для условий жары часто используется среднесуточная температура воздуха $T_{\text{ср.}}$. Установлено, что, начиная с некоторого порога (≈ 20 °C) возникает тесная связь ее значений с показателями смертности населения [Ревич и др., 2008; Ревич и др., 2015]. В зарубежных исследованиях в качестве критериев теплового стресса часто используются так называемые «жаркие» или «тропические» ночи, когда минимальная температура $T_{\text{мин.}}$ не опускается ниже заданного порога – обычно 20 или 24 °C [Fischer, Schär, 2010; Macnee, Tokai, 2016; Nicholls et al., 2008; Twardosz, Kossowska-Cezak, 2013]. Физиологический смысл «жарких ночей» заключается в том, что в таких условиях человеческий организм не успевает отдохнуть от дневной жары, что приводит к накоплению теплового стресса.

Влияние рассматриваемых сценариев развития города на повторяемость подобных термических показателей рассмотрено на примере аномально жаркого лета 2010 г. Для анализа выбраны четыре критерия: $T_{\text{мин.}} > 20$ °C («жаркие ночи»), $T_{\text{мин.}} > 24$ °C («очень жаркие ночи»), $T_{\text{ср.}} > 21$ °C и $T_{\text{ср.}} > 23$ °C. Последние два критерия соответствуют «настораживающему» и «высокому» уровням опасности согласно шкале для Москвы по [Ревич и др., 2015].

В *Таблица 5.1* приведено число дней с условиями выполнения данных критериев за лето 2010 г. по данным наблюдений на трех городских метеостанциях Москвы и по данным моделирования для соответствующих модельных ячеек. Для МГУ и ВДНХ отдельно приведены значения для ближайших парковых и

урбанизированных модельными ячейками (т.к. метеорологические станции находятся на границе между ячейками двух типов).

Во-первых, важно отметить что данные наблюдений в целом хорошо соответствуют результатам моделирования для условий современного города, что подтверждает адекватность воспроизведения моделью выбранных критериев термического режима. Во-вторых, среди выбранных показателей повторяемость наиболее редких «очень жарких ночей» ($T_{\text{мин.}} > 24 \text{ }^{\circ}\text{C}$) является самым чувствительным к реализации рассматриваемых сценариев урбанистических изменений. Все сценарии, за исключением URVext2_NM, увеличивают их число на 2–4 для центра города (окрестности МС Балчуг). Для урбанизированных территорий по соседству с МС МГУ и ВДНХ число таких ночей увеличится еще сильнее, максимальный прирост составляет 9 и 6 соответственно. Особенно ярко для этих точек выражен эффект от реализации сценариев URVint и URVint2, так как они попадают в модельные ячейки с локальными изменениями застройки. Повторяемость более слабого критерия «жарких» ночей ($T_{\text{мин.}} > 20 \text{ }^{\circ}\text{C}$) несколько менее чувствительна к урбанистическим изменениям. Для дней со среднесуточной температурой выше заданных критериев чувствительность еще меньше, в большинстве случаев их число увеличивается на 1–2 случая.

Все рассматриваемые сценарии увеличивают максимальное число дней с неблагоприятными термическими условиями в пределах области моделирования. Сценарий URVext2_NM здесь не является исключением, так как его реализация формирует новую область максимальных значений в центральной части застраиваемой территории на юго-западе от современного города. Более того, только его реализация увеличивает максимальную повторяемость дней с «высоким» уровнем опасности ($T_{\text{ср.}} > 23 \text{ }^{\circ}\text{C}$) по шкале из [Ревич и др., 2015] сильнее, чем на 1 день.

Таблица 5.1 – Число дней с неблагоприятными условиями термического комфорта согласно выбранным критериям за лето 2010 г. по данным наблюдений и моделирования для условий современного города (эксперимент URB) и рассматриваемых сценариев его развития. В скобках указано увеличение числа дней по сравнению с данными расчетов по эксперименту URB, ячейки таблицы, где оно составляет 2 и более, выделены серым цветом

Критерий	Точка	Число дней, когда критерий выполняется					
		Данные наблюдений	Данные моделирования для эксперимента:				
			URB	URBext2_iso	URBext2_NM	URBint	URBint2
$T_{\text{мин.}} > 24\text{ }^{\circ}\text{C}$	Балчуг (город)	25	18	21 (+3)	17 (-1)	20 (+2)	22 (+4)
	МГУ (парк)	4	2	5 (+3)	3 (+1)	5 (+3)	11 (+9)
	МГУ (город)	-	12	18 (+6)	13 (+1)	18 (+6)	20 (+8)
	ВДНХ (парк)	3	2	3 (+1)	3 (+1)	4 (+2)	6 (+4)
	ВДНХ (город)	-	12	18 (+6)	12 (+0)	13 (+1)	16 (+4)
	Макс. по области моделирования	-	20	24 (+4)	24 (+4)	23 (+3)	24 (+4)
$T_{\text{мин.}} > 20\text{ }^{\circ}\text{C}$	Балчуг (город)	51	45	48 (+3)	46 (+1)	45 (+0)	47 (+2)
	МГУ (парк)	35	34	36 (+2)	34 (+0)	35 (+1)	41 (+7)
	МГУ (город)	-	43	45 (+2)	44 (+1)	45 (+2)	45 (+2)
	ВДНХ (парк)	27	28	30 (+2)	28 (+0)	30 (+2)	31 (+3)
	ВДНХ (город)	-	36	40 (+4)	38 (+2)	39 (+3)	39 (+3)
	Макс. по области моделирования	-	47	48 (+1)	48 (+1)	48 (+1)	48 (+1)
$T_{\text{ср.}} > 21\text{ }^{\circ}\text{C}$	Балчуг (город)	65	66	69 (+3)	67 (+1)	67 (+1)	69 (+3)
	МГУ (парк)	60	58	60 (+2)	59 (+2)	60 (+2)	63 (+5)
	МГУ (город)	-	63	64 (+1)	63 (+1)	63 (+0)	65 (+2)
	ВДНХ (парк)	58	58	60 (+2)	59 (+2)	59 (+1)	60 (+2)
	ВДНХ (город)	-	63	65 (+2)	63 (+2)	64 (+1)	66 (+3)
	Макс. по области моделирования	-	67	69 (+2)	69 (+2)	68 (+1)	69 (+2)
$T_{\text{ср.}} > 23\text{ }^{\circ}\text{C}$	Балчуг (город)	57	54	56 (+2)	54 (+0)	55 (+1)	55 (+1)
	МГУ (парк)	54	50	50 (+0)	51 (+1)	50 (+0)	51 (+1)
	МГУ (город)	-	52	53 (+1)	53 (+1)	53 (+1)	54 (+2)
	ВДНХ (парк)	51	49	50 (+1)	49 (+0)	50 (+1)	51 (+2)
	ВДНХ (город)	-	54	55 (+1)	54 (+0)	55 (+1)	55 (+1)
	Макс. по области моделирования	-	55	56 (+1)	57 (+2)	56 (+1)	56 (+1)

Также интерес представляет влияние рассматриваемых сценариев на средневзвешенные характеристики термической комфортности Московской агломерации. Если в качестве весов при расчете таких величин взять плотность населения, то они будут характеризовать «типичные» условия термического комфорта для населения города. Для получения такой оценки в первом приближении в качестве весов использовано произведению площади зданий на их этажность, что пропорционально условной плотности населения согласно принятому допущению.

Определенные таким образом «типичные» условия термического комфорта ухудшаются при реализации рассматриваемых сценариев развития города (*Таблица 5.2*). Сильнее всего изменения выражены для сценария URBext2_NM, так как сплошная застройка территории «Новой Москвы» создает обширную область с высокой повторяемостью неблагоприятных термических условий. Слабее всего на средневзвешенные условия комфортности влияет реализация сценария URBint, а сценарии URBext2_iso и URBint2 примерно равнозначны.

Таблица 5.2 – Средневзвешенное число дней с неблагоприятными условиями термического комфорта согласно выбранным критериям для лета 2010 г. по данным моделирования для условий современного города (эксперимент URB) и рассматриваемых сценариев его развития

Критерий	Средневзвешенное число дней, когда критерий выполняется, по данным эксперимента:				
	URB	URBext2_iso	URBext2_NM	URBint	URBint2
$T_{\text{мин.}} > 24\text{ }^{\circ}\text{C}$	8.0	11.0	12.5	9.1	10.8
$T_{\text{мин.}} > 20\text{ }^{\circ}\text{C}$	33.0	37.0	38.4	34.7	36.9
$T_{\text{ср.}} > 21\text{ }^{\circ}\text{C}$	60.4	61.9	63.0	61.0	62.2
$T_{\text{ср.}} > 23\text{ }^{\circ}\text{C}$	50.7	51.8	52.1	51.1	52.0

5.4. Отклик в поле летних сумм осадков

По аналогии с откликом термического режима можно рассмотреть отклик средних за 10 лет (2007–2017 гг.) летних сумм осадков на реализацию обозначенных сценариев развития города (*Рисунок 5.12*). Все они ведут к увеличению суммы осадков над районами, затрагиваемыми урбанистическими изменениями. Наиболее ярко выражен отклик на застройку «Новой Москвы» – над ее территорией (в среднем по области R4) сумма осадков увеличивается на 11 % (*Таблица 5.3*) с локальными максимумами до 25 %, что соизмеримо с аномалией осадков, формируемой современным городом (см. Главу 4). Также увеличение суммы осадков наблюдается на востоке и северо-востоке от «Новой Москвы», т.е. с ее подветренной стороны, и затрагивает «старую» часть города (в среднем по области R1 отклик составляет 5 %).

Равномерное экстенсивное расширение города (сценарий URVext2_iso) увеличивает осадки на большей площади над районами новой застройки вокруг «старой» части города (4.6 % в среднем по области R2). Ярче выражен отклик к востоку и северо-востоку от Москвы (5.3 % в среднем по области R3). Над «старой» частью города (R1) сумма осадков увеличивается на 4.3 %. Локальные максимумы выражены слабее по сравнению с эффектом от застройки «Новой Москвы», но в среднем по области моделирования (R0) эффект от реализации обоих экстенсивных сценариев примерно одинаков и также соизмерим с эффектом, формируемым современным городом.

Эффект от реализации сценариев интенсивного развития выражен слабее. Так, сценарий URVint увеличивает сумму осадков в пределах области R1 только на 2 % с локальными максимумами до 5 %. Эффект от реализации сценария URVint2 несколько сильнее и составляет 5 % в среднем по области R1 с локальными экстремумами более 10 %.

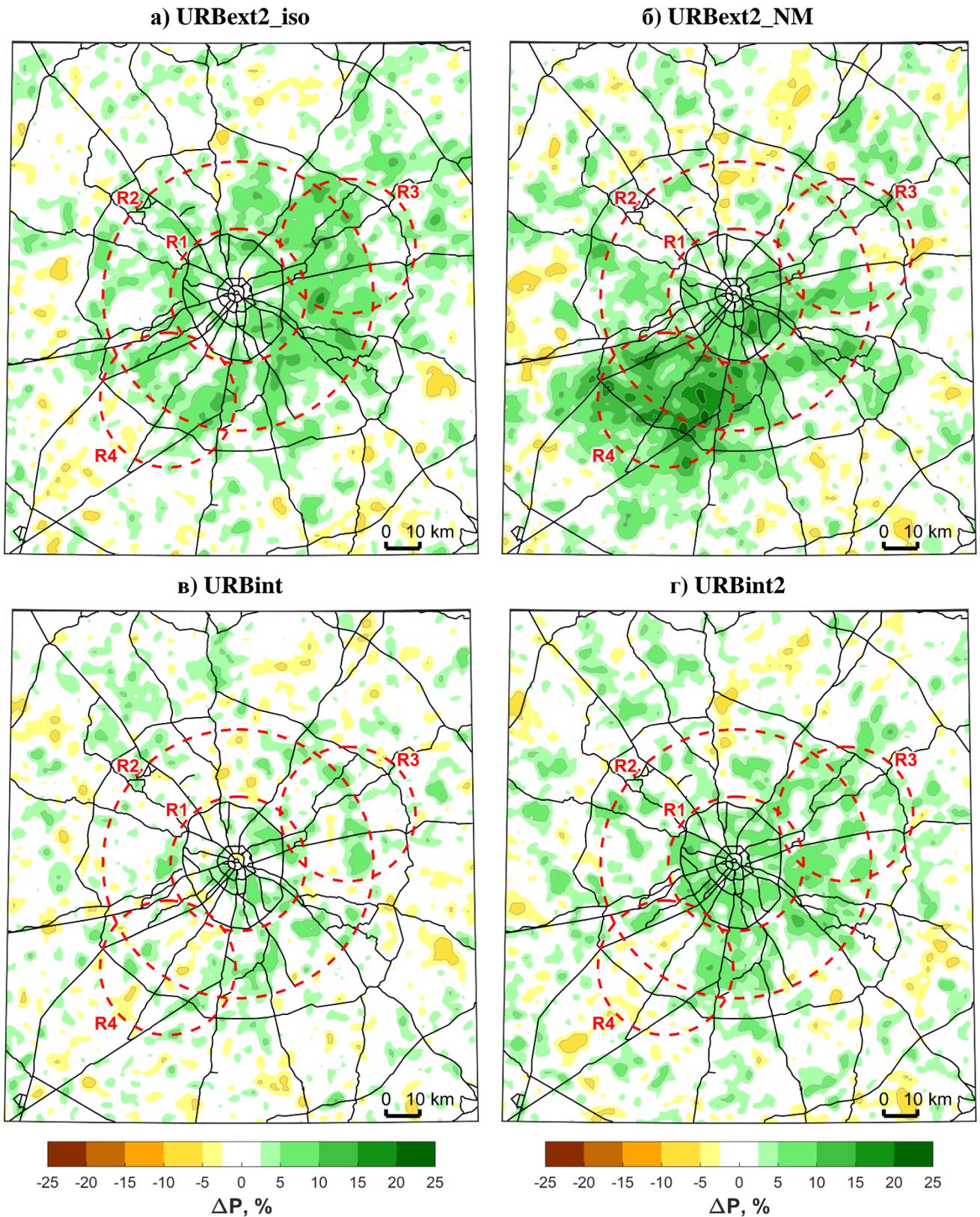


Рисунок 5.12 – Отклик средней за 2007–2016 гг. летней суммы осадков ΔP на реализацию рассматриваемых сценариев (а-г), выраженный в % от значений по данным результатов моделирования для современного города (эксперимент URB). Изолинии проведены с шагом 5 %, нулевая изолиния не проведена

Таблица 5.3 – Отклик средней за 2007–2016 гг. летней суммы осадков для областей R0 (домен D3) и R1-R4 (см. *Рисунок 5.12*) на реализацию рассматриваемых сценариев урбанистических изменений, выраженный в % от значений по данным результатов моделирования для современного города (эксперимент URB)

Сценарий	Изменение средней суммы осадков в среднем по областям R0-R4 (%)				
	R0	R1	R2	R3	R4
URBext2_iso	1.5	4.1	4.7	5.3	3.2
URBext2_NM	1.8	4.9	4.5	2.2	11.3
URBint	0.4	1.9	1.0	1.6	0.5
URBint2	1.0	4.6	2.7	3.3	1.2

Выводы по главе 5

Показано, что локальные урбанистические изменения (застройка новых территорий, повышение плотности и высоты существующей застройки) приводят к усилению мезомасштабных аномалий метеорологического режима и формированию нелокальных (удаленные) откликов в поле температуры и летних сумм осадков. Это объясняет механизм интенсификации ОТ для центра города и урбанистического усиления потепления климата, диагностируемого по данным наблюдений в Главе 1. застройка «Новой Москвы» не оказывает существенного влияния на центральную часть «старого» города, однако формирует интенсивную термическую аномалию на территории с новой застройкой. При этом отклики термического режима на урбанистические изменения значительно усиливаются в условиях жары и могут существенно ухудшать показатели метеорологической комфортности.

Также показано, что в рамках используемой системы моделирования летний режим температуры и осадков наиболее чувствителен к изменению площади урбанизированной территории по сравнению с изменениями морфологических параметров застройки. Это позволяет предположить, что интенсивное развитие города по сравнению с экстенсивным является более благоприятным с точки зрения воздействия на мезоклимат. Подтверждение такой гипотезы требует более детального анализа, который может быть выполнен в рамках дальнейших исследований.

Заключение

Проведенное исследование позволяет сделать следующие **выводы**:

1. По результатам анализа многолетней динамики интенсивности острова тепла Москвы выявлен тренд его интенсификации, выраженный ярче для условий летней жаркой погоды и обусловленный урбанистическими изменениями и крупномасштабными изменениями фонового метеорологического режима.
2. С использованием данных новых сетей мониторинга (автоматических станций контроля загрязнения атмосферы ГПБУ «Москэкомониторинг» и автоматических метеостанций ФГБУ «Центральное УГМС») изучена пространственная структура острова тепла и острова сухости. Показано, что они выражены как мезомасштабные аномалии, свойства которых определяются не только влиянием локальных факторов, но и агломерации в целом.
3. Предложена методика детализированного моделирования метеорологического режима МА на многолетних временных масштабах с использованием модели COSMO-CLM, параметризации городской подстилающей поверхности TERRA_URB и оригинальной технологии анализа картографических данных OpenStreetMap. Путем детальной верификации установлено, что модель реалистично воспроизводит метеорологический режим Московского региона, включая остров тепла и другие мезоклиматические аномалии Московской агломерации. При этом показана возможность значительного уменьшения ошибок моделирования для летнего сезона путем определения оптимальной конфигурации модельных настроек.
4. По данным моделирования изучена вертикальная структура урбанистических аномалий температуры, влажности и ветра. Установлено, что они распространяются на сотни метров вверх и на десятки километров за пределы города, влияя на стратификацию атмосферы над загородными территориями, а также на мезомасштабные циркуляции за счет эффекта городского бриза.

5. По данным моделирования изучены урбанистические аномалии облачности и осадков. Установлен факт увеличения летних сумм осадков и среднего балла дневной облачности над Московской агломерацией и ее подветренной окраиной, что отражает влияние города на динамические процессы в тропосфере, обусловленное особенностями термодинамических свойств урбанизированной поверхности.
6. На примере гипотетических сценариев развития Московской агломерации показано, что локальные урбанистические изменения (застройка новых территорий или повышение высоты и плотности существующей застройки) усиливают мезомасштабные аномалии метеорологического режима и обуславливают формирование нелокальных откликов термического режима и летних сумм осадков.

Список сокращений и условных обозначений

АМС	– автоматическая метеорологическая станция
АПС	– атмосферный пограничный слой
АСКЗА	– автоматическая станция контроля качества загрязнений атмосферы
ВНИИГМИ-МЦД	– Всероссийский научно исследовательский институт гидрометеорологической информации – мировой центр данных
ГПБУ	– государственное природоохранное бюджетное учреждение
МА	– Московская агломерация
МГУ	– Московской государственный университет имени М.В. Ломоносова
МКАД	– Московская кольцевая автодорога
МС	– (стандартная) метеорологическая станция
МСК / MSK	– московское время (UTC + 3)
ОВ	– (городской) остров влажности
ОТ	– (городской) остров тепла
ОС	– (городской) остров сухости
ПКФ	– пространственная корреляционная функция
ТСХА	– Тимирязевская сельскохозяйственная академия (современное название - Московская сельскохозяйственная академия имени К. А. Тимирязева)
ТТК	– Третье транспортное кольцо
УГМС	– управление по управлению по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды
ФГБУ	– федеральное государственное бюджетное учреждение
AEVUS	- Analysis and evaluation of TERRA_URB scheme (приоритетный проект консорциума COSMO)
COSMO	– consortium for small-scale modeling – консорциум по мезомасштабному моделированию атмосферных процессов, и модель атмосферы, развиваемая данным консорциумом
COSMO-CLM	– COSMO model in climate mode – климатическая версия модели COSMO
UTC	– coordinated universal time – всемирное скоординированное время

Список литературы

1. Александров Г.Г., Белова И.Н., Гинзбург А.С. Антропогенные потоки тепла в столичных агломерациях России и Китая // Доклады Академии Наук. 2014. Т. 457. № 1. С. 101–106.
2. Варенцов М.И., Веземская П.С., Заболотских Е.В., Репина И.А. Оценка качества воспроизведения полярных мезоциклонов по данным реанализов и результатам регионального климатического моделирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 4. С. 168–191.
3. Варенцов М.И., Константинов П.И., Самсонов Т.Е., Репина И.А. Изучение феномена городского острова тепла в условиях полярной ночи с помощью экспериментальных измерений и дистанционного зондирования на примере Норильска // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 4. С. 329–337.
4. Варенцов М.И., Самсонов Т.Е., Кислов А.В., Константинов П.И. Воспроизведение острова тепла Московской агломерации в рамках региональной климатической модели COSMO-CLM // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2017а. № 6. С. 25–37.
5. Варенцов М.И., Юшков В.П., Миллер Е.А., Константинов П.И. Вертикальная структура городского «острова тепла» по данным микроволнового дистанционного зондирования // Динамика и обменные процессы в атмосфере / под ред. О.Г. Чхетиани, М.Е. Горбунов, С.Н. Куличков, И.А. Репина. Москва: ГЕОС, 2017б. С. 113–129.
6. Вильфанд Р.М., Кирсанов А.А., Ревокатова А.П., Ривин Г.С., Суркова Г.В. Прогноз перемещения и трансформации загрязняющих веществ в атмосфере с помощью модели COSMO-ART // Метеорология и гидрология. 2017. № 5. С. 31–40.
7. Вильфанд Р.М., Ривин Г.С., Розинкина И.А. Система COSMO-Ru мезомасштабного краткосрочного регионального прогноза погоды Гидрометцентра России: первый этап реализации и развития // Метеорология и гидрология. 2010. № 8. С. 5–20.
8. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. Москва: Росгидромет, 2014. 61 с.
9. Гандин Л.С., Каган Р.Л. Статистические методы интерполяции метеорологических данных. Ленинград: Гидрометеиздат, 1976. 359 с.
10. Гинзбург А.С., Белова И.Н., Расплетина Н.В. Антропогенные потоки тепла в городских агломерациях // Доклады Академии Наук. 2011. Т. 439. С. 256–259.

11. Горбаренко Е.В. Климатические изменения радиационных параметров атмосферы по данным наблюдений в Метеорологической обсерватории МГУ // Метеорология и гидрология. 2016. Т. 12. С. 5–7.
12. Горбаренко Е.В., Шиловцева О.А., Бунина Н.А. Климатические характеристик облачности в Москве // Труды Главной геофизической обсерватории им. АИ Воейкова. 2017. Т. 585. С. 126–141.
13. Горлач И.А., Кислов А.В., Алексеева Л.И. Опыт исследования вертикальной структуры городского острова тепла на основе спутниковых данных // Исследования Земли из космоса. 2017. № 4. С. 36–46.
14. Горчаков Г.И., Кадыгров Е.Н., Куницын В.Е., Захаров В.И., Семутникова Е.Г., Карпов А.В., Курбатов Г.А., Миллер Е.А., Ситанский С.И. Московский остров тепла в блокирующем антициклоне летом 2010 г. // Доклады Академии наук. 2014. Т. 456. № 5. С. 591–595.
15. Демьянов В.В., Савельева Е. Геостатистика: теория и практика. Москва: Наука, 2010. 327 с.
16. Еланский Н.Ф., Лаврова О.В., Мохов И.И., Ракин А.А. Структура острова тепла над городами России по наблюдениям с передвижной лаборатории // Доклады Академии Наук. 2012. Т. 443. № 3. С. 366–371.
17. Емелина С.В., Константинов П.И., Малинина Е.П., Рубинштейн К.Г. Оценка информативности некоторых биометеорологических индексов для разных районов России // Метеорология и гидрология. 2014. № 7. С. 25–37.
18. Зарипов Р.Б. Обзор современных методов повышения детализации метеорологических полей // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. 2010. Т. 1. № 1. С. 4–16.
19. Исаев А.А. Статистика в метеорологии и климатологии. Москва: Изд-во Московского университета, 1988. 248 с.
20. Кадыгров Е.Н., Крученицкй Г.М., Лыков А.Д. Количественные оценки возмущений, вносимых мегаполисов в поле температуры атмосферного пограничного слоя // Известия Российской Академии Наук. Физика Атмосферы И Океана. 2007. Т. 43. № 1. С. 28–41.
21. Кадыгров Е.Н., Кузнецова И.Н., Голицин Г.С. Остров тепла в пограничном слое атмосферы над большим городом: новые результаты на основе дистанционных данных // Доклады Академии Наук. 2002. Т. 385. № 4. С. 541–548.
22. Казакова Е.В., Розинкина И.А., Мачульская Е.Е. Результаты тестирования новой схемы параметризации снежного покрова в условиях весеннего таяния снега в модели COSMO-RU // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. 2010. Т. 344. С. 130–143.
23. Казакова Е.В., Чумаков М.М., Розинкина И.А. Алгоритм расчета высоты свежеснежного покрова, предназначенный для постпроцессинга систем атмосферного моделирования (на примере COSMO) // Труды

- Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. 2013. № 350. С. 195–212.
24. Калинин Н.А. Мониторинг, моделирование и прогноз состояния атмосферы в умеренных широтах. Пермь: Пермский государственный национальный исследовательский университет, 2015. 308 с.
 25. Калинин Н.А., Шихов А.Н., Быков А.В. Прогноз мезомасштабных конвективных систем на Урале с помощью модели WRF и данных дистанционного зондирования // Метеорология и гидрология. 2017. № 1. С. 16–28.
 26. Кислов А.В. Учет изменчивости начального состояния в стохастической модели влажности почвы // Метеорология и гидрология. 1991. № 8. С. 109–111.
 27. 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.
 28. Кислов А.В., Варенцов М.И., Тарасова Л.Л. Роль весенней влажности почвы в формировании крупномасштабных засух Восточно-европейской равнины 2002 и 2010 гг. // Известия Российской Академии Наук. Физика Атмосферы И Океана. 2015. Т. 51. № 4. С. 464–471.
 29. Кислов А.В., Константинов П.И. Детализированное пространственное моделирование температуры Московского мегаполиса // Метеорология и гидрология. 2011. № 5. С. 25–32.
 30. Кислов А.В., Розинкина И.А., Чернышов А.В. Технология моделирования микроклиматических особенностей горной территории в рамках моделей общей циркуляции атмосферы // Метеорология и гидрология. 2006. № 10. С. 45–53.
 31. Кислов А.В., Суркова Г.В. Климатология. Москва: ИНФРА-М, 2017. Вып. 3. 324 с.
 32. Климат Москвы (особенности климата большого города) / под ред. А.А. Дмитриев, Н.П. Бессонов. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1969.
 33. Климат, погода, экология Москвы / под ред. Ф.Я. Клинов. Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 1995.
 34. Колобков Н.В. Климат Москвы и Подмосковья. Москва: Московский рабочий, 1959.
 35. Константинов П.И. Изменение микроклимата Москвы в первой половине XXI века при глобальных изменениях климата и различных сценариях застройки мегаполиса // Проблемы Региональной Экологии. 2010. № 2. С. 111–115.
 36. Кузнецова И.Н., Бруслова Н.Е., Нахаев М.И. Городской остров тепла в Москве: определение, границы, изменчивость // Метеорология и гидрология. 2017. № 5. С. 49–61.

37. Кузнецова И.Н., Нахаев М.И. Сезонные особенности термической структуры нижних слоев атмосферы в московском мегаполисе по данным микроволновых измерений температуры // 80 лет Гидрометцентру России. Москва: ТРИАДА ЛТД, 2010. С. 389–400.
38. Ландсберг Г.Е. Климат города. Ленинград: Гидрометеиздат, 1983. 246 с.
39. Локощенко М.А., Корнева И.А., Кочин А.В., Дубовецкий А.З., Новицкий М.А., Разин П.Е. О Высотной Протяженности Городского “Острова Тепла” Над Москвой // Доклады Академии Наук. 2016. Т. 466. № 2. С. 213–217.
40. Локощенко М.А., Корнева И.А., Кочин А.В., Дубовецкий А.З., Новицкий М.А., Разин П.Е. Современные изменения температуры нижней тропосферы в московском регионе // Известия Российской Академии Наук. Физика Атмосферы И Океана. 2017. Т. 53. № 4. С. 445–454.
41. Локощенко М.А., Николаева Н.А. Зависимость энергопотребления от температуры воздуха в Москве // Метеорология и гидрология. 2017. № 11. С. 58–68.
42. Марчук Г.И. Численные методы в прогнозе погоды. Ленинград: Гидрометеиздат, 1967. 356 с.
43. Матвеев Л.Т. Влияние большого города на метеорологический режим // Известия РАН. Серия Географическая. 2007. № 4. С. 97–102.
44. Мещерская А.В., Гетман И.Ф., Борисенко М.М., Шевкунова Э.И. Мониторинг скорости ветра на водосборе Волги и Урала в XX веке // Метеорология и гидрология. 2004. № 3. С. 83–97.
45. Мещерская А.В., Еремин В.В., Баранова А.А., Майстрова В.В. Изменение скорости ветра на севере России во второй половине XX века по приземных и аэрологическим данным // Метеорология и гидрология. 2006. № 9. С. 46–58.
46. Московская городская агломерация — крупнейшая в Европе [Электронный ресурс]. URL: <https://www.mos.ru/mayor/themes/16299/3891050/>.
47. Мохов И.И. Связь интенсивности «острова тепла» города с его размерами и количеством населения // Доклады Академии Наук. 2009. Т. 427. № 4. С. 530–533.
48. Мохов И.И. Особенности формирования летней жары 2010 г. на европейской территории России в контексте общих изменений климата и его аномалий // Известия Российской Академии Наук. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 6. С. 709–716.
49. Мягков М. Влияние мегаполиса Москва на величину испарения // Метеорология и гидрология. 2005. № 3. С. 78–84.
50. Мягков М. Экологические последствия мезоклиматических аномалий Московского мегаполиса // Экология урбанизированных территорий. 2006а. № 4. С. 28–34.
51. Мягков М. Прогноз погоды для небоскребов // Архитектура и строительство Москвы. 2006б. № 1. С. 16–20.

52. Мягков М. Пример моделирования микроклиматических условий для г. Волгоград // Вестник Волгоградского государственного архитектурно-строительного университета. Серия архитектура и строительство. 2013. Т. 32. № 51. С. 220–228.
53. Мягков М., Губернский Ю.Д., Конова Л.И., Лицкевич В.К. Город, архитектура, человек и климат. Москва: Архитектура-С, 2007.
54. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3, ч. 1. Ленинград: Гидрометеоздат, 1985. 296 с.
55. Переведенцев Ю.П., Гимранова А.Б., Шарипова М.М., Аухадеев Т.Р. Современные изменения климатических характеристики отопительного периода в Казани // Учёные записки Казанского университета. 2014. Т. 156. № 4. С. 123–130.
56. Пищальникова Е.В., Калинин Н.А., Ветров А.Л., Шихов А.Н., Связов Е.М., Быков А.В. Прогноз сильного и очень сильного снегопада на Урале на основе модели WRF // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. 2016. Т. 359. С. 58–72.
57. Реализация Программы реновации [Электронный ресурс]. URL: <http://archsovet.msk.ru/image/uploader/file/МКА-renovaciya.pdf>.
58. Ревич Б.А. Волны жары, качество атмосферного воздуха и смертность населения европейской части России летом 2010 года: результаты предварительной оценки // Экология человека. 2011. Т. 88. № 7. С. 3–9.
59. Ревич Б.А., Шапошников Д.А., Авалиани С.Л., Рубинштейн К.Г., Емелина С.В., Ширяев М.В., Семутникова Е.Г., Захарова П.В., Кислова О.Ю. Оценка опасности для здоровья населения Москвы высокой температуры и загрязнения атмосферного воздуха // Гигиена и санитария. 2015. Т. 94. № 1. С. 36–40.
60. Ревич Б.А., Шапошников Д.А., Семутникова Е.Г. Климатические условия и качество атмосферного воздуха как факторы риска смертности населения Москвы // Медицина труда и промышленная экология. 2008. № 7. С. 29–35.
61. Ревокатова А.П. Метод расчета эмиссии ураного газа для прогноза загрязнения воздуха в Москве // Метеорология и гидрология. 2013. № 6. С. 43–55.
62. Ривин Г.С., Розинкина И.А., Багров А.Н., Блинов Д.В. Мезомасштабная модель COSMO-RU07 и результаты ее оперативных испытаний // Информационный сборник Гидрометцентра России. 2012. Т. 39. С. 15–42.
63. Ривин Г.С., Розинкина И.А., Вильфанд Р.М., Алферов Д.Ю. Система COSMO-Ru негидростатического мезомасштабного краткосрочного прогноза погоды Гидрометцентра России: второй этап реализации и развития // Метеорология и гидрология. 2015. № 6. С. 58–70.

64. Рубинштейн К.Г., Гинзбург А.С. Оценки изменений температуры воздуха и количества осадков в крупных городах (на примере Москвы и Нью-Йорка) // Метеорология и гидрология. 2003. № 2. С. 29–38.
65. Руководство по специализированному климатологическому обслуживанию экономики / под ред. Н.В. Кобышева. Санкт-Петербург: Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова, 2008. 366 с.
66. Старченко А.В., Нутерман Р.Б., Данилкин Е.А. Численное моделирование турбулентных течений и переноса примеси в уличных каньонах. Томск: Издательство Томского университета, 2015. 252 с.
67. Стулов Е.А. Влияние города Москвы на усиление летних осадков // Метеорология и гидрология. 1993. № 11. С. 34–41.
68. Ткачук С.В. Обзор индексов степени комфортности погодных условий и их связь с показателями смертности // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. 2012. № 347. С. 223–245.
69. Торопов П.А., Терентьев Б.А. Гидрометеорологический мониторинг в экосистемах ООПТ Алтае-Саянского экорегиона. Москва: Всемирный фонд дикой природы (WWF Россия), 2011. 132 с.
70. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. Москва: Издательство Московского университета, 2006.
71. Чубарова Н.Е., Пастухова А.С., Галин В.Я., Смышляев С.П. Многолетняя изменчивость УФ радиации в Московском регионе по данным измерений, химико-климатической модели ИВМ-РГГМУ и модели реконструкции // Известия Российской Академии Наук. Физика атмосферы и океана. 2018. В печати.
72. Шукуров К.А., Мохов И.И., Шукурова Л.М. Оценка радиационного форсинга дымового аэрозоля летних пожаров 2010 г. на основе измерений в Московском регионе // Известия Российской Академии Наук. Физика Атмосферы И Океана. 2014. Т. 50. № 3. С. 293–303.
73. Юшков В.П. Оценка пространственных неоднородностей температурной стратификации в пограничном слое Московского мегаполиса по данным дистанционных измерений // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28. № 11. С. 1012–1022.
74. Abdalla S., Isaksen L., Janssen P. A. E. M., Wedi N. Effective spectral resolution of ECMWF atmospheric forecast models // ECMWF Newsl. 2013. № 137. P. 19–22.
75. Anders I., Paumann M., Chimani B., Hofstätter M. Impacts of using spectral nudging on COSMO-CLM simulations of single Vb-events // Workshop proceedings. 21st Century Challenges in Regional Climate Modelling. 2014. P. 154–155.
76. Arakawa A., Lamb V.R. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model // Methods in computational physics. 1977. V. 17. P. 173–265.

77. Arnfield A.J. Two decades of urban climate research: A review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island // *Int. J. Climatol.* 2003. V. 23. № 1. P. 1–26.
78. Baklanov A., Mestayer P.G., Clappier A., Zilitinkevich S., Joffre S., Mahura A., Nielsen N.W. Towards improving the simulation of meteorological fields in urban areas through updated/advanced surface fluxes description // *Atmos. Chem. Phys.* 2008. V. 8. № 3. P. 523–543.
79. Baldauf M., Seifert A., Förstner J., Majewski D., Raschendorfer M., Reinhardt T. Operational Convective-Scale Numerical Weather Prediction with the COSMO Model: Description and Sensitivities // *Mon. Weather Rev.* 2011. V. 139. № 12. P. 3887–3905.
80. Bassett R., Cai X., Chapman L., Heaviside C., Thornes J.E., Muller C.L., Young D.T., Warren E.L. Observations of urban heat island advection from a high-density monitoring network // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2016. V. 142. № 699. P. 2434–2441.
81. Benz S.A., Bayer P., Goettsche F.M., Olesen F.S., Blum P. Linking Surface Urban Heat Islands with Groundwater Temperatures // *Environ. Sci. Technol.* 2016. V. 50. № 1. P. 70–78.
82. Böhm U., Kücken M., Ahrens W., Block A., Hauffe D., Keuler K., Rockel B., Will A. CLM—the climate version of LM: brief description and long-term applications // *COSMO Newsl.* 2006. V. 6. P. 225–235.
83. Bontemps S., Defourny P., Bogaert E. Van, Arino O., Kalogirou V., Perez J.R. GLOBCOVER 2009 Products Description and Validation Report // *ESA Bull.* 2011. V. 136. P. 53.
84. Bornstein R., Lin Q. Urban heat islands and summertime convective thunderstorms in Atlanta: Three case studies // *Atmos. Environ.* 2000. V. 34. № 3. P. 507–516.
85. Bornstein R.D. Observations of the Urban Heat Island Effect in New York City // *J. Appl. Meteorol.* 1968. V. 7. № 4. P. 575–582.
86. Brandsma T., Wolters D. Measurement and statistical modeling of the urban heat island of the city of Utrecht (Netherlands) // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 2012. V. 51. № 6. P. 1046–1060.
87. Bryan G.H., Wyngaard J.C., Fritsch J.M. Resolution Requirements for the Simulation of Deep Moist Convection // *Mon. Weather Rev.* 2003. V. 131. № 10. P. 2394–2416.
88. Buechley R.W., Bruggen J. Van, Truppi L.E. Heat island = death island? // *Environ. Res.* 1972. V. 5. № 1. P. 85–92.
89. Buzzi M., Rotach M.W., Raschendorfer M., Holtslag A.A.M. Evaluation of the COSMO-SC turbulence scheme in a shear-driven stable boundary layer // *Meteorol. Zeitschrift.* 2011. V. 20. № 3. P. 335–350.
90. Cavicchia L., Storch H. Von, Gualdi S. Mediterranean tropical-like cyclones in present and future climate // *J. Clim.* 2014. V. 27. № 19. P. 7493–7501.

91. Cerenzia I., Tampieri F., Tesini M.S. Diagnosis of Turbulence Schema in Stable Atmospheric Conditions and Sensitivity Tests // COSMO Newsl. 2014. V. 14. P. 28–36.
92. Chapman L., Muller C.L., Young D.T., Warren E.L., Grimmond C.S.B., Cai X.M., Ferranti E.J.S. The Birmingham urban climate laboratory: An open meteorological test bed and challenges of the Smart city // Bull. Am. Meteorol. Soc. 2015. V. 96. № 9. P. 1545–1560.
93. Chen F., Kusaka H., Bornstein R., Ching J., Grimmond C.S.B., Grossman-Clarke S., Loidan T., Manning K.W., Martilli A., Miao S., Sailor D., Salamanca F.P., Taha H., Tewari M., Wang X., Wyszogrodzki A.A., Zhang C. The integrated WRF/urban modelling system: Development, evaluation, and applications to urban environmental problems // Int. J. Climatol. 2011. V. 31. № 2. P. 273–288.
94. Christen A., Vogt R. Energy and radiation balance of a central European City // Int. J. Climatol. 2004. V. 24. № 11. P. 1395–1421.
95. Clark P., Roberts N., Lean H., Ballard S.P., Charlton-Perez C. Convection-permitting models: A step-change in rainfall forecasting // Meteorol. Appl. 2016. V. 23. № 2. P. 165–181.
96. Clarke J.F. Nocturnal Urban Boundary Layer Over Cincinnati, Ohio // Mon. Weather Rev. 1969. V. 97. № 8. P. 582–589.
97. Climate Change 2013: The Physical Science Basis Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, USA: Cambridge University Press, 2013. 1535 pp.
98. Cox W. Demographia World Urban Areas (World Agglomerations). Belleville, Illinois, USA: Wendel Cox Consultancy, 2017. 13th Annual Edition. 112 pp.
99. Dai A. Recent climatology, variability, and trends in global surface humidity // J. Clim. 2006. V. 19. № 15. P. 3589–3606.
100. Davies H.C. A lateral boundary formulation for multi-level prediction models // Q. J. R. Meteorol. Soc. 1976. V. 102. № 432. P. 405–418.
101. Davin E.L., Seneviratne S.I., Ciais P., Orlowski A., Wang T. Preferential cooling of hot extremes from cropland albedo management // Proc. Natl. Acad. Sci. 2014. V. 111. № 27. P. 9757–9761.
102. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., Berg L. van de, Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Holm E. V., Isaksen I., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.J., Park B.K., Peubey C., Rosnay P. de, Tavolato C., Thepaut J.N., Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2011. V. 137. № 656. P. 553–597.

103. Demuzere M., Ridder K. De, van Lipzig N.P.M. Modeling the energy balance in Marseille: Sensitivity to roughness length parameterizations and thermal admittance // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2008. V. 113. № 16. P. 1–19.
104. Dixon P.G., Mote T.L. Patterns and Causes of Atlanta's Urban Heat Island–Initiated Precipitation // *J. Appl. Meteorol.* 2003. V. 42. № 9. P. 1273–1284.
105. Doms G., Baldauf M. A description of the nonhydrostatic regional COSMO model. Part I: Dynamics and Numerics // *Deutscher Wetterdienst.* 2015. 158 pp.
106. Doms G., Förstner J., Heise E., Herzog H.-J., Mironov D., Raschendorfer M., Reinhardt T., Ritter B., Schrodin R., Schulz J.-P., Vogel G. A description of the nonhydrostatic regional COSMO model. Part II: Physical parameterization // *Deutscher Wetterdienst.* 2011. 153 pp.
107. Dousset B., Gourmelon F., Laaidi K., Zeghnoun A., Giraudet E., Bretin P., Mauri E., Vandentorren S. Satellite monitoring of summer heat waves in the Paris metropolitan area // *Int. J. Climatol.* 2011. V. 31. № 2. P. 313–323.
108. Duckworth F.S., Sandberg J.S. The effect of cities upon horizontal and vertical temperature gradients // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1954. V. 35. № 5. P. 198–207.
109. Ebert E.E. Fuzzy verification of high-resolution gridded forecasts: a review and proposed framework // *Meteorol. Appl.* 2008. V. 15. № 1. P. 51–64.
110. Elansky N. Air quality and CO emissions in the Moscow megacity // *Urban Clim.* 2014. V. 8. P. 42–56.
111. Eliasson I., Upmanis H. Nocturnal airflow from urban parks-implications for city ventilation // *Theor. Appl. Climatol.* 2000. V. 66. № 1–2. P. 95–107.
112. Ferguson G., Woodbury A.D. Urban heat island in the subsurface // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. № 23. P. L23713.
113. Feser F., Barcikowska M. The influence of spectral nudging on typhoon formation in regional climate models // *Environ. Res. Lett.* 2012. V. 7. № 1. P. 14024.
114. Fischer E.M., Schär C. Consistent geographical patterns of changes in high-impact European heatwaves // *Nat. Geosci.* 2010. V. 3. № 6. P. 398–403.
115. Flanner M.G. Integrating anthropogenic heat flux with global climate models // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. № 2. P. L02801.
116. Fortuniak K. Numerical estimation of the effective albedo of an urban canyon // *Theor. Appl. Climatol.* 2008. V. 91. № 1–4. P. 245–258.
117. Founda D., Pierros F., Petrakis M., Zerefos C. Interdecadal variations and trends of the Urban Heat Island in Athens (Greece) and its response to heat waves // *Atmos. Res.* 2015. V. 161–162. P. 1–13.
118. Franck U., Kruger M., Schwarz N., Grossmann K., Roder S., Schlink U. Heat stress in urban areas: Indoor and outdoor temperatures in different urban structure types and subjectively reported well-being during a heat wave in the city of Leipzig // *Meteorol. Zeitschrift.* 2013. V. 22. № 2. P. 167–177.
119. Frigge M., Hoaglin D., Iglewicz B. Some implementations of the boxplots // *Am. Stat.* 1989. V. 43. № 1. P. 50–54.

120. Gabriel K.M.A., Endlicher W.R. Urban and rural mortality rates during heat waves in Berlin and Brandenburg, Germany // *Environ. Pollut.* 2011. V. 159. № 8–9. P. 2044–2050.
121. Gaffin S.R., Rosenzweig C., Khanbilvardi R., Parshall L., Mahani S., Glickman H., Goldberg R., Blake R., Slosberg R.B., Hillel D. Variations in New York city's urban heat island strength over time and space // *Theor. Appl. Climatol.* 2008. V. 94. № 1–2. P. 1–11.
122. Georgakis C., Zoras S., Santamouris M. Studying the effect of «cool» coatings in street urban canyons and its potential as a heat island mitigation technique // *Sustain. Cities Soc.* 2014. V. 13. P. 20–31.
123. Georgescu M., Morefield P.E., Bierwagen B.G., Weaver C.P. Urban adaptation can roll back warming of emerging megapolitan regions // *Proc. Natl. Acad. Sci.* 2014. V. 111. № 8. P. 2909–2914.
124. González-Aparicio I., Baklanov A., Hidalgo J., Korsholm U., Nuterman R., Mahura A. Impact of city expansion and increased heat fluxes scenarios on the urban boundary layer of Bilbao using Enviro-HIRLAM // *Urban Clim.* 2014. V. 10. № 1. P. 831–845.
125. Grasselt R., Schüttemeyer D., Warrach-Sagi K., Ament F., Simmer C. Validation of TERRA-ML with discharge measurements // *Meteorol. Zeitschrift.* 2008. V. 17. № 6. P. 763–773.
126. Grossman-Clarke S., Schubert S., Fenner D. Urban effects on summertime air temperature in Germany under climate change // *Int. J. Climatol.* 2017. V. 37. № 2. P. 905–917.
127. Grumm R.H. The central European and Russian heat event of July-August 2010 // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2011. V. 92. № 10. P. 1285–1296.
128. Hamilton I.G., Davies M., Steadman P., Stone A., Ridley I., Evans S. The significance of the anthropogenic heat emissions of London's buildings: A comparison against captured shortwave solar radiation // *Build. Environ.* 2009. V. 44. № 4. P. 807–817.
129. Han J.-Y., Baik J.-J., Khain A.P. A Numerical Study of Urban Aerosol Impacts on Clouds and Precipitation // *J. Atmos. Sci.* 2012. V. 69. № 2. P. 504–520.
130. Han J.Y., Baik J.J., Lee H. Urban impacts on precipitation // *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.* 2014. V. 50. № 1. P. 17–30.
131. Hart M.A., Sailor D.J. Quantifying the influence of land-use and surface characteristics on spatial variability in the urban heat island // *Theor. Appl. Climatol.* 2009. V. 95. № 3–4. P. 397–406.
132. Hauck C., Barthlott C., Krauss L., Kalthoff N. Soil moisture variability and its influence on convective precipitation over complex terrain // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2011. V. 137. № S1. P. 42–56.

133. Heaviside C., Cai X.-M., Vardoulakis S. The effects of horizontal advection on the urban heat island in Birmingham and the West Midlands, United Kingdom during a heatwave // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2015. V. 141. № 689. P. 1429–1441.
134. Heusinkveld B.G., Steeneveld G.J., Hovel L.W.A. van, Jacobs C.M.J., Holtslag A.A.M. Spatial variability of the Rotterdam urban heat island as influenced by urban land use // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2014. V. 119. № 2. P. 677–692.
135. Hidalgo J., Pigeon G., Masson V. Urban-breeze circulation during the CAPITOUL experiment: Observational data analysis approach // *Meteorol. Atmos. Phys.* 2008. V. 102. № 3–4. P. 223–241.
136. Ho-Hagemann H.T.M., Gröger M., Rockel B., Zahn M., Geyer B., Meier H.E.M. Effects of air-sea coupling over the North Sea and the Baltic Sea on simulated summer precipitation over Central Europe // *Clim. Dyn.* 2017. V. 49. № 11–12. P. 1–26.
137. Houet T., Marchadier C., Bretagne G., Moine M.P., Aguejdad R., Vignié V., Bonhomme M., Lemonsu A., Avner P., Hidalgo J., Masson V. Combining narratives and modelling approaches to simulate fine scale and long-term urban growth scenarios for climate adaptation // *Environ. Model. Softw.* 2016. V. 86. P. 1–13.
138. Huang Q., Lu Y. Urban heat island research from 1991 to 2015: a bibliometric analysis // *Theor. Appl. Climatol.* 2017. V. 131. № 3–4. P. 1055–1067.
139. Iamarino M., Beevers S., Grimmond C.S.B. High-resolution (space, time) anthropogenic heat emissions: London 1970-2025 // *Int. J. Climatol.* 2012. V. 32. № 11. P. 1754–1767.
140. Jaeger E.B., Anders I., Lüthi D., Rockel B., Schär C., Seneviratne S.I. Analysis of ERA40-driven CLM simulations for Europe // *Meteorol. Zeitschrift.* 2008. V. 17. № 4. P. 349–367.
141. Jaeger E.B., Seneviratne S.I. Impact of soil moisture-atmosphere coupling on European climate extremes and trends in a regional climate model // *Clim. Dyn.* 2011. V. 36. № 9–10. P. 1919–1939.
142. Kallistratova M.A., Kouznetsov R.D. Low-Level Jets in the Moscow Region in Summer and Winter Observed with a Sodar Network // *Boundary-Layer Meteorol.* 2012. V. 143. № 1. P. 159–175.
143. Kallistratova M., Kouznetsov R.D., Kuznetsov D.D., Kuznetsova I.N., Nakhaev M., Chirokova G. Summertime low-level jet characteristics measured by sodars over rural and urban areas // *Meteorol. Zeitschrift.* 2009. V. 18. № 3. P. 289–295.
144. Kanda M., Kanega M., Kawai T., Moriwaki R., Sugawara H. Roughness lengths for momentum and heat derived from outdoor urban scale models // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 2007. V. 46. № 7. P. 1067–1079.
145. Kazakova E., Rozinkina I. Testing of Snow Parameterization Schemes in COSMO-Ru: Analysis and Results // *COSMO Newsl.* 2011. V 11. P. 41–51.

146. Khaikine M.N., Kuznetsova I.N., Kadygrov E.N., Miller E.A. Investigation of temporal-spatial parameters of an urban heat island on the basis of passive microwave remote sensing // *Theor. Appl. Climatol.* 2006. V. 84. № 1–3. P. 161–169.
147. Kim Y.-H., Baik J.-J. Spatial and Temporal Structure of the Urban Heat Island in Seoul // *J. Appl. Meteorol.* 2005. V. 44. № 5. P. 591–605.
148. Klutse N.A.B., Sylla M.B., Diallo I., Sarr A., Dosio A., Diedhiou A., Kamga A., Lamptey B., Ali A., Gbobaniyi E.O., Owusu K., Lennard C., Hewitson B., Nikulin G., Panitz H.J., Büchner M. Daily characteristics of West African summer monsoon precipitation in CORDEX simulations // *Theor. Appl. Climatol.* 2016. V. 123. № 1–2. P. 369–386.
149. Kłysik K., Fortuniak K. Temporal and spatial characteristics of the urban heat island of Łódź, Poland // *Atmos. Environ.* 1999. V. 33. № 24–25. P. 3885–3895.
150. Konstantinov P.I., Varentsov M.I., Malinina E.P. Modeling of thermal comfort conditions inside the urban boundary layer during Moscow's 2010 summer heat wave (case-study) // *Urban Clim.* 2014. V. 10. № P3. P. 563–572.
151. Kotlarski S., Keuler K., Christensen O.B., Colette A., Déqué M., Gobiet A., Goergen K., Jacob D., Lüthi D., Meijgaard E. Van, Nikulin G., Schär C., Teichmann C., Vautard R., Warrach-Sagi K., Wulfmeyer V. Regional climate modeling on European scales: A joint standard evaluation of the EURO-CORDEX RCM ensemble // *Geosci. Model Dev.* 2014. V. 7. № 4. P. 1297–1333.
152. Kramar V.F., Baykova E., Kallistratova M., Kouznetsov R., Kulichkov S. Ground-based remote sensing of the ABL structure in moscow and its use to estimate pollutant surface emission rates // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 2014. V. 53. № 5. P. 1272–1281.
153. Krige D.G. A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand // *J. South. African Inst. Min. Metall.* 1951. V. 52. № 6. P. 119–139.
154. Kurbatskii A.F., Kurbatskaya L.I. Turbulent circulation above the surface heat source in a stably stratified environment // *Thermophys. Aeromechanics.* 2016. V. 23. № 5. P. 677–692.
155. Kusaka H., Suzuki-Parker A., Aoyagi T., Adachi S.A., Yamagata Y. Assessment of RCM and urban scenarios uncertainties in the climate projections for August in the 2050s in Tokyo // *Clim. Change.* 2016. V. 137. № 3–4. P. 427–438.
156. Kuttler W., Weber S., Schonfeld J., Hesselschwerdt A. Urban/rural atmospheric water vapour pressure differences and urban moisture excess in Krefeld, Germany // *Int. J. Climatol.* 2007. V. 27. № 14. P. 2005–2015.
157. Lee D.O. Urban—rural humidity differences in London // *Int. J. Climatol.* 1991. V. 11. № 5. P. 577–582.
158. Lee R.L., Olfe D.B. Numerical calculations of temperature profiles over an urban heat island // *Boundary-Layer Meteorol.* 1974. V. 7. № 1. P. 39–52.

159. Lee S.H., Baik J.J. Statistical and dynamical characteristics of the urban heat island intensity in Seoul // *Theor. Appl. Climatol.* 2010. V. 100. № 1. P. 227–237.
160. Lelovics E., Unger J., Savic S., Gal T., Milosevic D., Gulyas A., Markovic V., Arsenovic D., Gal C. V. Intra-urban temperature observations in two Central European cities: A summer study // *Idojaras.* 2016. V. 120. № 3. P. 283–300.
161. Lemonsu A., Masson V. Simulation of a summer urban breeze over Paris // *Boundary-Layer Meteorol.* 2002. V. 104. № 3. P. 463–490.
162. Lemonsu A., Masson V., Shashua-Bar L., Erell E., Pearlmutter D. Inclusion of vegetation in the Town Energy Balance model for modelling urban green areas // *Geosci. Model Dev.* 2012. V. 5. № 6. P. 1377–1393.
163. Li D., Bou-Zeid E. Synergistic interactions between urban heat islands and heat waves: The impact in cities is larger than the sum of its parts // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 2013. V. 52. № 9. P. 2051–2064.
164. Lin W., Zhang L., Du D., Yang L., Lin H., Zhang Y., Li J. Quantification of land use/land cover changes in Pearl River Delta and its impact on regional climate in summer using numerical modeling // *Reg. Environ. Chang.* 2009. V. 9. № 2. P. 75–82.
165. Lin X.C., Yu S.Q. Interdecadal changes of temperature in the Beijing region and its heat island effect // *Chinese J. Geophys. Ed.* 2005. V. 48. № 1. P. 39–45.
166. Liu W., Ji C., Zhong J., Jiang X., Zheng Z. Temporal characteristics of the Beijing urban heat island // *Theor. Appl. Climatol.* 2007. V. 87. № 1–4. P. 213–221.
167. Liu W., You H., Dou J. Urban-rural humidity and temperature differences in the Beijing area // *Theor. Appl. Climatol.* 2009. V. 96. № 3–4. P. 201–207.
168. Lokoshchenko M.A. Urban ‘heat island’ in Moscow // *Urban Clim.* 2014. V. 10, Part 3. P. 550–562.
169. Lokoshchenko M.A. Urban Heat Island and Urban Dry Island in Moscow and Their Centennial Changes // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 2017. V. 56. № 10. P. 2729–2745.
170. Lokoshchenko M.A., Korneva I.A. Underground urban heat island below Moscow city // *Urban Clim.* 2015. V. 13. P. 1–13.
171. Lu J., Arya S.P., Snyder W.H., Lawson R.E. A Laboratory Study of the Urban Heat Island in a Calm and Stably Stratified Environment. Part II: Velocity Field // *J. Appl. Meteorol.* 1997. V. 36. № 10. P. 1392–1402.
172. Macnee R.G.D., Tokai A. Heat wave vulnerability and exposure mapping for Osaka City, Japan // *Environ. Syst. Decis.* 2016. V. 36. № 4. P. 368–376.
173. Manabe S. Climate and the ocean circulation: 1. The atmospheric circulation and the hydrology of the earths’ surface // *Mon. Weather Rev.* 1969. V. 97. P. 739–805.
174. Martilli A., Clappier A., Rotach M.W. An urban surface exchange parameterization for mesoscale models // *Boundary-Layer Meteorol.* 2002. V. 104. P. 261–304.
175. Masson V. A physically based scheme for the urban energy budget in atmospheric models // *Bound. Layer Meteorol.* 2000. V. 94. № 3. P. 357–397.

176. McCarthy M.P., Best M.J., Betts R.A. Climate change in cities due to global warming and urban effects // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. № 9. P. 1–5.
177. Mellor G.L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // *Rev. Geophys.* 1982. V. 20. № 4. P. 851–875.
178. Mironov D., Heise E., Kourzeneva E., Ritter B., Schneider N., Terzhevik A. Implementation of the lake parameterisation scheme FLake into the numerical weather prediction model COSMO // *Boreal Environ. Res.* 2010. V. 15. № 2. P. 218–230.
179. Mote T.L., Lacke M.C., Shepherd J.M. Radar signatures of the urban effect on precipitation distribution: A case study for Atlanta, Georgia // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. № 20. P. 2–5.
180. Muller C.L., Chapman L., Grimmond C.S.B., Young D.T., Cai X. Sensors and the city: A review of urban meteorological networks // *Int. J. Climatol.* 2013. V. 33. № 7. P. 1585–1600.
181. Nicholls N., Skinner C., Loughnan M., Tapper N. A simple heat alert system for Melbourne, Australia // *Int. J. Biometeorol.* 2008. V. 52. № 5. P. 375–384.
182. Nunez M., Oke T.R. The Energy Balance of an Urban Canyon // *J. Appl. Meteorol.* 1977. V. 16. P. 11–19.
183. Oke T.R. City size and the urban heat island // *Atmos. Environ. Pergamon Pres.* 1973. V. 7. P. 769–779.
184. Oke T.R. The energetic basis of the urban heat island // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 1982. V. 108. № 455. P. 1–24.
185. Oke T.R. *Boundary layer climates.* London: Routledge, 1987. 435 pp.
186. Oke T.R. An algorithmic scheme to estimate hourly heat island magnitude // Preprints, Second Symposium on Urban Environment, November 2–5, Albuquerque, NM. 1998. P. 80–83.
187. Oke T.R., Crowther J.M., McNaughton K.G., Monteith J.L., Gardiner B. The Micrometeorology of the Urban Forest [and Discussion] // *Philos. Trans. R. Soc. B Biol. Sci.* 1989. V. 324. № 1223. P. 335–349.
188. Oke T.R., East C. The urban boundary layer in Montreal // *Boundary-Layer Meteorol.* 1971. V. 1. № 4. P. 411–437.
189. Oke T.R., Mills G., Christen A., Voogt J.A. *Urban climates.* Cambridge: Cambridge University Press, 2017. 509 pp.
190. Oleson K.W., Bonan G.B., Feddema J. Effects of white roofs on urban temperature in a global climate model // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. № 3. P. L03701.
191. Orlanski L. A rational subdivision of scale for atmospheric processes // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1975. V. 56. P. 527–530.
192. Oswald E.M., Rood R.B., Zhang K., Gronlund C.J., O’Neill M.S., White-Newsome J.L., Brines S.J., Brown D.G. An investigation into the spatial variability of near-surface air temperatures in the Detroit, Michigan, metropolitan region // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 2012. V. 51. № 7. P. 1290–1304.

193. Pfeifroth U., Hollmann R., Ahrens B. Cloud cover diurnal cycles in satellite data and regional climate model simulations // *Meteorol. Zeitschrift*. 2012. V. 21. № 6. P. 551–560.
194. Prein A.F., Langhans W., Fosser G., Ferrone A., Ban N., Goergen K., Keller M., Tölle M., Gutjahr O., Feser F., Brisson E., Kollet S., Schmidli J., Lipzig N.P.M. Van, Leung R. A review on regional convection-permitting climate modeling: Demonstrations, prospects, and challenges // *Rev. Geophys.* 2015. V. 53. № 2. P. 323–361.
195. Ren G.Y., Chu Z.Y., Chen Z.H., Ren Y.Y. Implications of temporal change in urban heat island intensity observed at Beijing and Wuhan stations // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. № 5. P. 1–5.
196. Ridder K. De, Bertrand C., Casanova G., Lefebvre W. Exploring a new method for the retrieval of urban thermophysical properties using thermal infrared remote sensing and deterministic modeling // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2012. V. 117. № 17. P. 1–14.
197. Ridder K. De, Maiheu B., Lauwaet D., Daglis I., Keramitsoglou I., Kourtidis K., Manunta P., Paganini M. Urban Heat Island Intensification during Hot Spells - The Case of Paris during the Summer of 2003 // *Urban Sci.* 2016. V. 1. № 1. P. 3.
198. Ritter B., Geleyn J.-F. A Comprehensive Radiation Scheme for Numerical Weather Prediction Models with Potential Applications in Climate Simulations // *Mon. Weather Rev.* 1992. V. 120. № 2. P. 303–325.
199. Rockel B., Will A., Hense A. The regional climate model COSMO-CLM (CCLM) // *Meteorol. Zeitschrift*. 2008. V. 17. № 4. P. 347–348.
200. Romanov P. Urban influence on cloud cover estimated from satellite data // *Atmos. Environ.* 1999. V. 33. № 24–25. P. 4163–4172.
201. Rossa A.M., Domenichini F., Szintai B. Selected COSMO-2 verification results over North-eastern Italian Veneto // *COSMO Newsl.* 2012. V. 12. P. 64–71.
202. Rummukainen M. State-of-the-art with regional climate models // *Wiley Interdiscip. Rev. Clim. Chang.* 2010. V. 1. № 1. P. 82–96.
203. Ryu Y.-H., Baik J.-J. Quantitative Analysis of Factors Contributing to Urban Heat Island Intensity // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 2012. V. 51. № 5. P. 842–854.
204. Saaroni H., Ben-Dor E., Bitan A., Potchter O. Spatial distribution and microscale characteristics of the urban heat island in Tel-Aviv, Israel // *Landsc. Urban Plan.* 2000. V. 48. № 1–2. P. 1–18.
205. Samsonov T., Trigub K. Towards computation of urban local climate zones (LCZ) from Openstreetmap data // *Proceedings of the 14th International Conference on GeoComputation, 4th-7th September 2017. Leeds, UK.* 2017. P. 1–9.
206. Samsonov T.E., Konstantinov P.I. OpenStreetMap data assessment for extraction of urban land cover and geometry parameters required by urban climate modeling // *Ext. Abstr. Proc. GIScience.* 2014. № 2008. V. 23–26.

207. Samsonov T.E., Konstantinov P.I., Varentsov M.I. Object-oriented approach to urban canyon analysis and its applications in meteorological modeling // *Urban Clim.* 2015. V. 13. P. 122–139.
208. Santamouris M. Cooling the cities - A review of reflective and green roof mitigation technologies to fight heat island and improve comfort in urban environments // *Sol. Energy.* 2014. V. 103. P. 682–703.
209. Sarkar A., Ridder K. De. The Urban Heat Island Intensity of Paris: A Case Study Based on a Simple Urban Surface Parametrization // *Boundary-Layer Meteorol.* 2011. V. 138. № 3. P. 511–520.
210. Schär C., Leuenberger D., Fuhrer O., Lüthi D., Girard C. A New Terrain-Following Vertical Coordinate Formulation for Atmospheric Prediction Models // *Mon. Weather Rev.* 2002. V. 130. № 10. P. 2459–2480.
211. Schatz J., Kucharik C.J. Urban climate effects on extreme temperatures in Madison, Wisconsin, USA // *Environ. Res. Lett.* 2015. V. 10. № 9. P. 94024.
212. Schubert S., Grossman-Clarke S., Martilli A. A Double-Canyon Radiation Scheme for Multi-Layer Urban Canopy Models // *Boundary-Layer Meteorol.* 2012. V. 145. № 3. P. 439–468.
213. Schulz J.-P., Vogel G. An evaluation of the simulated bare soil evaporation of an atmospheric model // *Geophys. Res. Abstr.* 2016. V. 18. P. 8559.
214. Schulz J.-P., Vogel G. An improved representation of the land surface temperature including the effects of vegetation in the COSMO model // *Geophys. Res. Abstr.* 2017. V. 19. P. 7896.
215. Shahgedanova M., Burt T.P., Davies T.D. Some aspects of the three-dimensional heat island in Moscow // *Int. J. Climatol.* 1997. V. 17. P. 1451–1465.
216. Sharma A., Fernando H.J.S., Hamlet A.F., Hellmann J.J., Barlage M., Chen F. Urban meteorological modeling using WRF: a sensitivity study // *Int. J. Climatol.* 2017. V. 37. № 4. P. 1885–1900.
217. Shepherd J.M. Evidence of urban-induced precipitation variability in arid climate regimes // *J. Arid Environ.* 2006. V. 67. № 4. P. 607–628.
218. Smiatek G., Rockel B., Schättler U. Time invariant data preprocessor for the climate version of the COSMO model (COSMO-CLM) // *Meteorol. Zeitschrift.* 2008. V. 17. № 4. P. 395–405.
219. Spronken-Smith R.A., Oke T.R. The thermal regime of urban parks in two cities with different summer climates // *Int. J. Remote Sens.* 1998. V. 19. № 11. P. 2085–2104.
220. Stewart I.D. A systematic review and scientific critique of methodology in modern urban heat island literature // *Int. J. Climatol.* 2011. V. 31. № 2. P. 200–217.
221. Stewart I.D., Kennedy C.A. Metabolic heat production by human and animal populations in cities // *Int. J. Biometeorol.* 2017. V. 61. № 7. P. 1159–1171.

222. Stoffelen A. Toward the true near-surface wind speed: Error modeling and calibration using triple collocation // *J. Geophys. Res. Ocean.* 1998. V. 103. № C4. P. 7755–7766.
223. Storch H. von, Langenberg H., Feser F. A Spectral Nudging Technique for Dynamical Downscaling Purposes // *Mon. Weather Rev.* 2000. V. 128. № 10. P. 3664–3673.
224. Szymanowski M., Kryza M. GIS-based techniques for urban heat island spatialization // *Clim. Res.* 2009. V. 38. № 2. P. 171–187.
225. Takebayashi H., Moriyama M. Relationships between the properties of an urban street canyon and its radiant environment: Introduction of appropriate urban heat island mitigation technologies // *Sol. Energy.* 2012. V. 86. № 9. P. 2255–2262.
226. Tan J., Zheng Y., Tang X., Guo C., Li L., Song G., Zhen X., Yuan D., Kalkstein A.J., Li F., Chen H. The urban heat island and its impact on heat waves and human health in Shanghai // *Int. J. Biometeorol.* 2010. V. 54. № 1. P. 75–84.
227. Tanré D., Geleyn J.F., Slingo J.M. First results of the introduction of an advanced aerosol-radiation interaction in the ECMWF low resolution global model // *Aerosols their Clim. Eff.* 1984. P. 133–177.
228. Tardivo G., Berti A. A Dynamic method for gap filling in daily temperature datasets // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 2012. V. 51. № 6. P. 1079–1086.
229. Tegen I., Hollrig P., Chin M., Fung I., Jacob D., Penner J. Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness: Estimates from model results // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № D20. P. 23895–23915.
230. Thorsson S., Lindberg F., Björklund J., Holmer B., Rayner D. Potential changes in outdoor thermal comfort conditions in Gothenburg, Sweden due to climate change: The influence of urban geometry // *Int. J. Climatol.* 2011. V. 31. № 2. P. 324–335.
231. Tiedtke M. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models // *Mon. Weather Rev.* 1989. V. 117. № 8. P. 1179–1800.
232. Trusilova K., Früh B., Brienen S., Walter A., Masson V., Pigeon G., Becker P. Implementation of an urban parameterization scheme into the regional climate model COSMO-CLM // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 2013. V. 52. № 10. P. 2296–2311.
233. Trusilova K., Jung M., Churkina G., Karsten U., Heimann M., Claussen M. Urbanization impacts on the climate in Europe: Numerical experiments by the PSU-NCAR mesoscale model (MM5) // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 2008. V. 47. № 5. P. 1442–1455.
234. Twardosz R., Kossowska-Cezak U. Exceptionally hot summers in Central and Eastern Europe (1951-2010) // *Theor. Appl. Climatol.* 2013. V. 112. № 3–4. P. 617–628.
235. Tzavali A., Paravantis J.P., Mihalakakou G., Fotiadi A., Stigka E. Urban heat island intensity: A literature review // *Fresenius Environ. Bull.* 2015. V. 24. P. 4535–4554.

236. Unger J. Urban-rural air humidity differences in Szeged, Hungary // *Int. J. Climatol.* 1999. V. 19. № 13. P. 1509–1515.
237. Unkašević M., Jovanović O., Popović T. Urban-suburban/rural vapour pressure and relative humidity differences at fixed hours over the area of Belgrade city // *Theor. Appl. Climatol.* 2001. V. 68. № 1–2. P. 67–73.
238. Upmanis H., Eliasson I., Lindqvist S. The influence of green areas on nocturnal temperatures in a high latitude city (Goteborg, Sweden) // *Int. J. Climatol.* 1998. V. 18. № 6. P. 681–700.
239. Vandentorren S., Suzan F., Medina S., Pascal M., Maulpoix A., Cohen J.C., Ledrans M. Mortality in 13 French cities during the August 2003 heat wave // *Am. J. Public Health.* 2004. V. 94. № 9. P. 1518–1520.
240. Varentsov M., Wouters H., Platonov V., Konstantinov P. Megacity-Induced Mesoclimatic Effects in the Lower Atmosphere: A Modeling Study for Multiple Summers over Moscow, Russia // *Atmosphere (Basel)*. 2018. V. 9. № 2. P. 50.
241. Viterbo P., Beljaars A.C.M. An improved land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation // *J. Clim.* 1995. V. 8. № 11. P. 2716–2748.
242. Warner T.T. *Numerical Weather and Climate Prediction*. Cambridge: Cambridge University Press, 2011. 526 pp.
243. Wicker L.J., Skamarock W.C. Time-Splitting Methods for Elastic Models Using Forward Time Schemes // *Mon. Weather Rev.* 2002. V. 130. № 8. P. 2088–2097.
244. Wilby R.L. Past and projected trends in London's urban heat island // *Weather*. 2003. V. 58. № 7. P. 251–260.
245. Wilby R.L., Jones P.D., Lister D.H. Decadal variations in the nocturnal heat island of London // *Weather*. 2011. V. 66. № 3. P. 59–64.
246. Wong K.K., Dirks R.A. Mesoscale Perturbations on Airflow in the Urban Mixing Layer // *J. Appl. Meteorol.* 1978. V. 17. № 5. P. 677–688.
247. Wouters H., Demuzere M., Blahak U., Fortuniak K., Maiheu B., Camps J., Tielemans D., van Lipzig N.P.M. Efficient urban canopy parametrization for atmospheric modelling: description and application with the COSMO-CLM model for a Belgian Summer // *Geosci. Model Dev.* 2016. V. 9. P. 3027–3054.
248. Wouters H., Demuzere M., De Ridder K., Lipzig N.P.M. Van. The impact of impervious water-storage parametrization on urban climate modelling // *Urban Clim.* 2015. V. 11. P. 24–50.
249. Wouters H., De Ridder K., Demuzere M., Lauwaet D., Lipzig N.P.M. Van. The diurnal evolution of the urban heat island of Paris: A model-based case study during Summer 2006 // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. V. 13. № 17. P. 8525–8541.
250. Wouters H., De Ridder K., Poelmans L., Willems P., Brouwers J., Hosseinzadehtalaei P., Tabari H., Broucke S. Vanden, van Lipzig N.P.M., Demuzere M. Heat stress increase under climate change twice as large in cities as in rural areas: A study for a densely populated midlatitude maritime region // *Geophys. Res. Lett.* 2017. V. 44. № 17. P. 8997–9007.

251. Wyngaard J.C. Toward Numerical Modeling in the “Terra Incognita” // *J. Atmos. Sci.* 2004. V. 61. № 14. P. 1816–1826.
252. Yang P., Ren G., Liu W. Spatial and temporal characteristics of Beijing urban heat island intensity // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 2013. V. 52. № 8. P. 1803–1816.
253. Zängl G., Reinert D., Rípodas P., Baldauf M. The ICON (ICOsahedral Non-hydrostatic) modelling framework of DWD and MPI-M: Description of the non-hydrostatic dynamical core // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2015. V. 141. № 687. P. 563–579.
254. Zhou B., Rybski D., Kropp J.P. On the statistics of urban heat island intensity // *Geophys. Res. Lett.* 2013. V. 40. № 20. P. 5486–5491.
255. Zhou B., Rybski D., Kropp J.P. The role of city size and urban form in the surface urban heat island // *Sci. Rep.* 2017. V. 7. № 1. P. 4791.
256. Zhu X., Li D., Zhou W., Ni G., Cong Z., Sun T. An idealized LES study of urban modification of moist convection // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2017. V. 143. № 709. P. 3228-3243.